



ФГБУ «ВИМС»

ЗАРУБЕЖНЫЕ ИНТЕРНЕТ-МАТЕРИАЛЫ

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

№ 11

Редактор-составитель: В.В. Коротков

СОДЕРЖАНИЕ:

	стр.
I. РОЛЬ МАГМА-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮИДНЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ ОЛОВО-ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ГРАНИТАХ (пояс Кибара, Демократическая Республика Конго).....	5
1. Введение.....	5
2. Геологические условия КИБ.....	7
3. Микроанализы рудных минералов (SEM-CL, EPMA, EDS и LA-ICP-MS).....	10
4. Анализ флюидных включений (микротермометрия, лазерная рамановская спектроскопия).....	13
5. Результаты.....	15
5.1. Sn-W минералы и их микротекстуры.....	15
5.2. Составы касситерита и вольфрамита.....	16
5.3. Петрографические описания флюидных включений КИБ.....	17
5.4. Микротермометрия FI и расчет плотности флюида.....	18
5.5. Рамановская спектроскопия на FIS.....	19
6. Обсуждение.....	20
6.1. Структура и геохимия руд.....	20
6.2. Гидротермальные изменения.....	22
6.3. Ограничения включения флюидов.....	23
6.4. Процессы осаждения Sn-W.....	26
7. Выводы.....	27
II. МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ МОЛИБДЕНИТА – МИНЕРАЛА-ИНДИКАТОРА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	29
1. Введение.....	29
2. Данные и аналитические методы.....	30
2.1. Исходные данные.....	30
2.2. Статистические методы.....	31
3. Результаты.....	31
3.1. Химический состав молибденита.....	31
3.2. Результаты PLS-DA по молибдениту из разных типов месторождений.....	33
4. Обсуждение.....	36
4.1. Различия между различными типами месторождений.....	36
4.2. Ограничения использования молибденита для классификации типов месторождений.....	38
5. Выводы.....	40
III. ТРЕХМЕРНОЕ ГЕОЛОГО–ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ОСНОВЕ НЕРЕГУЛЯРНЫХ РАЗРЕЗОВ (рудный район Ашеле, Синьцзян, Китай).....	41
1. Введение.....	41
2. Геологические условия.....	42
3. Метод трехмерного моделирования.....	43
4. Интерпретация данных.....	45
4.1. Анализ данных о физических свойствах.....	45
4.2. Обработка и интерпретация геофизической информации.....	47
4.2.1. Гравитационные и магнитные данные.....	47

4.2.2. Данные магнитотеллурического зондирования.....	49
4.2.3. Интерпретация гравитационных и магнитных данных.....	50
4.2.4. Интерпретация магнитотеллурических профилей.....	52
5. Построение модели.....	53
5.1. Построение профилей магистрали.....	53
5.2. Построение трехмерной геологической модели.....	53
6. Результаты и обсуждение.....	56
6.1. Структурные характеристики трехмерной модели.....	56
6.2. Прогнозирование оруденения.....	58
7. Выводы.....	59
IV. ДДЗ ASTER ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ ХРОМИТСОДЕРЖАЩИХ ЗОН В ОФИОЛИТАХ (труднодоступные горные массивы Северного Омана)....	61
1. Введение.....	61
2. Геология района и ДДЗ.....	63
3. Спектральные характеристики офиолитов и хромитов.....	64
4. Методология.....	66
5. Результаты и обсуждение.....	67
5.1. Картирование хромитовой минерализованной зоны.....	67
5.2. Полевая интерпретация.....	71
6. Выводы.....	73
V. ТРЕХМЕРНЫЙ ЛОКАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА БАЙЯНХЭ (вулканический пояс Сюэмистан, Синьцзян, Китай)....	74
1. Введение.....	74
2. Геологические предпосылки.....	74
3. Металлогенический прогноз в 3D.....	75
3.1. 3D геологическое моделирование.....	75
3.2. Создание модели количественного прогнозирования.....	77
4. Результаты прогноза.....	80
4.1. Метод взвешенных доказательств.....	81
4.2. Метод информационной разведки.....	82
4.3. Анализ результатов прогноза.....	83
4.4. Определение перспективных зон.....	84
4.5. Оценка прогнозных ресурсов.....	85
5. Выводы.....	86
VI. КАРТИРОВАНИЕ ПОТЕНЦИАЛА ЛИТИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДДЗ И ИСКУССТВЕННЫХ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ (Португалия).....	87
1. Введение.....	87
2. Геологический обзор.....	88
3. Данные дистанционного зондирования (ДДЗ).....	89
4. Данные и обработка.....	89
4.1. Геологические и геохимические данные.....	89
4.2. ДДЗ Sentinel-2.....	91
4.3. Внешние маскирующие данные.....	92
4.4. Схемы обучения.....	93
5. Методы прогнозного моделирования.....	94
6. Результаты.....	96
6.1. Геологическая модель.....	96

6.2. Модели дистанционного зондирования.....	97
6.2.1. Модель дистанционного зондирования 1.....	97
6.2.2. Модель дистанционного зондирования 2.....	100
6.3. Комбинация моделей по геологии и ДДЗ.....	103
7. Обсуждение.....	104
8. Выводы.....	105
VII. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ СИСТЕМ ЮСГ (<i>районы Вале-ду-Кюрасас и Риачо-ду-Понтал, Бразилия</i>).....	107
1. Введение.....	107
2. Геологическое строение и минерализация.....	109
3. Используемые геофизические данные.....	112
4. 3D модели магнитной и гравитационной инверсии.....	116
5. Результаты.....	117
5.1. Гравитационные и магнитные характеристики.....	117
5.2. 3D инверсионные модели.....	118
6. Минеральные системы рудных районов ЮСГ.....	121
7. Поисковый потенциал рудных районов.....	124
8. Выводы.....	125
<i>Источники</i>	127

I. РОЛЬ МАГМА-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮИДНЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ ОЛОВО-ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ГРАНИТАХ (пояс Кибара, Демократическая Республика Конго) [1]

1. Введение.

Граниты и связанные с ними перигранитовые флюидные процессы формируют месторождения таких металлов как Sn, Nb, Ta, W и REE. Лейкограниты пояса Кибара (КИБ) возникли в результате процессов частичного плавления земной коры (анатексиса) во время Кибаранского коллизионного события. Проявления минерализации Sn-W обычно связаны с дифференцированными лейкогранитами. Зарождающиеся постмагматические процессы, такие как выделение флюида, взаимодействие флюида с породой, включая метасоматические реакции и смешение флюида с жидкостью (магматико-метеоритное), вносят значительный вклад в критическую подвижность металлов и обогащение. Эти син- и постгранитные флюидные процессы определяют химический состав гранита (ассоциированных с ним пегматитов) и вмещающих пород. Свидетельства этих магма-гидротермальных флюидных процессов можно найти во вторичных минеральных фазах через изменения и флюидные включения.

Касситерит и вольфрамит содержат значительные количества микроэлементов, в том числе In, Ga и REE. Методы катодолюминесценции SEM (CL) позволяют получить микротекстурную информацию о таких минералах, как касситерит и их геохимии. Описаны микротекстурные особенности в касситеритах, включая трещины, двойникование и колебательную зональность, с помощью SEM-CL. Это показывает наличие чередующихся более темных и ярких зон CL. Эти текстуры касситерита могут быть связаны с включением в касситерит таких микроэлементов, как Ti, Fe, Nb, Ta и W.

Исследование флюидных включений предоставляет данные о составе минерализующих флюидов при давлении и температуре с использованием микротермометрии, рамановской спектроскопии для определения содержания газовых частиц и их количества и микроанализов LA-ICP-MS. Процессы осаждения Sn на месторождениях были смоделированы, что показывает, что многоступенчатое и прогрессивное взаимодействие флюида и породы обеспечивает эффективный контроль над массивными осадками касситерита. Исследование флюидов на месторождении Sn Янки Лоде показало, что выпадение касситерита было связано с флюидами различной солености (+ микроэлементы) и температуры. Эти данные свидетельствуют о том, что смешение флюидов магматического и метеоритного происхождения является одним из основных факторов, контролирующих высококачественное Sn-оруденение.

Пояс Кибара (КІВ) в Демократической Республике Конго (ДРК) содержит массивные Sn-W и другие минералоносные граниты, а также связанные с ними перигранитные кварцевые жилы (рис. 1, 2).

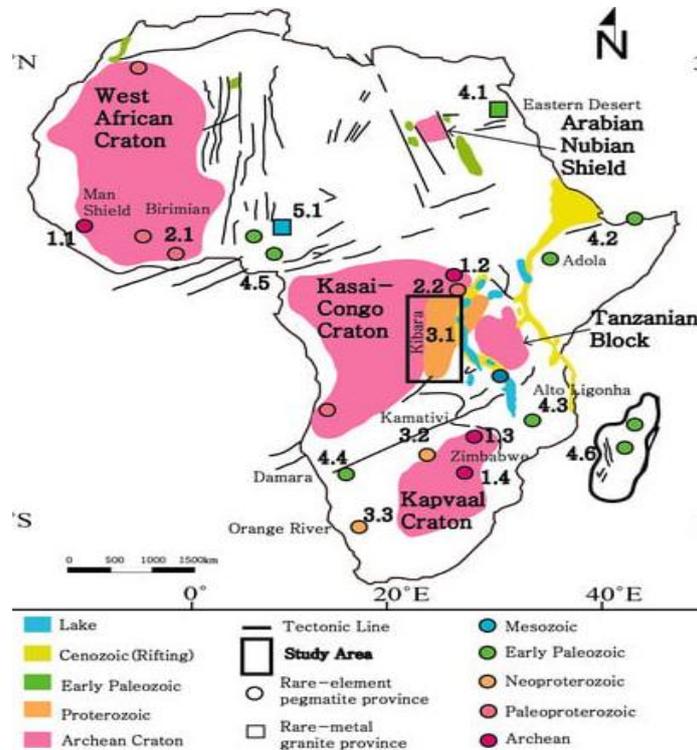


Рис. 1.Тектоно-магматическая схема африканских провинций редкометалльных гранитов. Черный прямоугольник - область исследования. Металлогенетические провинции в Африке: 1.1 Манский щит, 1.2 Кратон Конго, 1.3 кратон Зимбабве, 1.4 кратон Каапваал; 2.1 Провинция Биримиян, 2.2 Кибалиан; 3.1 Пояс Кибара, 3.2 Пояс Камативских сланцев, 3.3 Пояс Ориндж-Ривер; 4.1 Восточная пустыня, 4.2 Пояс Адола, 4.3 провинция Альто-Лигонья, 4.4 Пояс Дамара, 4.5 древние граниты (Нигерия), 4.6 Мадагаскара; и 5.1 молодые граниты (Нигерия)

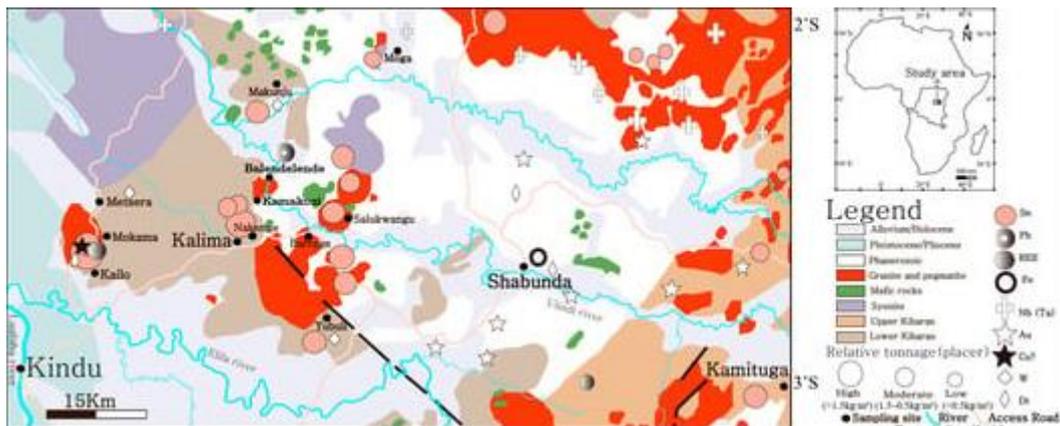


Рис. 2.Геологическая карта СЗ пояса Кибара (КІВ) в провинции Маниема в Демократической Республике Конго.

В этом исследовании представлены объединенные результаты химического состава флюидов и руд, чтобы продемонстрировать роль изменений и флюидных процессов в осаждении высококачественного касситерита и вольфрамита в КІВ в Демократической Республике Конго.

2. Геологические условия КИБ.

Пояс Кибара (КИБ), является частью обширной Центрально-Африканской металлогенической провинции и содержит многочисленные высокосортные месторождения Sn и W-Nb-Ta, связанные с гранитами (рис. 3).

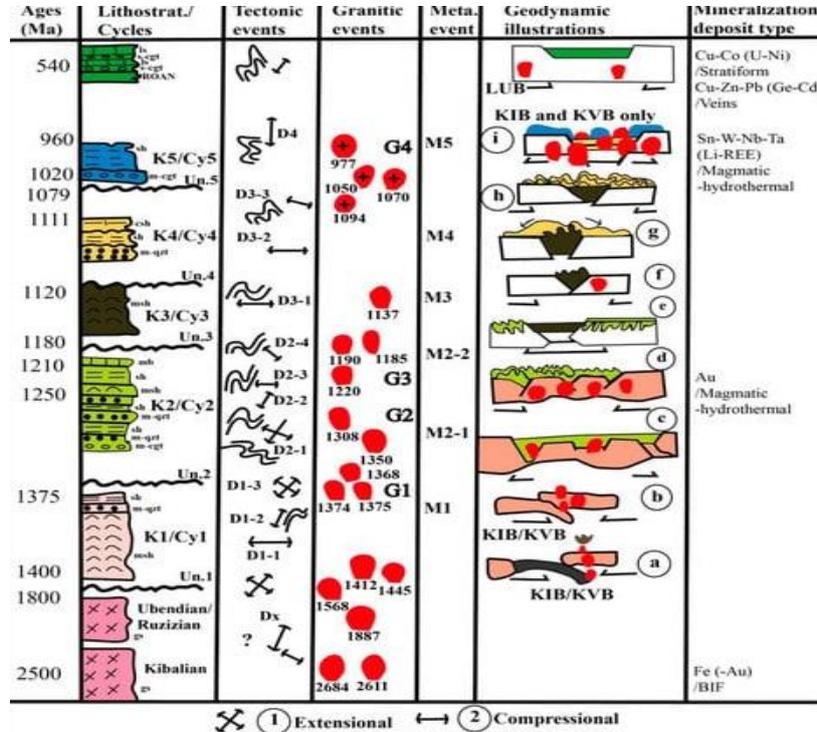


Рис. 3. Тектоно-магматические и стратиграфические подразделения КИБ.

Фундамент КИБ состоит из метаосаждений, в том числе метапелитовых сланцев и гранитного гнейса. Центральная и северная части пояса покрыты кремнекlastической осадочной толщей бассейна Конго мощностью около 10 км. Метаосадочный фундамент Кибары нарушен серией гранитов и подчиненных мафитовых тел во время мезопротерозойского орогенеза. Группы Sn-W кварцевых жил, связанных с гранитными интрузиями, пересекают как граниты, так и метаосадочный фундамент. Мезопротерозойский КИБ перекрывает палеопротерозойский пояс “Убенде” в северной части, вмещающий Fe-Au минерализацию, а в южной части он частично перекрыт неопротерозойским поясом (“Луфилаанский или Замбийский пояс”), известным месторождениями Cu-Co

В КИБ касситерит, вольфрамит и колумбит являются основными первичными рудами, связанными с гранитами и перигранитными кварцевыми жилами, он также имеет вторичную россыпную минерализацию в аллювиальных и элювиальных отложениях близлежащих рек и долин, примерно в 1-2 км от первичных минерализованных гранитов и связанных с ними кварцевых жил. Sn-W руды в поясе содержат значительные количества Nb, Ta, As, Hg, Pb, U, REE и Au.

Гранитные интрузии в КИБе представляют собой перламинозный гранит S-типа и лейкократовый гранит, образованный плавлением земной коры богатых Al-метаосадочных пород во времяорогенииКибарана. Граниты КИВ классифицируются на три основные фазы в зависимости от возраста, текстуры и содержания рудных минералов. Первая фаза состоит из предтектонических безрудных гранитных интрузий (G1-G3, рис. 3) возрастом 1100-1500 млн лет. Вторая фаза включает кибаранскиепосторогенные “Sn-(W) минерализованные” граниты (G4) 950-1094 млн лет. Эти граниты равнозернистые и содержат кварц, биотит-мусковит, альбит и вторичные минералы, такие как роговая обманка, апатит, и рудные минералы, такие как касситерит, пирит, халькопирит и сфалерит. Третья фаза включает гранитные пегматиты (G4 или G5) возрастом 755-950 млн лет, которые демонстрируют обогащение Nb-Ta-Sn.

В поясе Кибара различают два типа пегматитов: богатые Li-Cs-Ta (LCT-тип) и Nb-Y-F-богатые (NYF-тип). Эти пегматиты LCT (в изобилии) и NYF (редко встречающиеся) состоят из кварца и слюд (биотит, мусковит, лепидолит и сподумен) и вторичных минералов, таких как плагиоклазы (альбит-олигоклаз), берилл, турмалин, касситерит, апатит, колумботанталит, фосфаты и редкие сульфатные минералы.

Граниты, содержащие Sn “второй фазы G4”, в КИВ состоят из: (1) равнозернистых гранитных куполовидных (минерализованных), (2) грейзенизированных гранитов (минерализованных), (3) пегматитов (минерализованных) и (4) линзовидно инжектированных и трубообразных гран-аплитов (менее минерализованных). В этом исследовании сосредоточились на минерализованных гранитах (1-3) КИВ в провинции Маниема (участки Калима и Мокама). Контакт между гранитными интрузиями и метаосадочным фундаментом обычно наклонен под углом, превышающим 60°. Контакт между минерализованными гранитами и пегматитами (рис. 4i) часто демонстрирует боковую градацию уменьшения размеров минералов в виде чешуек слюды и агрегированных зерен кварца от пегматита к гранитам. Равнозернистые гранитные интрузии часто встречаются в крупных телах батолита, приблизительно 4-7 км в длину и 1-2 км в ширину.

Минерализованные граниты состоят из K-полевого шпата, кварца, альбита, биотита, мусковита и роговой обманки (рис. 4с, d и 5а, b). Некоторые зерна кварца содержат включения мусковита, серицита и альбита (рис. 4с). В гранитах наблюдаются округлые текстуры и миаролитовые полости. Полости, образующие миаролитовые текстуры, достигают 1-5 см в диаметре (рис. 5с). Грейзенизация характеризуется обильным содержанием мусковита (рис. 4с, d). Эти грейзенизированные породы содержат сульфидные минералы, включая халькопирит, борнит, сфалерит, пирит и супергенные минералы, такие как халькоцит, ковеллит и малахит.

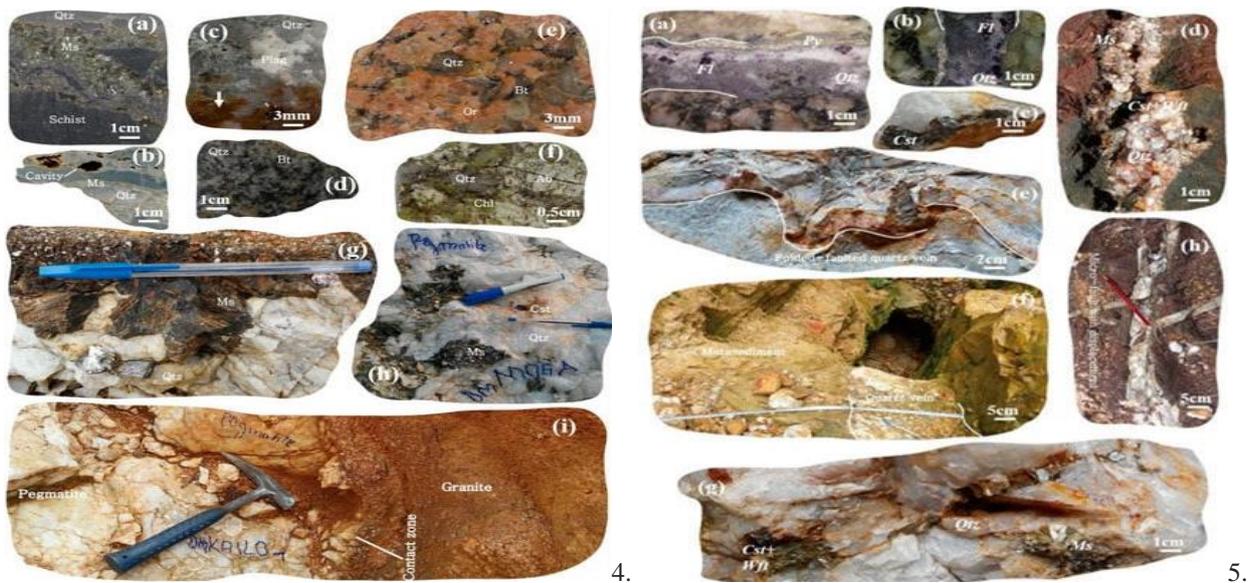


Рис. 4, 5. Макрографии образцов горных пород и кварцевых жил из КИВ:

- 4: (a,b) минерализованные породы и изменения мусковита; (c,d) минерализованные граниты с изменениями – красный кромка (белая стрелка) и миаролитовые полости; (e) гранит с обилием *k*-полевого шпата (розоватый ортоклаз); (f) измененный гранит с признаками хлоритизации (зеленая масса хлорита) и альбитизации (гигантские пластинки плагиоклазов, включая альбит); (g,h) минерализованные пегматиты с гигантскими кристаллами кварца и крупного мусковита; (i) зона контакта между пегматитом и гранитом.
- 5: (a,b) безрудные кварцевые жилы; (в) минерализованные кварцевые жилы; (d) минерализованные кварцевые жилы и перекристаллизованный кварц, заполняющий полости; (e,f) минерализованные кварцевые жилы и сланцеватость, микроразломы; (g) минерализованная кварцевая жила и изменение мусковита; (h) минерализованная кварцевая жила и микроразлом со смещением.

Минерализованные пегматиты Sn (-W) встречаются в виде линзовидных или трубообразных тел диаметром менее 50 м. Эти пегматиты находятся в контакте с гранитом.

Встречаются два типа кварцевых жил: (1) минерализованные жилы Sn-W, которые пересекают метаосадочный фундамент и (2) безрудные жилы, которые пересекают в основном граниты и, реже, метаосадочные отложения.

Минерализованные кварцевые жилы Sn-W имеют возраст 820-905 млн лет (Ar-Ar по мусковиту). Жилы толщиной до 15 см (рис. 5f) состоят из раннего эугедрального кварца, за которым следуют более поздние руды. Парагенетическая последовательность среди руд такова: (1) касситерит, (2) касситерит-вольфрамит и (3) сульфиды, включая арсенопирит, пирит и молибденит, халькопирит, сфалерит, и редко борнит. Минерализованные кварцевые жилы Sn-W, как правило, прямые, но часто изогнутые (рис. 5e). Бесплодные кварцевые жилы тоньше, чем минерализованные.

Граниты, содержащие Sn-W, и кварцевые жилы в КИВ демонстрируют различные особенности изменений. Ореолы этих изменений характеризуются присутствием таких минералов, как мусковит, серицит, альбит, хлорит и гематит. Классифицированы комплексы гипогенных изменений на пять групп: (1) кварц-хлорит-мусковит-серицит; (2) турмалин-альбит-топаз-мусковит-кварц; (3) турмалин-мусковит; (4) гематит-пирит; и (5) мусковит-

кварц. Комплексы изменений 1-3 доминируют в гранитах с Sn-минерализацией, в то время как комплекс 4 доминирует в безрудных кварцевых жилах, прорезающих гранит, а комплекс 5 доминирует в Sn-W минерализованных кварцевых жилах, прорезающих метаосадочные породы. Среди минерализованных гранитов изменения (3) является доминирующими в самой высокой степени Sn.

3. Микроанализы рудных минералов (SEM-CL, EPMA, EDS и LA-ICP-MS).

Для целей петрографии и геохимии минералов было подготовлено более 15 шлифованных срезов зерен касситерита и вольфрамита. Минералы, такие как кварц, флюорит и касситерит, содержащие флюидные включения, были выбраны на основе их изменений, литологии и типа руды (например, Sn, Sn-W), а также сквозных взаимосвязей. Для последующего изучения флюидных включений было подготовлено около сотни минеральных частиц.

Составы касситерита и вольфрамита определяли методом энергодисперсионной спектроскопии (EDS; серия HR-SEM SU8010, Hi-TechInstruments, Нанкин, Китай) и электронно-зондовом микроанализаторе (EPMA) серии CAMECA SX100 (CAMECA, Париж, Франция) (табл. 1).

Табл. 1.

Результаты анализа LA-ICP-MS и EPMA основных и микроэлементов в касситерите

Major and Trace Element Distributions in Textured Cassiterite for Cross-Section 1												
Oxides/Aps/ Rock type/ Minerals/ Diseases	Kibara belt (KIB)/Mesoproterozoic Volcanic (DMYUB) Quartz veins Cassiterite											
	Chloritiferous and Replacement Type I			Type I			Type I			Type I		
Sample(s)	DMYUB 1_9_1	DMYUB 1_9_2	DMYUB 1_9_3	DMYUB 1_9_4	DMYUB 1_9_5	DMYUB 1_9_6	DMYUB 1_9_7	DMYUB 1_9_8	DMYUB 1_9_9	DMYUB 1_9_10	DMYUB 1_9_11	DMYUB 1_9_11
Major elements												
SiO ₂ (wt.%)	99.1	98.9	98.3	97.9	98.5	99.0	98.7	97.6	98.3	99.6	98.8	98.8
Total (wt.%)	99.1	98.9	98.3	97.9	98.5	99.0	98.7	97.6	98.3	99.6	98.8	98.8
Minor elements												
Li (ppm)	11.79	8.70	bd	1.57	2.50	1.03	1.18	2.61	bd	1.83	0.62	1.19
B (ppm)	13.74	13.53	13.49	13.63	14.48	14.12	12.44	12.17	12.06	11.43	13.19	13.19
Na (ppm)	49.53	28.89	bd	15.33	32.27	bd	38.83	bd	47.41	bd	47.41	bd
Mg (ppm)	0.00	0.00	bd	0.00	0.00	bd	1.00	bd	bd	bd	1.00	bd
Al (ppm)	12.05	9.56	101.34	19.12	15.48	7.71	8.54	71.50	11.84	80.78	8.37	8.37
Si (ppm)	1353.99	1167.90	1224.77	1424.93	1132.53	1243.20	1151.29	1130.62	1294.81	1043.29	1063.83	1063.83
P (ppm)	3.00	bd	19.79	25.97	bd	3.00	3.00	11.00	3.00	9.00	3.00	3.00
K (ppm)	13.39	13.53	bd	bd	6.98	bd	bd	18.81	bd	20.00	bd	bd
Ca (ppm)	2.00	1.00	bd	bd	3.00	bd	3.00	bd	3.00	3.00	4.00	4.00
Sc (ppm)	1.67	2.58	4.53	3.69	4.67	2.85	2.52	4.15	2.84	3.48	2.45	2.45
Ti (ppm)	310.61	161.93	83.72	462.91	503.36	638.33	696.16	396.39	593.92	740.65	832.54	832.54
V (ppm)	9.49	8.09	2.00	17.35	22.66	20.77	29.05	18.16	18.41	33.30	12.89	12.89
Mn (ppm)	3.00	3.13	1.39	8.54	0.83	0.71	0.62	3.48	0.86	5.69	1.27	1.27
Fe (ppm)	91.51	145.37	1456.53	182.58	222.58	109.42	142.63	603.67	641.67	490.53	283.06	283.06
Co (ppm)	13.52	13.77	13.67	14.17	13.39	14.18	14.14	14.06	12.45	13.80	13.58	13.58
Ni (ppm)	242.73	248.12	222.86	246.34	230.96	229.10	238.69	220.71	210.97	236.77	224.47	224.47
Cu (ppm)	0.50	bd	bd	0.30	bd	bd	2.06	bd	bd	4.15	bd	bd
Zn (ppm)	3.95	3.66	11.81	3.77	3.79	4.22	3.99	11.95	3.90	8.75	3.56	3.56
Ga (ppm)	0.31	0.43	3.99	0.43	0.47	0.32	0.31	1.57	0.43	0.43	0.31	0.31
Ge (ppm)	bd	bd	1.81	bd	0.03	bd	bd	2.30	bd	2.40	bd	bd
As (ppm)	4.70	1.53	11.52	1.47	1.51	1.66	1.52	9.29	1.64	29.47	1.52	1.52
Se (ppm)	0.62	1.82	bd	1.00	bd	bd	0.50	bd	0.40	bd	1.50	1.50
Br (ppm)	2.06	0.76	0.21	0.80	0.70	bd	bd	0.73	bd	0.69	0.34	0.34
Y (ppm)	bd	bd	0.15	bd	bd	0.03	bd	0.04	bd	0.14	bd	bd
Zr (ppm)	8.23	3.51	2.07	9.03	9.86	17.98	20.61	7.01	19.40	12.61	25.80	25.80
Nb (ppm)	2.08	0.30	0.25	0.33	0.82	1.76	0.73	1.19	0.17	2.36	107.56	107.56
Ag (ppm)	0.13	bd	1.67	bd	42.00	bd	0.33	bd	1.30	bd	1.30	bd
In (ppm)	2.12	2.76	28.19	4.60	5.89	2.95	2.85	13.98	4.06	4.31	2.33	2.33

Sb (ppm)	0.76	0.41	1.43	0.44	0.63	0.42	0.50	0.62	bd	0.39	0.43	0.43
Sn (ppm)	2.91	2.38	0.46	0.88	0.80	0.37	0.76	1.09	0.18	0.71	0.27	0.27
Ba (ppm)	4.11	3.78	2.89	2.99	3.30	3.04	2.93	3.13	3.44	3.44	3.54	3.54
La (ppm)	0.00	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.18	bd	0.22	bd	bd
Ce (ppm)	0.50	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.77	bd	1.72	bd	bd
Pr (ppm)	0.06	0.06	0.06	0.06	bd	bd	bd	0.09	0.07	0.11	0.05	0.05
Nd (ppm)	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Sm (ppm)	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Eu (ppm)	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Gd (ppm)	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Tb (ppm)	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Dy (ppm)	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Hf (ppm)	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Er (ppm)	bd	bd	bd	bd	bd	0.58	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Tm (ppm)	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Yb (ppm)	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Lu (ppm)	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Hf (ppm)	0.16	bd	bd	0.17	0.15	0.53	0.56	0.69	0.29	0.29	0.70	0.70
Ta (ppm)	0.34	0.14	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.02	0.05	0.05	0.05	0.05
W (ppm)	25.79	5.94	67.44	20.16	22.56	5.88	4.77	88.34	7.56	152.52	4503.61	4503.61
Ala (ppm)	bd	bd	1.90	bd	0.02	bd	bd	2.00	bd	3.00	bd	bd
Tl (ppm)	bd	bd	bd	bd	bd	0.40	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Pb (ppm)	1.06	1.64	0.32	0.13	0.11	0.13	0.15	0.94	0.12	2.15	0.14	0.14
Bi (ppm)	0.89	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	1.05	0.07	3.86	0.06	0.06
Th (ppm)	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.26	bd	bd
U (ppm)	0.12	0.11	2.82	0.25	0.24	0.10	0.13	0.64	0.13	0.21	2.46	2.46
[REE] (ppm)	0.6	0.1	0.1	0.1	bd	0.6	bd	1.0	0.1	2.1	0.1	0.1
Ti/Fe	1.11	0.05	0.05	2.54	2.26	5.84	6.00	3.69	0.60	1.51	4.10	4.10
ln/Ta	6.24	19.75	563.78	91.98	117.84	58.96	57.10	698.79	81.27	86.29	3.58	3.58
Al/Nb	6.04	27.18	403.96	57.34	18.81	4.38	11.78	60.29	68.46	33.94	0.08	0.08
V/Fe	0.10	0.06	n.s.	0.10	0.10	0.21	0.03	0.10	0.07	0.07	0.06	0.06

Footnote: bd = below the detection limit.

Электронный зондовый микроскоп состоял из модели JEOL-JXA-8530F PLUS и использовал ускоряющее напряжение 15 кВ, ускоряющий ток 40 нА и электронный пучок 3 мм. Анализ проводился с продолжительностью пика 10с и фоновым временем 5с для Ti, Fe и Mn, и пиковым фоновым временем 40с для оставшихся элементов. Элементы были измерены в касситерите (Sn, PET (2d = 8,7 Å), La), рутиле (Ti, PET, Ka), гематите (Fe, LIF (2d = 4,0 Å), Ka), спессартиновом гранате (Mn, LIF, Ka), корунде (Al, TAP (2d = 25,8 Å), Ka), колумбите (Nb, LIF, La), танталит (Ta, TAP, Mβ) и вольфрамит (Mn, TAP, La). Для калибровок эталонами являлись: касситерит для Sn, синтетические оксиды: MnTiO₃ для Ti и Fe₂O₃ для Fe и чистых металлов (Nb, Ta и W), результаты которых использовались в качестве внутреннего стандарта для последующей лазерной абляции (LA), изображения ICP-MS SEM-CL были получены из 15 репрезентативных зерен касситерита и вольфрамита.

Микроанализ микроэлементов LA-ICP-MS (табл. 1, 2, 3) был выполнен на 67 участках для касситерита, 7 для кварца и 13 для вольфрамита.

Табл. 2.

Микроанализы LA-ICP-MS и EPMA по касситериту в гранитах и по вольфрамиту в кварцевых жилах.

Charge/Spot Locality Rock type Mineral	LA-ICP-MS Major and Trace Element Data for Cassiterite Hosted in Granite, and Wolframite in Quartz Vein														
	Nobility (EPMA/ICP)				Others (ICP/Thermoprecipitation)										
	Cassiterite (epitaxial)				Wolframite (epitaxial)					Quartz vein					
	Ca	Ca	Ca	Ca	Sn	Sn	Sn	Sn	Sn	Sn	Sn	Sn	Sn	Sn	Sn
Chemical Charge	Oxidation and Replacement				Homogeneous (No internal inhomogeneity observed)										
Sample	EPMA/ICP 07_02	EPMA/ICP 07_03	EPMA/ICP 07_04	EPMA/ICP 07_05	EPMA/ICP 07_06	EPMA/ICP 1_04_1	EPMA/ICP 1_04_2	EPMA/ICP 1_04_3	EPMA/ICP 1_04_4	EPMA/ICP 1_04_5	EPMA/ICP 1_05_1	EPMA/ICP 1_05_2	EPMA/ICP 1_05_3	EPMA/ICP 1_05_4	EPMA/ICP 1_05_5
	Major elements														
Wt% (act %)	98.9	97.6	98.3	97.9	99.2	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9
SiO ₂ (act %)	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan
TiO ₂ (act %)	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan
Al ₂ O ₃ (act %)	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan	nan
Total (act %)	98.9	97.6	98.3	97.9	99.2	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9
	Minor elements														
Li (ppm)	2496.3	bad	141.3	bad	141.3	1.2	7.9	9.7	10.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Be (ppm)	15.3	12.7	6.3	19.9	2.7	7.3	2.0	6.6	6.8	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Na (ppm)	59.6	59.0	29.3	0.89	224.7	0.0	50.9	81.9	70.6	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Mg (ppm)	23234.6	6.6	12.9	19.66	1662.3	196.9	196.9	206.9	206.9	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Al (ppm)	21.613	10.6	21.2	14.39	59.0	11.0	4.3	10.9	13.8	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Si (ppm)	99492.7	2019.3	3671.1	202706.0	0.0	789.9	1242.0	975.7	796.7	bad	bad	bad	bad	bad	bad
P (ppm)	0.0	0.0	2.62.6	0.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
K (ppm)	3676.0	0.0	33.7	0.0	39.4	0.0	0.0	23.6	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Ca (ppm)	0.0	0.0	0.0	0.0	1.9	0.0	0.0	0.0	1.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Sc (ppm)	6.4	2.5	1.9	2.4	12.3	12.3	12.4	23.0	17.4	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Ti (ppm)	19.610	1676.3	2075.6	1799.6	0.0	0.0	0.0	16.9	20.6	bad	bad	bad	bad	bad	bad
V (ppm)	9.0	6.8	6.8	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Mn (ppm)	136.0	6.8	11.8	10.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Fe (ppm)	942.7	87.6	49.3	150.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Co (ppm)	13.6	11.4	12.8	13.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Ni (ppm)	7.0	171.7	140.3	210.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Zn (ppm)	2.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Cu (ppm)	24.6	9.2	19.1	12.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Ga (ppm)	6.6	bad	0.7	0.6	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Zr (ppm)	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Nb (ppm)	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Ta (ppm)	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Bi (ppm)	492.6	bad	bad	bad	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Pb (ppm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Th (ppm)	0.0	2.8	1.1	0.0	2.1	1.8	1.1	2.3	1.9	bad	bad	bad	bad	bad	bad
U (ppm)	137.7	149.3	149.7	147.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Mo (ppm)	1096.6	1197.7	2796.6	167.1	15.1	16.1	12.0	16.9	14.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Ag (ppm)	bad	bad	bad	bad	0.9	1.9	1.9	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Sr (ppm)	bad	bad	bad	bad	0.1	0.7	1.9	1.9	1.9	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Y (ppm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Rb (ppm)	1.3	bad	1.7	0.9	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Li (ppm)	775.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Na (ppm)	24.6	13.3	9.3	9.7	1.7	1.0	1.0	1.1	1.1	bad	bad	bad	bad	bad	bad
K (ppm)	0.22	0.16	0.27	0.19	0.0	0.0	0.20	0.22	0.20	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Ca (ppm)	0.12	0.10	0.09	0.12	0.0	0.0	0.24	0.27	0.27	bad	bad	bad	bad	bad	bad
P (ppm)	0.19	0.12	0.19	0.12	0.0	0.0	0.0	0.09	0.17	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Mg (ppm)	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	0.11	0.10	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Si (ppm)	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Al (ppm)	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Ti (ppm)	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Fe (ppm)	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Co (ppm)	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Cu (ppm)	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Zn (ppm)	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad
As (ppm)	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Se (ppm)	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Br (ppm)	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Kr (ppm)	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Rb (ppm)	2.8	6.6	125.9	27.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Li (ppm)	6.2	2.2	1.8	1.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Na (ppm)	2.9	bad	bad	bad	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
K (ppm)	0.3	bad	bad	bad	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Ca (ppm)	1.1	1.1	276.6	bad	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Ti (ppm)	0.7	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Fe (ppm)	1.6	0.7	1.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Mn (ppm)	0.6	2.1	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
EPMA (ppm)	1.80	14.70	29.30	11.30	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Li (ppm)	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Be (ppm)	1.87	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Al (ppm)	1.87	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad
Si (ppm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	bad	bad	bad	bad	bad	bad

Микрозональность, полученная на изображениях SEM-CL, использовалась для выделения пятна LA-ICP-MS. Проанализировали изотопы 60 элементов (⁷Li, ⁹Be, ¹¹B, ²³Na, ²⁵Mg, ²⁷Al,

²⁹Si, ³¹P, ³⁹K, ⁴²Ca, ⁴⁵Sc, ⁴⁹Ti, ⁵¹V, ⁵³Cr, ⁵⁵Mn, ⁵⁷Fe, ⁵⁹Co, ⁶¹Ni, ⁶⁵Cu, ⁶⁶Zn, ⁷¹Ga, ⁷³Ge, ⁷⁵As, ⁸⁵Rb, ⁸⁸Sr, ⁸⁹Y, ⁹⁰Zr, ⁹³Nb, ⁹⁵Mo, ¹⁰⁷Ag, ¹¹¹Cd, ¹¹³In, ¹¹⁸Sn, ¹²¹Sb, ¹³³Cs, ¹³⁷Ba, ¹³⁹La, ¹⁴⁰Ce, ¹⁴¹Pr, ¹⁴⁶Nd, ¹⁴⁷Sm, ¹⁵¹Eu, ¹⁵⁷Gd, ¹⁵⁹Tb, ¹⁶³Dy, ¹⁶⁵Ho, ¹⁶⁷Er, ¹⁶⁹Tm, ¹⁷³Yb, ¹⁷⁵Lu, ¹⁷⁸Hf, ¹⁸¹Ta, ¹⁸²W, ¹⁸⁵Re, ¹⁹⁷Au, ²⁰⁵Tl, ²⁰⁸Pb, ²⁰⁹Bi, ²³²Th и ²³⁸U).

Табл. 3.

Обобщенные результаты микроанализов LA-ICP-MS и EPMA концентратов касситерита и вольфрамита.

Summarized Data of LA ICP MS Analyses of Cassiterite and Wolframite												
Country:	Democratic Republic of Congo (DRC)											
Geologic belt/Age:	Kibara belt (KB)/Mesoproterozoic											
Rock type:	Granites and quartz veins								Quartz veins			
Mineral:	Cassiterite								Wolframite			
One texture:	Oscillatory and replacement								Homogeneous			
One type:	Type I (n = 68 spots)				Type II (n = 40 spots)				Type III (n = 13 spots)			
Statistic:	Min.	Max.	Avg.	Std.	Min.	Max.	Avg.	Std.	Min.	Max.	Avg.	Std.
Major Oxides												
SiO ₂ (wt%)	97.4	99.6	98.5	1.1	97.4	99.6	98.5	1.1	1.e.	1.e.	1.e.	1.e.
WO ₃ (wt%)	1.e.	1.e.	1.e.	1.e.	1.e.	1.e.	1.e.	1.e.	1.e.	72.4	78.0	74.2
FeO (wt%)	1.e.	1.e.	1.e.	1.e.	1.e.	1.e.	1.e.	1.e.	1.e.	16.7	18.5	17.6
MnO (wt%)	1.e.	1.e.	1.e.	1.e.	1.e.	1.e.	1.e.	1.e.	1.e.	5.9	6.9	6.4
Total	97.4	99.6	98.5	1.1	97.4	99.6	98.5	1.1	95.0	101.4	98.2	3.2
Trace elements												
Li (ppm)	8.5	67.9	2.7	8.5	15.5	686.1	22.4	109.0	1.1	14.1	2.2	4.2
Summarized Data of LA ICP MS Analyses of Cassiterite and Wolframite												
Trace elements												
Be (ppm)	bdl	bdl	bdl	bdl	0.0	3.6	0.1	0.7	0.0	5.6	0.4	1.5
B (ppm)	6.5	19.1	11.7	3.7	6.5	16.3	12.2	2.0	0.9	8.8	2.1	3.3
Na (ppm)	9.9	94.2	9.9	16.7	bdl	88.1	17.3	21.9	0.5	224.7	29.9	61.5
Mg (ppm)	0.1	20.9	0.9	3.7	bdl	2123.6	64.2	331.4	1.1	280.6	96.4	106.6
Al (ppm)	1.5	487.8	31.3	109.9	3.5	2140.3	207.0	448.0	0.9	13.8	2.6	4.9
Si (ppm)	500.0	10563.4	1432.1	1266.8	850.4	6105.8	1711.3	1223.9	108.0	1241.0	262.1	449.9
P (ppm)	3.8	242.4	6.7	30.1	5.1	65.5	9.8	17.2	bdl	bdl	bdl	bdl
K (ppm)	4.4	618.7	12.5	74.4	5.6	3636.0	160.3	655.0	1.1	38.4	4.6	11.3
Ca (ppm)	2.2	814.5	31.0	147.0	4.3	2232.7	73.0	356.9	bdl	bdl	bdl	bdl
Sc (ppm)	0.3	14.3	3.0	3.0	1.8	15.0	3.9	3.4	3.2	23.0	5.9	7.7
Ti (ppm)	238.4	3077.3	1037.5	833.4	65.7	2951.8	883.6	767.8	1.7	20.6	2.9	6.8
V (ppm)	30.2	91.6	14.4	15.6	5.4	88.1	12.0	17.0	0.0	1.2	0.1	0.3
Cr (ppm)	0.2	12.0	0.4	1.7	0.5	3.5	0.2	1.0	bdl	bdl	bdl	bdl
Mn (ppm)	103.8	4876.9	208.9	848.9	542.3	4082.9	281.5	879.6	m.e.	m.e.	m.e.	m.e.
Co (ppm)	28.2	294.0	118.5	67.5	87.4	2565.9	444.6	436.7	m.e.	m.e.	m.e.	m.e.
Ni (ppm)	8.5	15.8	13.3	2.5	11.9	15.5	13.7	0.9	bdl	bdl	bdl	bdl
Cu (ppm)	138.5	361.7	222.8	70.8	143.9	355.4	241.7	49.4	bdl	bdl	bdl	bdl
Zn (ppm)	0.4	3.4	0.2	0.7	1.1	8.8	1.8	2.3	bdl	bdl	bdl	bdl
Ga (ppm)	2.1	35.9	3.3	3.9	7.4	57.3	11.9	8.9	11.9	45.9	15.9	20.1
Ge (ppm)	1.8	33.2	2.3	7.0	2.0	37.4	2.9	7.1	bdl	bdl	bdl	bdl
As (ppm)	bdl	bdl	bdl	bdl	0.0	1.8	0.1	0.4	bdl	bdl	bdl	bdl
Se (ppm)	1.9	30.2	2.3	4.9	8.7	63.6	11.9	15.1	bdl	bdl	bdl	bdl
Br (ppm)	0.5	8.6	0.2	1.1	8.9	452.4	12.0	79.6	bdl	0.6	0.1	0.2
Sr (ppm)	0.1	6.8	0.5	0.9	0.0	2.0	0.5	0.6	bdl	2.3	0.6	0.7
Y (ppm)	0.0	1.6	0.1	0.3	0.5	20.0	1.0	3.3	bdl	9.3	2.9	2.8
Zr (ppm)	1.0	1324.5	137.1	283.4	2.1	1319.2	152.5	321.0	bdl	4.8	0.6	1.3
Nb (ppm)	720.2	9080.7	961.2	1051.9	425.3	7320.2	809.9	1621.1	12.0	365.1	133.7	94.5
Mo (ppm)	0.1	4.7	0.2	0.7	bdl	bdl	0.2	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Ag (ppm)	0.0	1.7	0.1	0.3	0.0	2.7	0.1	0.5	1.1	4.9	1.3	2.0
In (ppm)	1.3	7.1	1.6	1.9	3.8	48.5	4.4	8.9	1.5	5.9	1.8	2.3
Sn (ppm)	m.e.	m.e.	m.e.	m.e.	m.e.	m.e.	m.e.	m.e.	2.1	26.5	2.6	7.1
Sb (ppm)	0.2	1.7	0.7	0.4	0.1	1.8	0.7	0.4	bdl	bdl	bdl	bdl
Co (ppm)	0.1	2.9	0.6	0.5	1.8	73.4	1.8	11.4	2.5	11.4	2.2	6.4
Ba (ppm)	1.4	103.5	4.2	2.4	2.3	26.8	4.9	4.0	2.0	23.3	2.3	6.1
La (ppm)	0.1	0.6	0.1	0.1	0.3	1.6	0.1	0.3	0.5	3.8	0.4	1.0
Ce (ppm)	0.5	2.4	0.2	0.4	0.8	13.8	1.5	2.7	0.1	9.2	1.2	2.6
Pr (ppm)	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.6	0.1	0.1	0.1	1.4	0.4	0.4
Nd (ppm)	0.0	0.4	0.0	0.0	0.1	2.1	0.2	0.4	0.4	7.2	0.7	1.9
Sm (ppm)	bdl	bdl	bdl	bdl	0.1	0.5	0.2	0.1	0.1	3.0	0.3	0.8
Eu (ppm)	0.0	0.1	0.0	0.0	0.2	0.2	0.2	0.0	0.5	2.2	0.3	0.6
Gd (ppm)	bdl	bdl	bdl	bdl	0.3	1.0	0.5	0.2	bdl	bdl	bdl	bdl
Tb (ppm)	bdl	bdl	bdl	bdl	0.3	0.3	0.3	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0
Dy (ppm)	bdl	bdl	bdl	bdl	2.0	2.3	0.1	0.4	2.2	4.2	2.7	1.1
Ho (ppm)	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.6	0.2	0.1	0.1	1.1	0.2	0.3
Er (ppm)	0.1	0.7	0.3	0.1	1.7	2.0	1.8	0.4	0.8	4.2	1.2	1.2
Tm (ppm)	0.0	0.3	0.1	0.1	0.3	0.3	0.1	0.3	0.1	1.9	0.3	0.4
Yb (ppm)	1.6	7.3	2.3	1.4	2.0	7.0	2.5	1.6	3.5	21.6	4.6	5.7
Lu (ppm)	0.5	1.5	0.8	0.3	1.2	1.6	1.3	0.3	bdl	2.4	1.1	0.7
Hf (ppm)	12.4	261.0	21.7	37.2	15.4	286.5	23.5	63.6	bdl	bdl	bdl	bdl
Ta (ppm)	0.1	35,161.3	1781.7	5941.2	1.0	34,131.8	3205.4	7741.0	1.0	8.6	2.8	2.6
W (ppm)	4.8	4303.6	299.1	776.3	0.9	3219.4	242.1	726.6	m.e.	m.e.	m.e.	m.e.
Ru (ppm)	0.1	0.5	0.3	0.2	bdl	bdl	bdl	bdl	1.0	4.3	1.6	2.0
Au (ppm)	0.5	29.5	1.5	5.0	1.1	33.3	2.6	5.8	0.1	1.8	0.4	0.5
Pt (ppm)	0.0	0.9	0.5	0.1	0.0	2.5	0.1	0.4	bdl	bdl	bdl	bdl
Pb (ppm)	0.1	3.8	0.3	0.7	1.1	15.3	1.6	2.7	3.6	93.3	25.3	32.7
Bi (ppm)	0.1	102.8	1.7	12.4	0.2	13.3	1.8	2.9	2.0	48.9	8.9	13.7
Th (ppm)	0.1	0.5	0.3	0.1	bdl	0.9	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.0
U (ppm)	0.1	12.2	1.4	2.7	0.1	18.5	3.6	2.4	0.1	0.3	0.2	0.1

Notes: bdl = below the detection limit, m.e. = major element excluded, t.e. = trace element excluded.

Система LA-ICP-MS состоит из аргоново-эксимерного лазера с длиной волны 193 нм (LA-NWR 193), соединенного с квадрупольным ICP-MS Agilent 7700x (Agilent Technologies, Санта-Клара, Калифорния, США). 10-12 точечных лазерных абляций были сопоставлены с неизвестными и стандартными эталонными материалами (SRM; NIST-612 и BCR-2) с частотой повторения 5 Гц и энергией лазера около 4-6 Дж/см². Диаметр пучка абляции составлял 50 мкм как для касситерита, так и для вольфрамита. Было проведено сравнение химического состава касситерита и вольфрамита (табл. 4).

Краткое изложение петрографии и геохимии руд.

Kibara Belt Cassiterite and Wolframite Summarized Textures, Trace Element Distributions, and Other Properties			
Properties	Cassiterite		Wolframite
	Cassiterite type I	Cassiterite type II	
Colors under naked eyes and microscope	Yellow transparent	Dark (to dark-reddish) translucent	Homogenous dark
Textures under microscope	Growth zone (oscillatory zoning), and replacement	Oscillatory zoning, replacement, and massive	Massive
Cathodoluminescence (CL)	Relatively higher luminescent (lighter)	Relatively low luminescent (darker)	Relatively low luminescent (darker)
Textures under CL	Growth zone (oscillatory zoning)	Oscillatory zoning and massive	Massive
Relative chronology	Earlier (old)	Later (young)	Very later (youngest)
Geochemistry (traces)	High Ti, V, Zr, Nb, Ta, Hf, and low Ce anomaly	High Fe, Al, Ga, In, As, U, Pb, Au, total REE, and high Ce anomaly	Al, Zn, Pb, Bi, Nb, high HREE
Mineral alteration evolution	Replaced by darker translucent cassiterite (type II)	Replaced by wolframite	No scheelite observed.

4. Анализ флюидных включений (микротермометрия, лазерная рамановская спектроскопия).

Для исследования флюидных включений были использованы 300 дважды отшлифованных фрагментов кварца (180), флюорита (30) и касситерита (90) из 100 дважды отшлифованных фрагментов. Петрографические описания типов флюидных включений (FI) и их комплексов (FIAS) были выполнены под микроскопом с проходящим светом. Была выполнена лазерная рамановская спектроскопия на пузырьковых участках более чем 40 включений водной жидкости. Использовали комбинационный конфокальный лазер (Horiba, LabRam HR Evolution model, Horiba Ltd., Киото, Япония) для обнаружения захваченных газов, таких как CO₂, CH₄, N₂ и H₂ во включениях. Лазер был оснащен чередующимися краевыми фильтрами с длиной волны 532 и 785 нм, регулируемым размером пятна 1-5 мкм и синхронизацией лазерного излучения 10-40с.

Для микротермометрии жидких включений использовали стадию нагрева-охлаждения Linkam-FTIR 600 для определения таяния льда и общей гомогенизации (T_г) FIs. Калибровку стадии проводили с использованием синтетических флюидных включений (водное включение, содержащее CO₂-CH₄, и включение чистой воды) для получения тройной точки (-57,1°C) смешанного водного включения CO₂-CH₄ и таяния льда (0,0°C) и критической температуры гомогенизации (374°C) включения чистой воды. Проанализировали около 3-6 включений, богатых водной жидкостью, в одном комплексе (FIA), и результат каждого комплекса был представлен в виде среднего ± стандартного отклонения (1σ) для его солености и температуры гомогенизации. Полученные микротермометрические результаты

5. Результаты.

5.1. Sn-W минералы и их микротекстуры.

Касситерит, содержащийся в гранитах и кварцевых жилах, при макроскопическом наблюдении может быть подразделен на тип I (желтый и прозрачный) и тип II (темно-красный и полупрозрачный) (рис. 6а, б и 7с).

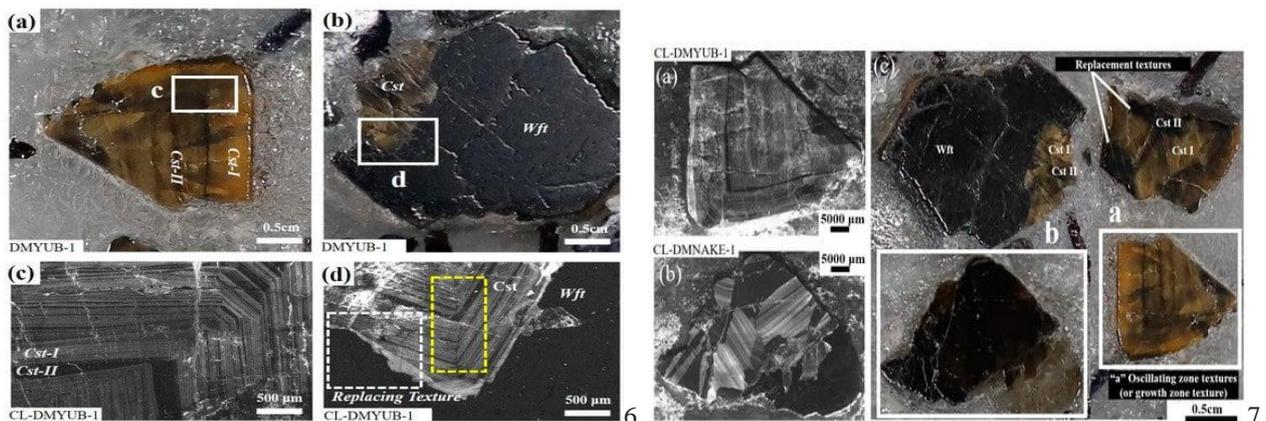


Рис. 6, 7. Фотографии образцов руд касситерита и вольфрамита из кварцевых жил.

б: (a,b) макрофотографии касситерита и вольфрамита; (c,d) соответствующие виды под SEM-CL для выбранных областей (белый прямоугольник - замена касситерита вольфрамитом, пунктирный желтый прямоугольник - зона роста чередующегося желтого прозрачного и темно-полупрозрачного касситерита). 7: (a,b) CL-изображения касситерита, показывающие зоны колебаний (или роста) и текстуры замещения; (c) белым цветом показаны выделенные прямоугольники касситерита и вольфрамита, демонстрирующие колеблющуюся (зона роста) и замещающую текстуры.

Совместное залегание касситерита I и II типов, а также их пространственные соотношения демонстрируют различные текстурные особенности, такие как колебательная (или растущая) зональность (рис. 6а-d) и замещение (рис. 6б, d). Эти микротекстуры однозначно наблюдаются на снимках SEM-CL и в петрографические микроскопы (рис. 6, 7 и 8а). Тип I относительно сильно люминесцентен и отображает более светлые полосы по сравнению с типом II, который демонстрирует меньшую люминесценцию и более темные полосы (рис. 6с, d и 7а, б). Эти два касситерита встречаются в виде чередующихся или взаимозаменяемых полос “зон колебаний или роста” (рис. 6а-d и 7а-с). Тип II заменяет тип I в качестве “замещающей текстуры” (рис. 6d и 7с).

Текстура с колебательным зонированием (или зона роста) состоит из концентрических полос взаимозаменяемой относительной яркости и цветов или чередующихся полос CL типа I и типа II, похожих на изгибы, в виде складок (рис. 6а-d, 7а-с и 8а). Структура демонстрирует зону замещения одного типа касситерита другим типом или вольфрамитом в W-содержащих рудах (рис. 6d и 7с). Тип I заменяется типом II через микротрещины и «локтевые зоны» (рис. 7б, с). Касситериты в кварцевых жилах и гранитах демонстрируют относительно более

толстые колеблющиеся полосы по сравнению с касситеритами в пегматитах, которые демонстрируют более тонкие полосы шириной менее 50 мкм.

В кварцевых жилах вольфрамит замещает касситерит (особенно II типа) (рис. 6d). Вольфрамит не имеет зональных особенностей; он однородно темный под CL (рис. 6b, d и 7c).

Пятна для микроанализов LA-ICP-MS на касситерите и вольфрамите были выбраны на основе микротекстурной информации (рис. 8a–c).

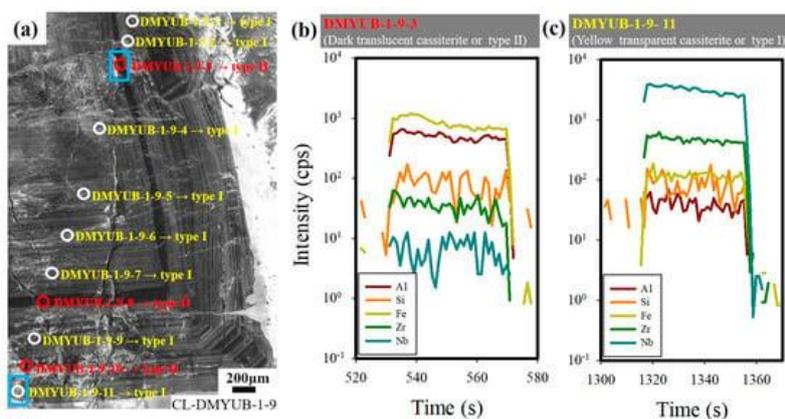


Рис. 8. Микрозональность касситерита и микроанализ LA-ICP-MS:

(a) изображение SEM-CL - поперечный разрез в касситерите для последующего микроанализа LA-ICP-MS; (б) переходный сигнал LA-ICP-MS- несколько микроэлементов (Fe-Al-Si-Zr-Nb) в темном полупрозрачном касситерите (более темный CL: тип II); (с) сигнал в желтом прозрачном касситерите (светлый CL: тип I).

5.2. Составы касситерита и вольфрамита.

Два типа касситерита и вольфрамита (более темный и яркий SEM-CL) (рис. 6c,d, рис. 7a,b и рис. 8a) были проанализированы с помощью LA-ICP-MS (табл. 1, 2 и 3). Были получены поперечные сечения составов кристаллов касситерита и вольфрамита (участок Юбули; рис. 8a и табл. 1). Переходные сигналы LA-ICP-MS двух типов показывают контрастные концентрации микроэлементов (рис. 8b,c).

Микроэлементы в касситерите (рис. 8b,c и 9a–d; табл. 1, 2 и 3) указывают на то, что Fe, Al, In и Ga относительно обогащены типом II, тогда как Ti, Zr, Hf, Nb, Ta и V показывают относительное обогащение типом I (рис. 9a–d; табл. 1, 2 и 3). Si, Cu, Ni, Sc и Co не проявляют предпочтения в касситеритах (рис. 9a). Кристаллы касситерита демонстрировали как Се-положительные (рис. 10d; кварцевые жилы Юбули), так и отрицательные (рис. 10c; гранит Накенге и грейзен) значения аномалий (нормализованный по хондриту $Ce/Ce^* = 2Ce/(La+Pr)$). Вольфрамит также демонстрировал как положительные, так и отрицательные аномалии Се (рис. 10a,b). Значения аномалии Се варьируются от 0,8 до 7,1 для касситерита II типа, 0,7–2,8 для касситерита I типа и 0,8–2,5 для вольфрамита. В вольфрамите, по сравнению с касситеритом, микроэлементы, включая Pb, Bi, Ba и HREE (рис. 10a,b), демонстрируют

относительно более высокие концентрации, тогда как Ti, V, Ga, As, Zr, Ta и U ниже (рис. 10c,d; табл. 1, 2, 3 и 4).

Атомные соотношения, включая V/Fe ($<0,07$) и Ti/Fe (0,03–1,5), относительно ниже в касситерите типа II по сравнению с типом I (V/Fe и Ti/Fe составляют соответственно 0,03–0,2 и 0,1–2,3). Соотношения In/Ta (86,3–698,8) в касситерите II типа выше, чем в I типе (0,2–92,0). В вольфрамите соотношения In/Ta (1,4–4,7) и Al/Nb ($<0,8$) относительно ниже по сравнению с касситеритами.

5.3. Петрографические описания флюидных включений КИБ.

Флюидные включения (FIS) обнаружены в различных минералах КИБ, включая кварц, касситерит и флюорит. Мы отобрали вмещающие минералы на основе трех критериев: (1) петрография (безрудные граниты, граниты, содержащие Sn, и кварцевые жилы Sn-W); (2) взаимосвязь разрезов (кварцевые жилы, пересекающие либо гранит, либо метаосаждения); и (3) особенности изменений. Выбрали вмещающие минералы и их FIS следующим образом: (а) кварц в безрудных гранитах (рис. 2); (б) кварц в гранитах, содержащих Sn (рис. 2); (с) кварц в безрудных кварцевых жилах, пересекающих гранит Sn (рис.2); (d) кварц в кварцевых жилах Sn-W, пересекающих метаосадочные породы (рис. 2 и 5c-g); (е) флюорит в безрудных кварцевых жилах, пересекающих минерализованный гранит Sn (рис. 2 и 5a,b); и (f) касситерит в минерализованных кварцевых жилах и гранитах (рис. 4g,h и c-g; табл. 5).

После детальных петрографических наблюдений идентифицировали скопления флюидных включений с когенетическим строением (FIAS) (рис. а, е, j), случайным образом сгруппированные (рис. 11b, f, k) или выровненные (рис. 11h, j, l) вдоль заживающей трещины или зоны роста. Первичные FIAS редки в кварце и флюорите, в то время как вторичные и псевдосредние FIAS распространены. В касситерите наблюдали первичные (рис. 11a, h), вторичные и псевдосредние ассоциации (рис. 11a, b, g). Использовали псевдосредние и первичные FIAS, размещенные в касситерите, и псевдосредние FIAS для кварца и флюорита.

В кварце и касситерите выделили четыре типа включений на основе их фазового соотношения: (1) водные включения, богатые жидкостью (рис. 11a, b, f, l,m); (2) водные включения, насыщенные парами (рис. 11e, j); (3) водные включения промежуточной плотности ID: (рис. 11b, g, i, k, l); и (4) водные углеродсодержащие включения (рис. 11c). Солесодержащих включений в рассоле не наблюдалось. Размеры пузырьков (расчетные объемные %) в богатых жидкостью, насыщенных парами, ID и углеродсодержащих включениях составляют 10-30, 70-100, 50 и 70-90 соответственно. Несколько богатых жидкостью и содержащих углерод включений содержат темные дочерние минералы, возможно, оксиды или сульфиды металлов (рис. 11j). Некоторые комплексы флюидных

включений (FIAS) в кварце в гранитах, содержащих Sn (например, участок Мокама, рис. 2), демонстрируют совместное наличие включений, богатых жидкостью и паром, возможно, “кипящий комплекс” (рис. 11j). Во флюорите преобладают включения относительно небольшого размера (<20 мкм в диаметре), богатые жидкостью (рис. 11d).

Трещины, размещенные в кварце, флюорите и касситерите, имеют различную форму, включая круглую, удлинённую, игольчатую, линзовидную, табличную, многоугольную, амебондную и ботриондную (рис. 11а–м). Несколько первичных FIAS происходят вдоль зоны роста касситерита (рис. 11а, h). Некоторые трещины в кварце и касситерите демонстрируют особенности “сужения” (рис. 11b, f), которые не были включены в это исследование.

5.4. Микротермометрия FI и расчет плотности флюида.

Микротермометрию флюидных включений (FI) проводили для богатых жидкостью включений, содержащихся в кварце, касситерите и флюорите в гранитах и кварцевых жилах (рис. 11а-м; табл. 5). Сообщается о кажущейся солёности (в мас.% эквивалента NaCl), температуре гомогенизации (T_h °C), расчетных кажущихся глубинах (в основном по кипящим скоплениям) (рис. 11j), давлении (бар) и плотности (г/см^3) скоплений флюидных включений, богатых жидкостью (FIAs) (рис. 12а–d).

В безрудных гранитах FIAS, размещенные в кварце, демонстрируют диапазон солёности от 3-23 мас.% и T_h 120-370°C (в среднем 280 °C). Содержащие Sn равнотермические граниты демонстрируют аналогичный диапазон солёности (4-23 мас.%), но несколько более широкий диапазон T_h (190-550°C) (рис. 12а,b). Кварцевые FIAS жил Sn-W, пересекающие метаосадочные породы, показывают диапазон солёности (7-20 мас.%) и T_h (170-350°C). FIAS в безрудных жилах, пересекающих минерализованные граниты, демонстрируют аналогичный диапазон солёности (1-23 мас.%), но более низкую T_h (130-270°C) по сравнению с минерализованными жилами (рис. 12b,c). FIAS в Sn-содержащих грейзенизированных гранитах характеризуются солёностью (11-19 мас.%) и T_h (260-500°C) (рис. 12b), а в Sn-содержащих пегматитах диапазон солёности составляет 7-18 мас.% и T_h 180-330°C (рис. 12b). Подводя итог, FIAS, содержащие кварц, в гранитах, содержащих Sn, демонстрируют относительно более высокую T_h (в среднем 310°C) по сравнению с безрудными гранитами (в среднем 280°C). Вмещающие кварц FIAS в минерализованных кварцевых жилах Sn-W в метаосадочных породах показывают относительно более высокую T_h (в среднем 260°C) по сравнению с безрудными кварцевыми жилами (в среднем 200°C) в минерализованных гранитах (рис. 12b,c). FIAS во флюорите в безрудных жилах (рис. 12c) показывают солёность 15-22 мас.% и более низкую T_h (в среднем 140°C) по сравнению с кварцем (в среднем 260°C,

рис. 12b,c) и касситеритом (в среднем 270°C, рис. 12a,b), содержащимися в минерализованных жилах Sn-W.

В целом, наблюдается положительная корреляция между соленостью и T_h в FIAs, содержащихся в кварце и касситерите в Sn минерализованных гранитах и минерализованных жилах Sn-W (рис. 12a, b). Не наблюдалось такой положительной корреляции между минерализованными Sn-W жилами и бесплодными жилами (рис. 12c) и безрудными гранитами (рис. 12d). Диапазон солености (7-20 мас.%) и T_h (174-350°C), как правило, шире у кварца в минерализованных гранитах и минерализованных жилах по сравнению с касситеритом (солености 2-10 мас.% и T_h 216-339 °C) в тех же гранитах и жилах. Соленость и T_h , как правило, ниже в касситерите по сравнению с кварцем в минерализованных гранитах и жилах.

Видимые глубины были рассчитаны с использованием давлений, полученных в результате микротермометрических измерений кипящих скоплений, содержащихся в касситерите и кварце в жилах. Расчетные давления в кварце и касситерите составляют 120-600 бар, а кажущиеся глубины, по расчетам, составляют около 0,5-1 км (литостатическое давление) и 1-2 км (гидростатическое давление). Расчетные давления в граните выше, чем в жилах. Видимые глубины, рассчитанные по FIAs минерализованных гранитов, составляют приблизительно 3-5 км (гидростатические) и 2-3 км (литостатические). FIAs, содержащиеся во флюорите в жилах Баррен, демонстрируют относительно более высокую плотность (1,07–1,09) по сравнению с FIAs в кварце, содержащемся в тех же жилах (0,80–0,97).

5.5. Рамановская спектроскопия на FIS.

Был проведен рамановский спектроскопический анализ пузырьковых частей включений, богатых жидкостью и паром, для идентификации газовых частиц во флюидных включениях (FIS). Кварцевые FIS в минерализованных гранитах и минерализованных жилах (Мокама и Накенге, рис. 2) показывают присутствие CH_4 , CO_2 , N_2 и H_2 (рис. 13a,b). Вмещающие касситерит FIS содержат такие вещества, как CH_4 , CO_2 , N_2 и H_2 (рис. 13c).

Коэффициенты интенсивности комбинационного рассеяния CO_2/CH_4 , рассчитанные по относительным максимальным высотам пиков на фоне включений, содержащих кварц, составляют 0,4-3,0 в минерализованных жилах и 0,4–7,2 в минерализованных гранитах; 0,5–2,1 для касситерита в минерализованных жилах; и 0,7–1,0 для флюорита в жиле баррен (рис. 13d). В целом, соотношения CO_2/CH_4 в кварцевых FIS в минерализованных гранитах выше по сравнению с кварцевыми и касситеритными FIS в минерализованных жилах (рис. 13d).

6. Обсуждение.

6.1. Структура и геохимия руд.

Наличие у касситерита более ярких (более высокая люминесценция) и более темных (более низкая люминесценция) зон под SEM-CL может быть вызвано неравномерным распределением микроэлементов и кристаллографической ориентацией. На изображениях SEM-CL зерен касситерита в КИБ показаны микротекстуры, включая колебательные (ростовые) зоны и замещения. Желтый прозрачный касситерит (тип I: светлая зона SEM-CL) сформировался раньше, чем темный полупрозрачный касситерит (тип II: темная зона SEM-CL). Петрографические исследования касситерита не смогли четко прояснить взаимосвязь между зональностью касситерита и распределением микроэлементов, в то время как несколько исследований показали, что касситерит с высоким содержанием Fe вызывает меньшую люминесценцию по сравнению с касситеритом с высоким содержанием Ti. В темном полупрозрачном касситерите (тип II) содержание Fe-W-U выше, чем в светло-прозрачном касситерите (тип I), который обогащен Nb-Ta-Ti, в то время как вольфрамит беден Nb-Ta, что отражает то, что касситерит образуется при относительно высокой температуре по сравнению с касситеритом.

В касситерите КИБ внутренняя колебательная структура чередующихся типов I и II коррелирует с распределением некоторых микроэлементов; Fe-Al-Ga-In-W относительно обогащены типом II, тогда как Ti-V-Zr-Nb-Ta обогащены типом I (рис. 9a-d; табл. 4). Касситерит КИБ содержит следы, включая Fe, W и V, представляющие окислительно-восстановительное состояние; W, Ti, Al, In и Ga чувствительны к гидротермальной температуре; а Ti, Nb и Ta могут указывать на процесс фракционирования причинной магмы. Соотношения V/Fe и Ti/Fe, являющиеся относительно более низкими в типе II по сравнению с типом I, могут быть интерпретированы как изменение гидротермального окислительно-восстановительного состояния во время изменения или взаимодействия флюид-жидкость. Соотношения In/Ta и Al/Nb в касситерите выше, чем в вольфрамите, что можно интерпретировать как более раннее высокотемпературное осаждение касситерита по сравнению с более поздними условиями образования вольфрамита, которые были относительно более холодными.

Изменение может повлиять на подвижность микроэлементов, таких как Fe (чувствительный к окислительно-восстановительным процессам), In (высокий в высокотемпературных магмоподобных флюидах) и Ga (высокий в гидротермальных флюидах от низкого до умеренного уровня) в гидротермальных флюидах. Высокие Ti и V в касситерите предполагают относительно восстановительные гидротермальные условия, а высокая W

предполагает высокотемпературные флюиды. Высокий Zr обычно ассоциируется с системами пералиновых гранитов, тогда как высокий Ta часто ассоциируется с пералиминовыми пегматитами. Высокое содержание Al связано с высокоалюминиевыми гранитами. Касситерит из месторождений VMS демонстрирует более низкие концентрации Ta, Nb и Zr по сравнению с месторождениями, связанными с гранитом.

Что касается химического состава руды, вольфрамит относительно обогащен HREE (10–100 частей на миллион) по сравнению с касситеритом (0,1–10 частей на миллион) (рис. 10а,б). Аномальные значения Ce в минералах указывают на условия рудообразования, такие как их окислительно-восстановительное состояние. Касситериты с участков Накенге и Мокама (минерализованные граниты; рис. 2) демонстрируют контрастные значения аномалий Ce с касситеритом с участка Юбули (минерализованные жилы; рис. 2), что указывает на относительно разные окислительно-восстановительные состояния на каждом участке КИВ во время отложений касситерита и вольфрамита (рис. 10а-д; табл. 3 и 4). Текстуры касситеритовой руды, показывающие чередующиеся типы касситерита (типы I и II), коррелируют с колебательным поведением селективных микроэлементов (рис. 8б, с и 9а-д) и колебаниями значений аномалий Ce и соотношений CO_2/CH_4 . Эти результаты предполагают смешение флюидов, возможно, восстановленных магматических флюидов с окисленной метеоритной водой во время выпадения касситерита.

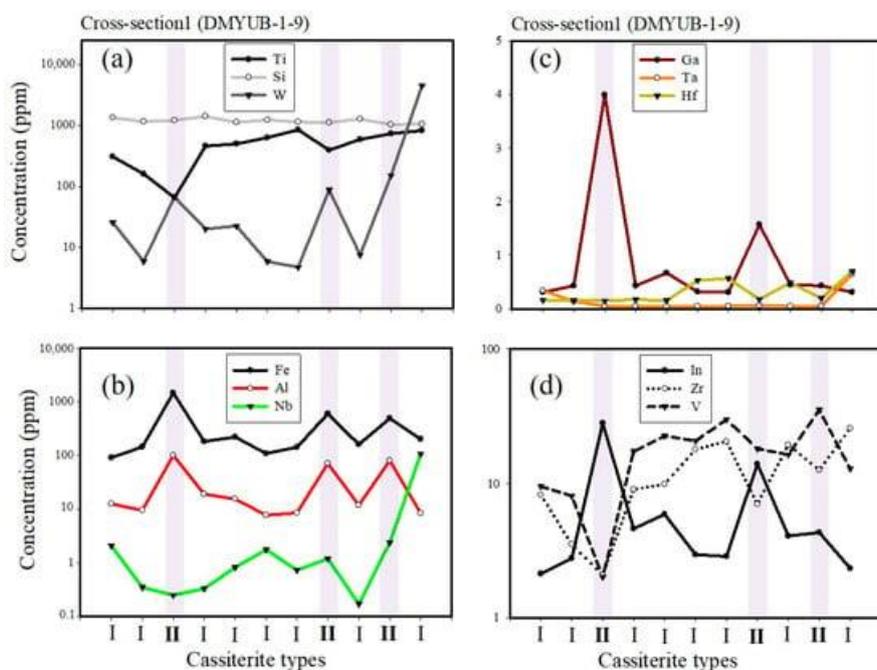


Рис. 9. Распределение микроэлементов и типы касситерита в поперечном сечении 1 касситеритов из кварцевых жил Юбули. (а) Концентрации Ti-Si-W в зависимости от CL; (б) концентрации Fe-Al-Nb; (с) концентрации Ga-Ta-Hf; и (д) концентрации In-Zr-V. (Условные обозначения: II = Тип II (более темный CL) или темный полупрозрачный касситерит, I = Тип I (более яркий CL) или желтый прозрачный касситерит).

6.2. Гидротермальные изменения.

Ореолы изменения мусковит-кварца (\pm топаз-флюорит-турмалин) произошли в гранитах, содержащих Sn, в то время как мусковит-кварцевые комплексы доминировали вдоль минерализованных кварцевых жил Sn-W. Изменения в безрудных гранитах (кварц-хлорит-мусковит-серицит) и кварцевых жилах (гематит-пирит) не были полностью описаны в этом исследовании.

Гидротермальные изменения, которые затронули минерализованные граниты и кварцевые жилы, способствовали ремобилизации и обогащению металлов. Присутствие мусковита в минерализованных гранитах в КИБ указывает на кислые условия, благоприятные для отложения W. В минерализованных кварцевых жилах присутствие мусковита указывает на кислую среду, и эта слюда интерпретируется как результат взаимодействия между поднимающимися гидротермальными флюидами и метаосадочными вмещающими породами, богатыми Al, как показано в реакции ниже:



(Rx. 1)

(1)

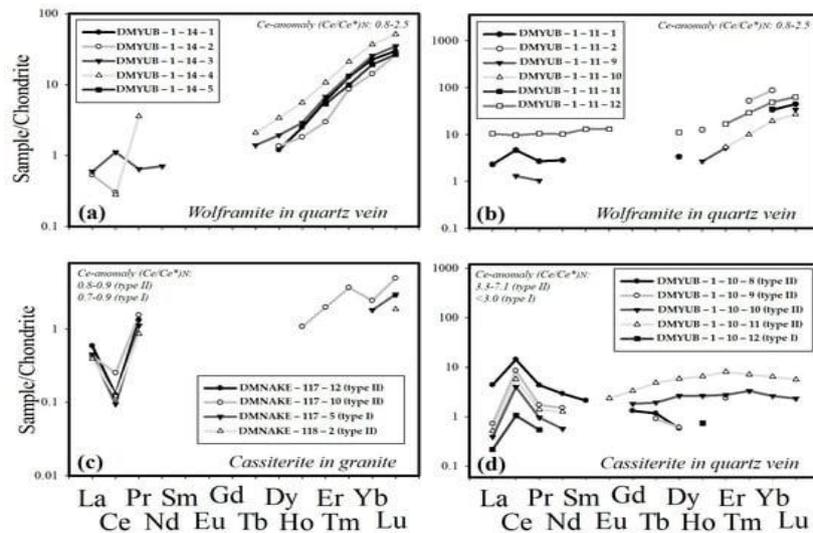
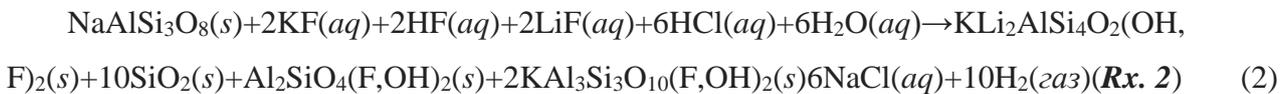


Рис. 10. Структура РЗЭ в рудных минералах Sn-W. (a,b) Вольфрамит из кварцевой жилы Юбули демонстрирует относительный HREE по сравнению с касситеритом; (c) Касситерит из грейзенизированных гранитов Накенге демонстрирует отрицательную аномалию Ce (нормализованный Ce для хондритов/ $\text{Ce}^* = 2\text{Ce}/(\text{La} + \text{Pr})$); (d) Касситерит из кварцевой жилы Юбули демонстрирует положительный Ce аномалия.

В грейзенизированных породах присутствие слюд, таких как лепидолит, во внешних частях может быть интерпретировано как результат взаимодействия флюида с породой, в котором участвуют богатые Li флюиды:



Эти широко распространенные взаимодействия флюида с породой (гидротермальные изменения) в КИБ могут повторно мобилизовать металлы в гидротермальные флюиды, которые необходимы для осаждения вольфрамита. Возможная ремобилизация Fe и Mn из ближайших метаосадочных вмещающих пород предполагает литологический контроль W минерализации в жилах КИБ. Это подчеркивает важность изменений в характеристике и изучении Sn-гранитов и кварцевых жил Sn-W в КИБ.

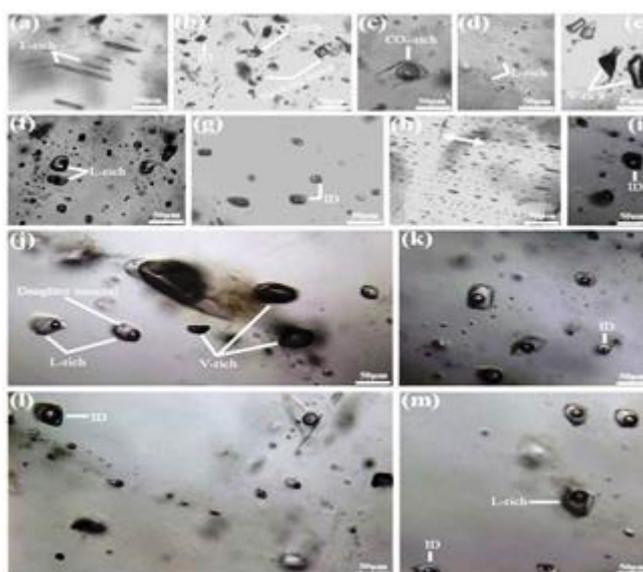


Рис. 11. Р Микрофотографии флюидных включений в КИБ:

(а) Первичные водные включения, богатые жидкостью и парами, в касситерите из кварцевых жил Макунджу; (b) Псевдосредние водные включения, средней плотности (ID), богатые жидкостью и парами, в касситерите из Накенггрейзен; (с) Водные включения, богатые жидкостью и парами, в касситерите из Накенггрейзен. углеродсодержащие включения, содержащиеся в кварце в граните с участка Мокама; (d) Включения, богатые водной жидкостью, содержащиеся во флюорите в бесплодных кварцевых жилах с участка Мокама; (е) Включения, богатые парами, содержащиеся в кварце в минерализованных кварцевых жилах с участка Батамба; (f) псевдосредние водные включения, богатые жидкостью, преобладающие в кварце в минерализованном граните с участка Мокама; (g) включения водного типа ID, содержащиеся в касситерите в кварцевых жилах с участка Юбули; (h) Сосуществующие водные включения, богатые жидкостью и парами, в касситерите в минерализованных кварцевых жилах с участка Макунджу, показывающие следы флюидных включений, выровненные вдоль зоны роста; (i) водные включения, богатые жидкостью и парами, в кварце в минерализованных жилах с участка Юбули; (j) Сосуществующие водные включения, богатые жидкостью и парами (кипящая совокупность), содержащиеся в кварце в минерализованном граните с участка Мокама; (k-m) Псевдосредние водные включения ID-типа, богатые жидкостью и парами, содержащиеся в кварце в граните с участка Мокама. В касситерите также присутствуют первичные и псевдосредние флюидные включения. Размеры пузырьков большинства богатых водной жидкостью включений, содержащихся в касситерите и кварце, оцениваются в 10-40 об.%; размеры пузырьков большинства богатых водной жидкостью включений, содержащихся во флюорите, составляют приблизительно 5-20 об.%. Белая стрелка в (h) показывает направление зоны роста. Несколько включений в касситерите и кварце демонстрировали особенности сужения. (Условные обозначения: *L-rich* = включение, богатое жидкостью, *V-rich* = включение, богатое парами, *ID* = Включение средней плотности, где водная среда и пузырьки относительно эквивалентны по объему).

6.3. Ограничения включения флюидов.

Кажущаяся палеоглубина, рассчитанная по FIAS гранитов (3-5 км по гидростатическому давлению), значительно ниже значений геотермобарометров с использованием минеральных пар гранат-биотит и хлорит (9-15 км) из тех же гранитно-минерализованных гранитов. Причина расхождения в оценках глубины неизвестна, но это может быть частично связано с нарушением равновесия в парах минералов, используемых для геотермометрических расчетов.

FIS, размещенные в кварце, содержат газовые фазы CO_2 , CH_4 и редко N_2 , тогда как FIS, размещенные в касситерите, содержат CO_2 , CH_4 , N_2 и H_2 (рис. 13). Аналогичные по возрасту Sn-содержащие граниты в Руанде содержат водные включения с низкой или умеренной соленостью (6-15 мас.% в эквиваленте NaCl), T_h 240-320°C и расчетными палеоглубинами 3-4 км. Обнаруженные газовые соединения в FIS включают CO_2 (50-78 об.%), N_2 (11-40 об.%) и CH_4 (10-15 об.%), похожие на граниты KIB аналогичного возраста в этом исследовании.

Sn переносится в виде хлорного комплекса в высокотемпературных флюидах магматического происхождения. Sn обычно выпадает в осадок раньше в относительно высокотемпературных условиях, тогда как W выпадает в осадок позже во время охлаждения. Гидротермальная геохимия, включая флюидные включения и термодинамическое моделирование, дает представление о магматико-гидротермальном формировании Sn-W оруденения. Сброс давления в магматико-гидротермальном флюиде, который вызывает разделение фаз и повышает рН флюида, а также смешивание флюидов магматического происхождения с метеоритной водой, что может увеличить $f\text{O}_2$ и снизить температуру флюида, может усилить массовое выпадение вольфрамита. Растворимость W в гидротермальном флюиде благоприятна при переменной летучести кислорода и кислом рН.

Было продемонстрировано, что взаимодействие флюида с породой и смешивание флюидов между магматическими и метеоритными водами являются основными процессами формирования Sn. Результаты KIB FIAs, показывающие переменные и широкие диапазоны T_h и кажущейся солености, могут свидетельствовать о смешении флюидов. Высокая T_h (190-550°C) в гранитах, содержащих Sn, предполагает, что осаждение касситерита было вызвано магматическими флюидами, в то время как кварцевые жилы, содержащие Sn-W, демонстрируют более широкую и низкую T_h (130-350°C), что предполагает смешение магматической и более холодной воды. Они могли играть избирательную роль в выпадении раннего Sn (>200°C в связанных с гранитом отложениях Sn) и более позднего Sn-W (>160°C в кварцевой жиле Sn-W) (рис. 12a,b).

FIS, размещенные в касситерите, содержат CO_2 , CH_4 , N_2 и H_2 (рис. 13a-c). Эти результаты комбинационного анализа, которые показывают обилие CO_2 и CH_4 , указывают на то, что минерализующие флюиды имеют либо магматическое происхождение, либо смешанные источники магматического и метеоритного происхождения, поскольку система минерализации Sn-W связана с кибаранским постороженным магматизмом. Потенциальным источником N_2 , обнаруженным в FIS, содержащем касситерит KIB, может быть метеоритная вода или флюиды метаморфического происхождения, при этом несколько исследований стабильных изотопов (O и H) в кварце из гранита и кварцевых жил указывают на флюиды

метаморфического происхождения. N_2 вместе с CO_2 или CH_4 во флюидах могут быть получены из органических С-содержащих (мета-) осадочных пород или магматических флюидов CO_2 - CH_4 , смешанных с метеоритной водой, богатой N_2 .

Соотношения CO/CH_4 , рассчитанные по высотам пиков Рамана в FIs, залегающих в кварце из минерализованных гранитов, относительно выше по сравнению с таковыми в кварце и касситерите, залегающих в минерализованных кварцевых жилах. Поскольку соотношения CO_2/CH_4 представляют относительные окислительно-восстановительные состояния, колебания соотношений могут указывать на изменение окислительно-восстановительных состояний в гидротермальных флюидах, образующих Sn-W (рис. 13d). Этот результат согласуется с изменяющимися значениями аномалии Се в касситерите (рис. 10c,d).

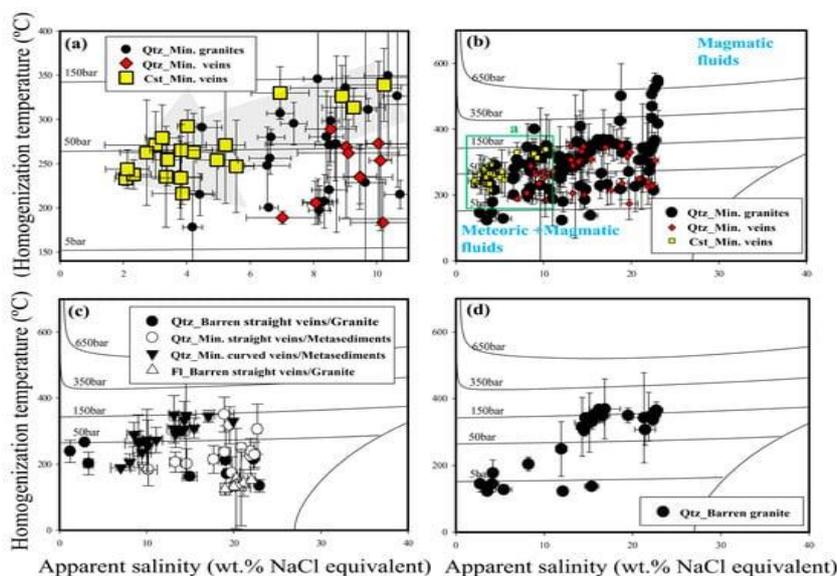


Рис. 12. Микротермометрические результаты FIAS KIB:

(a,b) Кажущиеся солёности и температуры гомогенизации, измеренные по FIAS, размещенным в касситерите и кварце в жилах и гранитах. Серая стрелка в (a) представляет собой гипотетическую тенденцию смешения магматических флюидов с водой с низким содержанием Т и слабосоленой; (c) Солёности и температуры гомогенизации в FIAS, залегающих во флюорите и кварце из прямых и изогнутых жил, пересекающих метаосадочные отложения и граниты; (d) Солёности и температуры гомогенизации в FIAS, залегающих в кварце из бесплодных гранитов.

Изобарические кривые и солёности были получены с использованием системы H_2O - $NaCl$. Результаты представлены в виде средних значений и стандартных отклонений (среднее $\pm 1\sigma$), рассчитанных на основе примерно 3-5 отдельно измеренных одиночных включений в пределах каждого FIA.

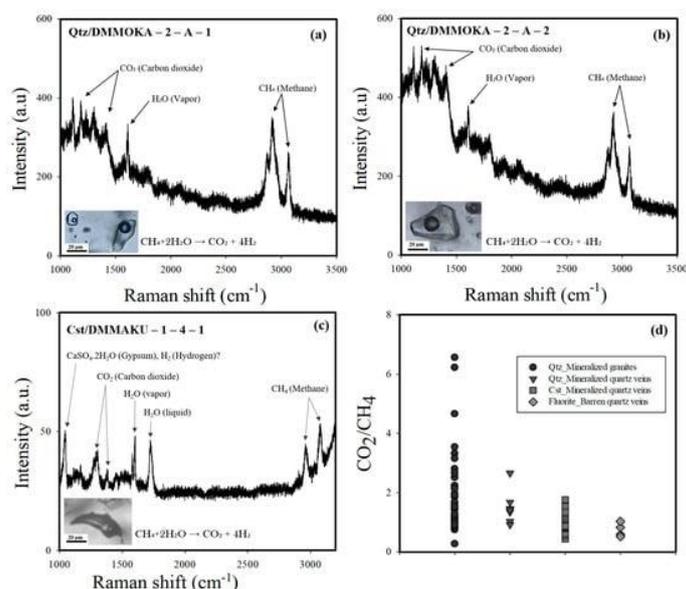


Рис. 13. Лазерная рамановская спектроскопия на пузырьковых участках FIs: (a,b) FIs, размещенный в кварце в минерализованных гранитах с участка Мокама; (c) FIs, размещенный в касситерите в минерализованных кварцевых жилах с участка Макунджу; (d) Соотношения CO_2/CH_4 , рассчитанные по интенсивности пика комбинационного рассеяния газа породы в FIs сравниваются между кварцем, содержащимся в минерализованных гранитах, кварцем и касситеритом, содержащимся в минерализованных кварцевых жилах, и флюоритом, содержащимся в бесплодных кварцевых жилах.

6.4. Процессы осаждения Sn-W.

Здесь мы обсуждаем геохимические условия и реакции, необходимые для переноса и осаждения Sn-W, которые могут строго контролироваться (1) pH, (2) летучестью кислорода и (3) температурой (или давлением).

Реакция осаждения Sn: $Sn(II)Cl_2(aq) + 2H_2O(aq) \leftrightarrow Sn(IV)O_2 + 2HCl(aq) + H_2(газ)$ (**Rx. 3**). (3)

Осаждение касситерита требует (1) окисления, (2) повышения pH и (3) охлаждения. Окислительно-восстановительные изменения во время осаждения касситерита в КИВ могут быть отражены (а) колебаниями значений аномалии Се в микротекстурированных касситеритах (рис. 10в,d), (б) изменением соотношений CO_2/CH_4 в FIs (рис. 13d,в) большими вариациями и положительными корреляциями T_h и солёности в FIs (рис. 12а-d). Требуется изменение валентного состояния Sn с +2 во флюидах до +4 в касситерите. Эти геохимические особенности и особенности FIs убедительно указывают на окислительно-восстановительные колебания в гидротермальных флюидах, образующих Sn, в КИВ (рис. 10с,d и 14е). На окислительно-восстановительные изменения может влиять смешивание флюидов между горячей, высокосолевым магматической водой и более прохладной, малосолевой метеорной водой. Этот процесс смешивания и взаимодействия флюидов может охлаждать, а также окислять флюиды, содержащие Sn, магматического происхождения, способствуя селективному осаждению касситерита, образуя высококачественный Sn в КИВ.

W реакция осаждения: $H_2WO_4(aq) + Fe(или Mn)Cl_2(aq) \leftrightarrow Fe(или Mn)WO_4(s) + 2HCl(aq)$

(**Rx. 4**)

(4)

Осаждение вольфрамита требует (1) жидкостного охлаждения, (2) повышения рН и (3) присутствия Fe (или Mn) во флюидах. Охлаждение жидкости и повышение рН могут быть достигнуты путем смешивания жидкости и гидротермального изменения, разрушающего полевой шпат (например, мусковит). Поскольку в кварцевой жиле, расположенной в граните, не наблюдается выпадения вольфрамита, флюид магматического происхождения в КИВ может быть бедным по содержанию Fe или Mn. Требуется потенциальная ремобилизация $FeCl_2$ и $MnCl_2$ из вмещающих метаосадочных пород, что может объяснить селективное осаждение вольфрамита в кварцевых жилах, расположенных в метаосадочных породах.

7. Выводы

Важные находки из гранита Sn и кварцевой жилы Sn-W из КИВ суммируются следующим образом:

(1) Микротекстуры касситерита, селективное распределение микроэлементов, включая аномальные значения Se, переменные соотношения CO_2/CH_4 во флюидных включениях, а также широкие диапазоны и положительно коррелирующие солености и T_h убедительно свидетельствуют о смешении флюидов между магматической (пониженной, горячей и высокосолевой) и метеоритной (более холодной и малосолевой) водой во время осаждения касситерита в граните и кварцевых жилах в КИВ.

(2) Изменение породы (грейзенизация) и рудного минерала (замена текстуры) последовательно подтверждает идею массового осаждения высококачественных касситеритовых руд, которые требуют гидротермального изменения и смешивания жидкостей.

(3) Вольфрамит, осажденному в кварцевых жилах, расположенных в метаосадочных породах, может способствовать ремобилизация Fe или Mn посредством повсеместных реакций изменения. Процессы изменения и смешения флюидов могут быть ключевыми геологическими процессами, которые формируют высококачественный касситерит и вольфрамит в гранитах и кварцевых жилах КИВ.

(4) Предлагаемая тектоно-магматическая и геохимически реконструированная модель Sn-гранитов КИВ и кварцевых жил Sn-W показана на рисунке 14.

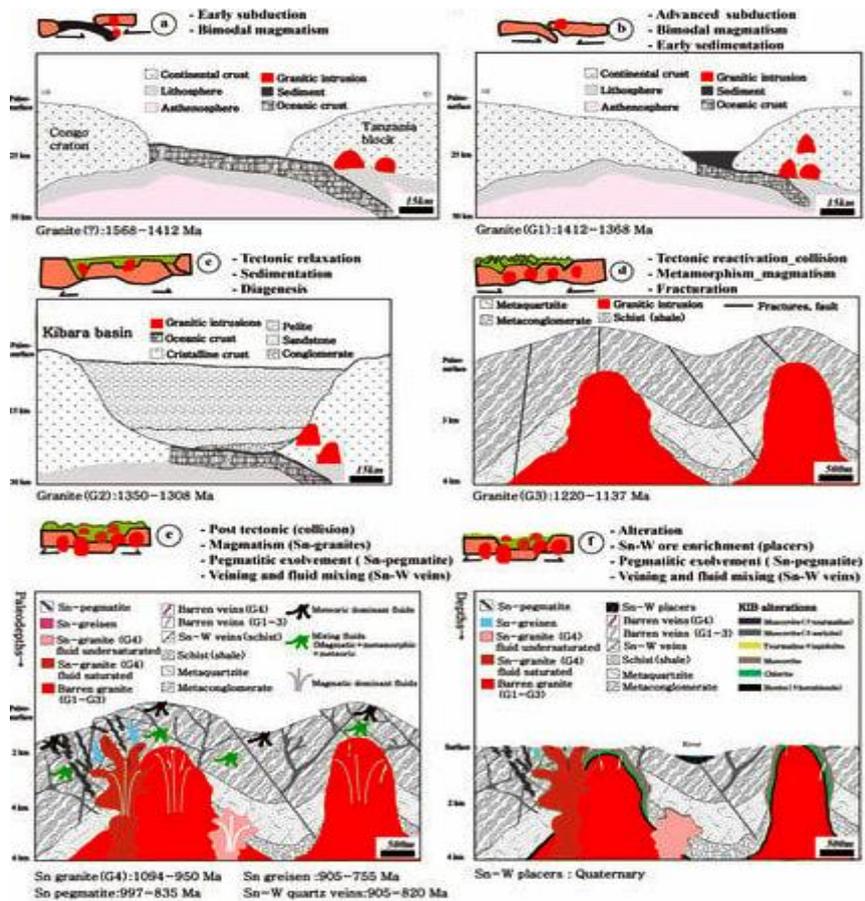


Рис. 14. (a-d) Эскизы, иллюстрирующие эволюцию от субдукции к осадконакоплению, региональному метаморфизму, синтетектоническому магматизму, а также трещиноватости и коллизии; (e,f) Эскизы, изображающие эволюцию прожилков, после тектонический (постколлизийный) магматизм, смешение флюидов, изменение, отложение руды и, наконец, механическое выветривание.

II. МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ МОЛИБДЕНИТА – МИНЕРАЛА-ИНДИКАТОРА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ [3].

1. Введение.

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

Идентификация происхождения молибденита важна при исследовании рудогенеза и поисках полезных ископаемых. Предыдущие исследования связывали геохимию микроэлементов молибденита с типами месторождений. Изменение микроэлементного состава молибденита в зависимости от конкретного типа минерализации обусловлено присутствием минеральных включений нано- и микронного масштаба. Были проанализированы микроэлементы в молибдените из 57 молибденовых месторождений в Китае с использованием ICP-MS и установлено, что различные геохимические характеристики молибденита из разных типов минерализации являются результатом различий в физико-химических условиях и источниках рудообразующих флюидов. Некоторые исследования связывают содержание Re в молибдените с источником рудообразующих материалов в месторождениях, где более высокое содержание Re (>100 ppm) указывает на преобладающий источник в мантии, а более низкое содержание Re (<10 ppm) указывает на преобладающий источник в земной коре. Эти исследования продемонстрировали, что микроэлементы в молибдените обладают способностью ограничивать источник и условия рудообразующих флюидов. Исходя из этого, ожидается, что микроэлементы в молибдените могут быть использованы при поисках различных типов месторождений. В этом материале обобщены данные масс-спектрометрии с лазерной абляцией и индуктивно связанной плазмой (LA-ICP-MS) по микроэлементам молибденита из различных типов месторождений. Эти данные исследованы методом частичного дискриминантного анализа наименьших квадратов

(PLS-DA), чтобы определить, можно ли различать различные типы месторождений по микроэлементам в молибдените и какие факторы контролируют изменения в микроэлементном составе. Также проиллюстрированы ограничения молибденита как минерала-индикатора для классификации типов месторождений.

2. Данные и аналитические методы.

2.1. Исходные данные.

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

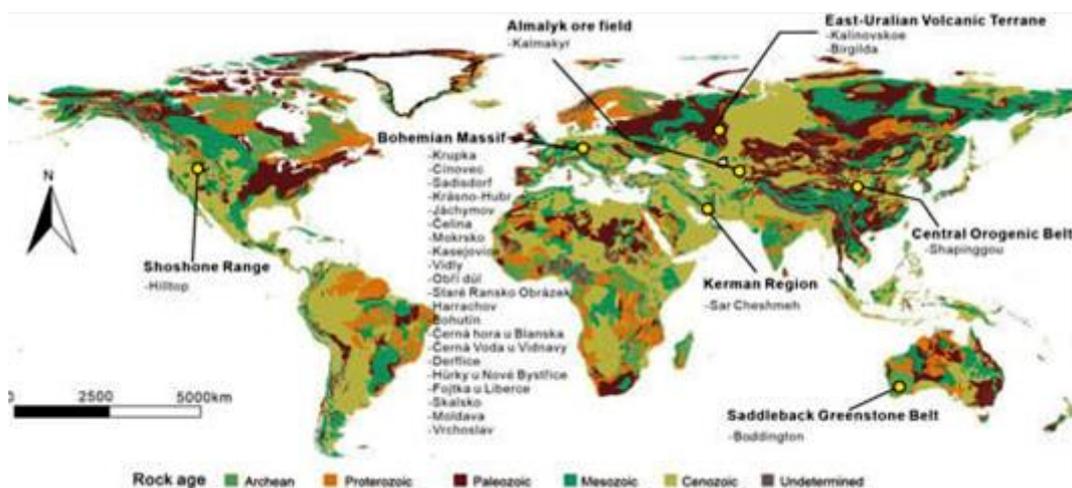


Рис. 1. Распределение образцов молибденита из разных месторождений.

Эти месторождения расположены в Китае, Соединенных Штатах, Западной Австралии, Чешской Республике, Узбекистане, России и Иране. Данные LA–ICP–MS включали 542 анализа, первоначально разделенных на 17 типов месторождений, включая гранитную жилу Mo, гранодиоритную Mo, грейзеновую Sn–W, пегматитовую жилу Mo, порфир Cu, порфир Cu–Au–Mo, порфир Cu–Mo, порфир Cu–Mo–Au, порфир Mo, порфир Mo–Cu–Au, кварцевую жилу Au, кварцевую жилу Au–W, кварцевую жила Mo–Au, кварцевая жила Sn–W, кварцевая жила Sn–W–Li, скарновый Fe–Cu–As и вулканогенный Zn–Cu–Ba–Pb. Чтобы лучше различать типы месторождений и изучить влияние новой схемы классификации на результаты PLS-DA, некоторые типы месторождений были дополнительно объединены на основе вмещающих пород и типов металлов, в результате чего было получено 10 типов месторождений. Гранитная жила Mo и гранодиорит Mo объединяются как Mo, связанные с гранодиоритом. Месторождения порфиров с преобладанием меди, включая порфир Cu, порфир Cu–Au–Mo, порфир Cu–Mo и порфир Cu–Mo–Au, объединяются как порфировые месторождения Cu ± Mo ± Au. Месторождения с преобладанием молибдена, такие как порфировые Mo и порфировые

Mo–Cu–Au, объединены в порфиновые месторождения Mo ± Cu ± Au. Кварцевая жила Au и кварцевая жила Au–W объединяются как кварцевая жила Au ± W, тогда как кварцевая жила Sn–W и кварцевая жила Sn–W–Li объединяются как кварцевая жила Sn–W ± Li. Наконец, эти 10 типов месторождений включают Mo, связанный с гранодиоритом, грейзен Sn–W, пегматитовую жилу Mo, порфировую Cu ± Mo ± Au, порфировую Mo ± Cu ± Au, кварцевую жилу Au ± W, кварцевую жилу Mo–Au, кварцевую жилу Sn–W ± Li, скарновую Fe–Cu–As и вулканогенную Zn–Cu–Ba–Pb.

2.2. Статистические методы.

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

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

3. Результаты

3.1. Химический состав молибденита.

В целом, различия в содержании элементов в молибдените из разных типов месторождений весьма велики. Содержание Co, As, Ag, W и Sn колеблется от 10^{-2} до 10^4 ppm,

содержание Cu, Zn, Se и Te колеблется от 10^{-1} до 10^4 ppm, содержание Ni колеблется от 10^{-2} до 10^3 ppm, содержание Sb и Au колеблется от 10^{-3} до 10^3 ppm, содержание Re и Bi колеблется от 10^{-3} до 10^4 ppm, а содержание Pb колеблется от 10^{-2} до 10^5 ppm (рис. 2).

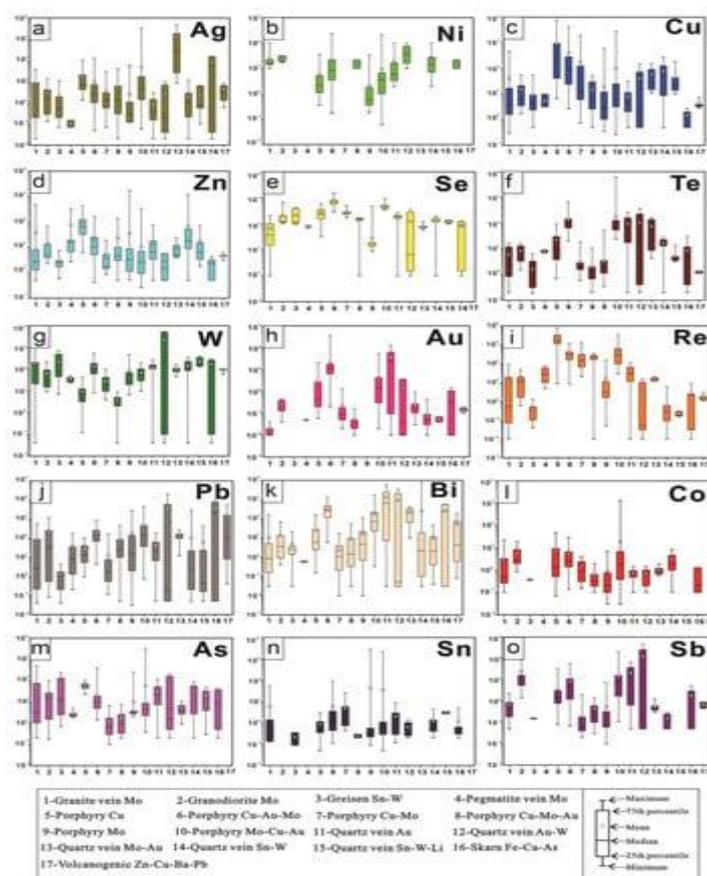


Рис. 2. Многоэлементные боковые и нитевидные графики для данных LA-ICP-MS о микроэлементах (ppm) молибденита из семнадцати типов месторождений.

Как показано на графиках (рис. 2), молибденит из кварцевых жил Mo–Au и скарновых Fe–Cu–As месторождений имеет относительно высокое среднее содержание Ag, тогда как молибденит из пегматитовых жил Mo-месторождений имеет относительно низкое среднее содержание Ag (рис. 2a). Молибдениты из порфировых Mo-месторождений имеют самое низкое среднее содержание Ni, в то время как молибдениты из других месторождений содержат аналогичное среднее содержание Ni (рис. 2b). Молибденит из порфирового Cu демонстрирует высокие средние содержания Cu и Zn (рис. 2c,d). Среднее содержание Se в молибдените из порфировых Mo и кварцевых жильных Au–W месторождений относительно низкое (рис. 2e). Теллур относительно обогащен молибденитом из порфировых Cu–Au–Mo, порфировых Mo–Cu–Au, кварцевых жильных Au и кварцевых жильных Mo–Au месторождений и обеднен молибденитом из грейзеновых Sn–W месторождений (рис. 2f). Кварцевая жила Au–W имеет относительно низкое медианное содержание W (рис. 2g). Среднее содержание Au относительно высокое в молибдените из порфировых месторождений

Cu–Au–Mo и кварцевого жильного Au (рис. 2h). Среднее содержание Re является самым высоким в молибдените из порфировых месторождений Cu (рис. 2i), тогда как среднее содержание Pb является самым высоким в молибдените из скарновых месторождений Fe–Cu–As (рис. 2j). Молибденит из порфировой Cu–Au–Mo и кварцевой жилы Au демонстрирует относительно высокое медианное содержание Bi (рис. 2к). Молибденит из кварцевых жильных месторождений Au–W имеет относительно низкие средние содержания Re, Pb и Bi. Различия в средних содержаниях Co, As и Sn в молибдените на изученных типах месторождений не очевидны (рис. 2 слева–справа). Среднее содержание Sb в молибдените из гранодиоритовых Mo и кварцевых жильных Au месторождений относительно высокое (рис. 2o).

3.2. Результаты PLS-DA по молибдениту из разных типов месторождений.

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

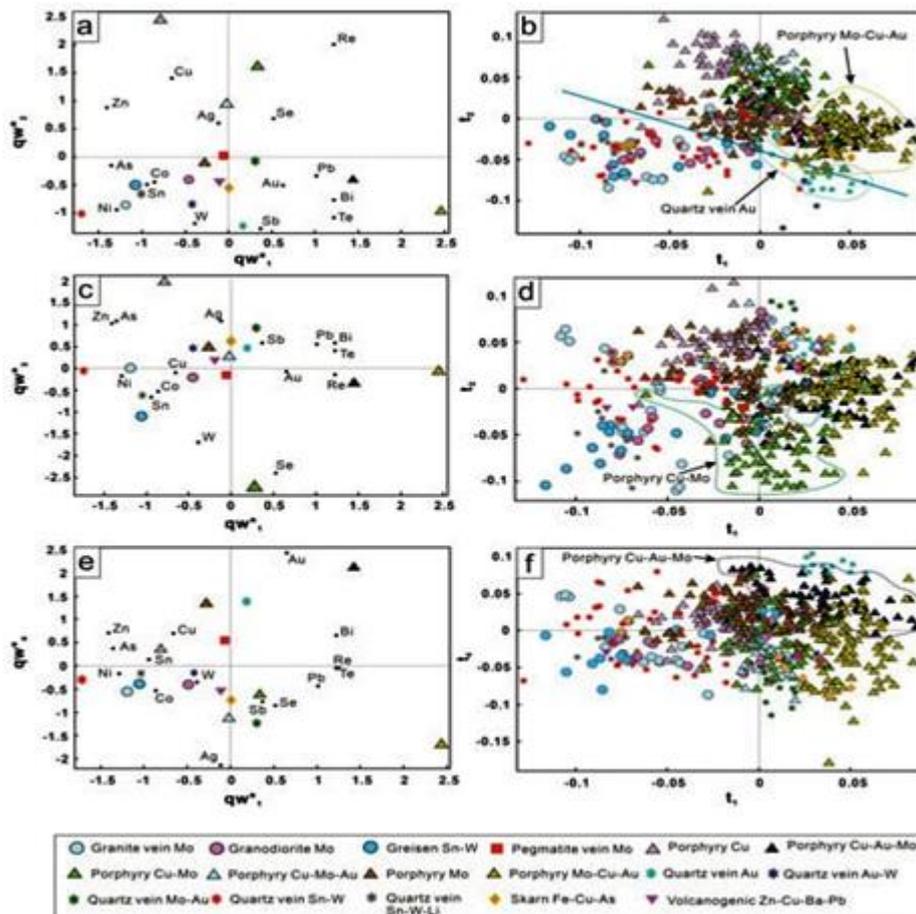


Рис. 3. Результаты PLS-DA данных LA–ICP–MS по молибдениту из семнадцати типов месторождений. Графики зависимости qw^*_1 от qw^*_2 ((a), первая и вторая загрузки), qw^*_1 от qw^*_3 ((c), первая и третья загрузки) и qw^*_1 от qw^*_4 ((e), первая и четвертая загрузки), показывающие корреляции между элементами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

На графике t_1-t_2 могут быть определены две группы (рис. 3а,б). Молибденит из порфировых месторождений грубо отделен от молибденита из кварцевых жил, грейзеновых Sn–W, гранитных жильных Mo и гранодиоритовых Mo месторождений. Первый положительно коррелирует с Re, Cu, Ag, Se, Pb, Bi и Te, а второй положительно коррелирует с Ni, Co, Sn, Sb и W. Молибденит из пегматитовой жилы Mo, скарновый Fe–Cu–As и вулканогенный Zn–Месторождения Cu–Ba–Pb не могут быть выделены на участке t_1-t_2 . Молибденит из кварцевых жильных месторождений Au отличается от других типов кварцевых жильных месторождений из-за его положительной корреляции с Sb, Te, Au и Bi (рис. 3а,б и рис. 4а). Несмотря на перекрытие, молибденит из порфировых месторождений Cu–Mo имеет отрицательную величину t_3 из-за корреляции с Cu, Se, W и Re (рис. 3с,д и 4б). На участке t_1-t_4 молибденит из порфировых месторождений Cu–Au–Mo выделен из-за его положительной корреляции с Te, Re, Au, Pb и Bi (рис. 3е,ф и 4с). Стоит отметить, что молибденит из порфировых месторождений Cu–Au–Mo (умеренный Au) отделен от порфировых месторождений Mo–Cu–Au (незначительный Au) и порфировых месторождений Cu–Mo–Au (незначительный Au) из-за положительной корреляции с Au для первых (рис. 3е,ф и 4д,е). График VIP-кумуляции показывает, что Zn, Se, Ag, Re и Au являются наиболее важными дискриминантными элементами, а Cu, As, Sb, Te, W и Bi имеют умеренное значение (рис. 4ф).

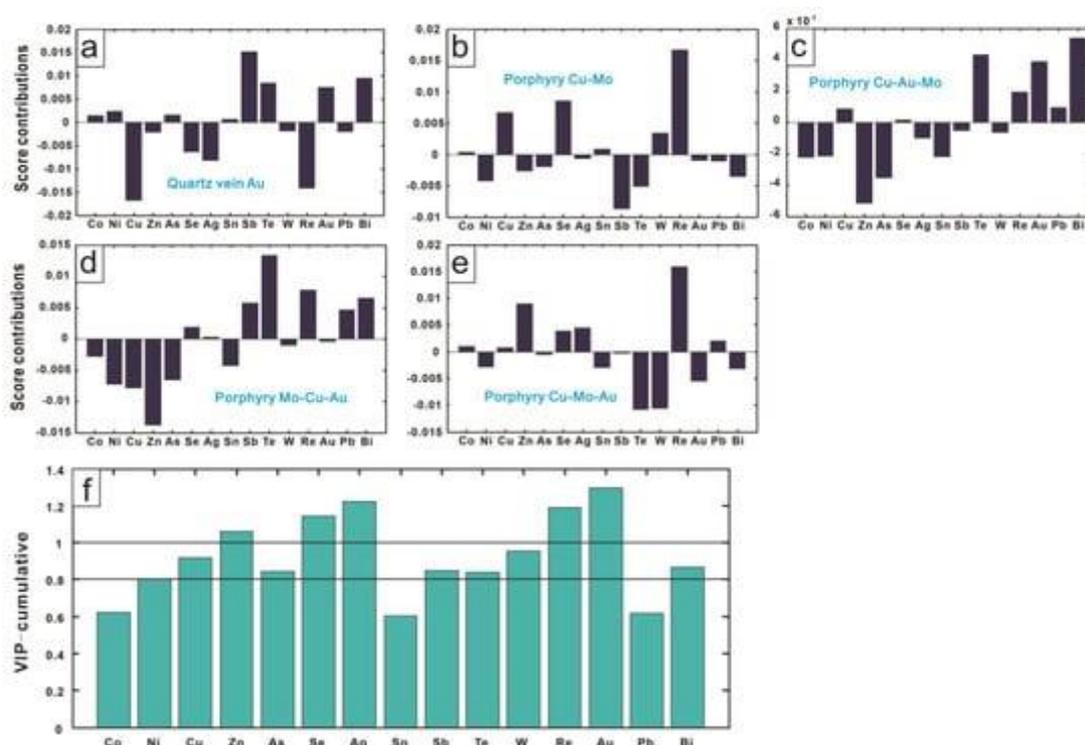


Рис. 4. Вклад баллов (а–е) и график VIP-кумуляции (ф), соответствующий результатам PLS-DA.

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

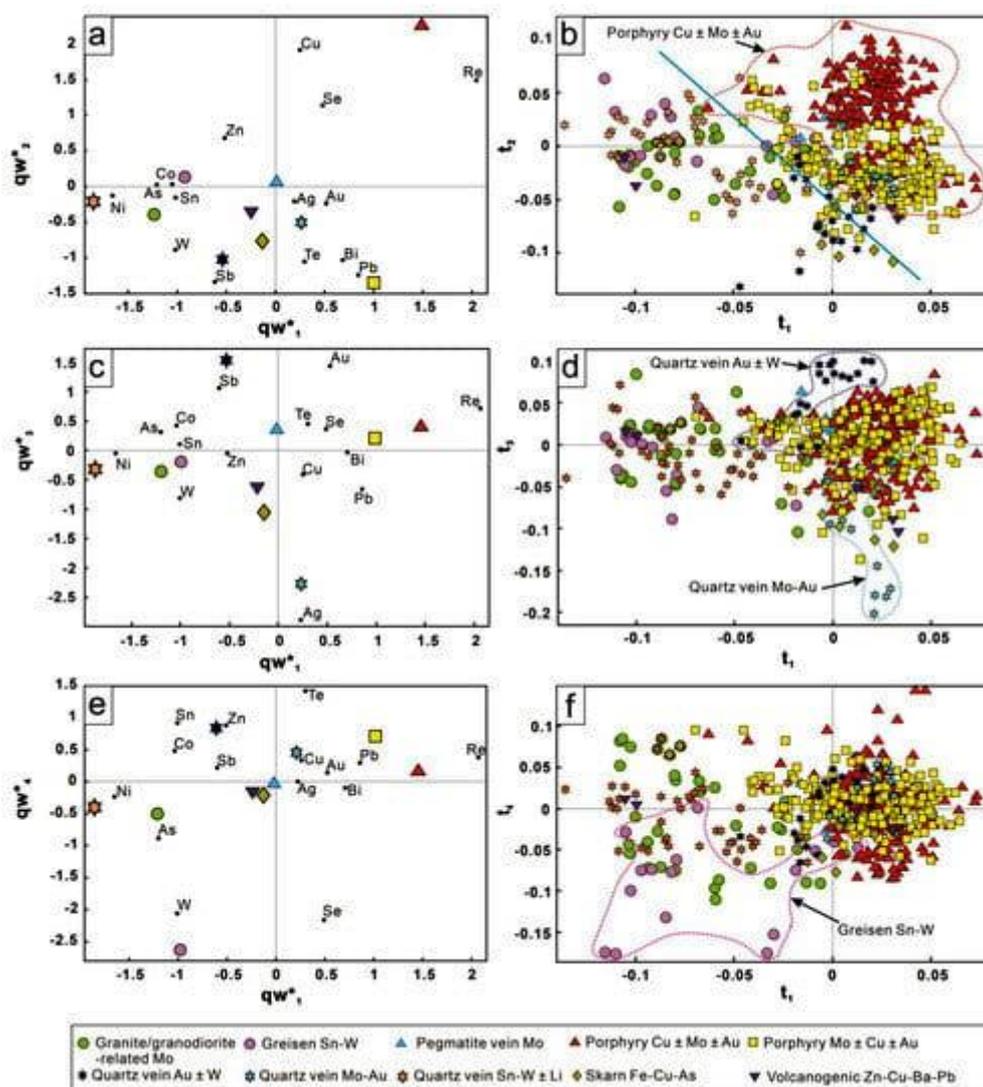


Рис. 5. Результаты PLS-DA данных LA-ICP-MS по молибдениту из десяти типов месторождений. Графики зависимости qw^*_1 от qw^*_2 ((a), первая и вторая загрузки), qw^*_1 от qw^*_3 ((c), первая и третья загрузки) и qw^*_1 от qw^*_4 ((e), первая и четвертая загрузки), показывающие корреляции между элементами и типами месторождений. Графики зависимости t_1 от t_2 ((b), первая и вторая оценки), t_1 от t_3 ((d), первая и третья оценки) и t_1 от t_4 ((f), первая и четвертая оценки), показывающие распределение отдельных анализов молибденита в пространстве скрытых переменных, определяемом qw^*_1 - qw^*_2 дюйма (a), qw^*_1 - qw^*_3 дюйма (c) и qw^*_1 - qw^*_4 дюйма (e) соответственно.

На графике t_1 - t_2 можно выделить две группы (рис. 5a,б). Молибденит из порфировых месторождений отделен от молибденита из кварцевых жил, месторождений гранита/гранодиорита Mo и грейзена Sn-W. Первый положительно коррелирует с Re, Cu, Se, Ag, Au, Pb, Bi и Te, а второй положительно коррелирует с Ni, Co, Sn, Sb и W (рис. 5a,б). Аналогично результатам на рисунке 3a,б, молибденит из пегматитовой жилы Mo, скарна Fe-Cu-As и вулканогенного Zn-Месторождения Cu-Ba-Pb не могут быть отделены от других месторождений на участке t_1 - t_2 . Молибденит из порфировых месторождений Cu±Mo±Au может быть отделен от других типов месторождений с небольшим перекрытием из-за

положительного вклада Cu, Se и Re (рис. 5a,b и 6a). Молибденит из порфировых месторождений $Cu \pm Mo \pm Au$ (с преобладанием Cu) и порфировых месторождений $Mo \pm Cu \pm Au$ (с преобладанием Mo) не может быть выделен на графике t_1-t_2 , поскольку оба положительно коррелируют с Re (рис. 5a,b и 6a,b).

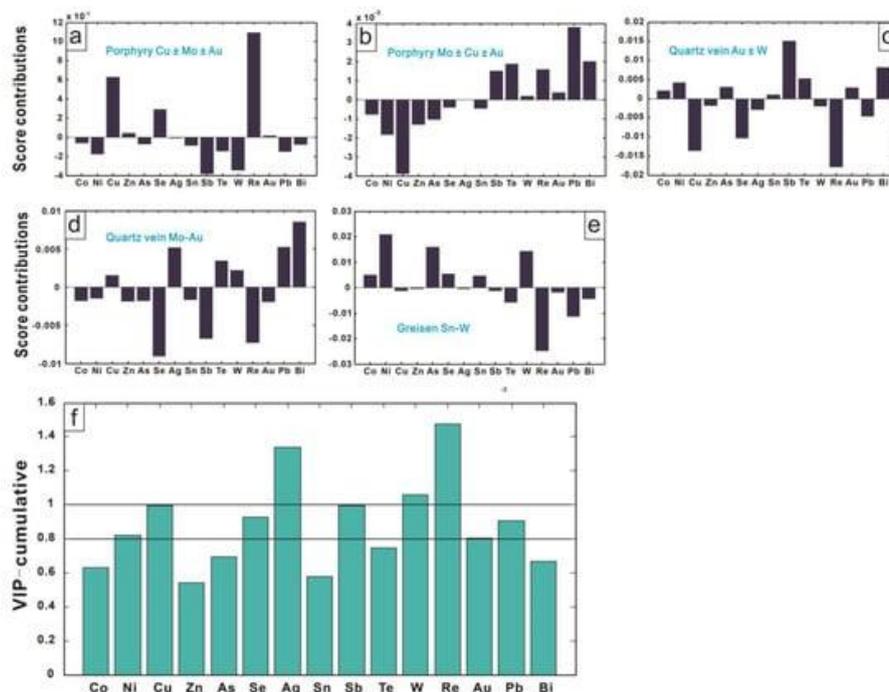


Рис. 6. Вклад баллов (a–e) и график VIP-кумуляции (f), соответствующий результатам PLS-DA на рисунке 5.

Однако, с точки зрения среднего состава, молибденит из порфировых месторождений с преобладанием меди имеет более высокое содержание Cu и Se (рис. 6a), тогда как молибденит из порфировых месторождений с преобладанием Mo демонстрирует относительное обогащение Sb, Te, Pb и Bi (рис. 6b). В интервале t_1-t_3 молибденит из кварцевых жильных месторождений $Au \pm W$ можно отличить от кварцевых жильных месторождений Mo–Au (рис. 5c,d) благодаря положительному вкладу Se, Sb, Te, Au и Bi для первого (рис. 6c) и положительному вкладу Cu, Ag и Pb для последнего (рис. 6d). Молибденит из отложений greisen Sn–W находится в отрицательных областях с t_1 и t_4 из-за ковариации Ni, As, Se и W (рис. 5e,f и 6e). График VIP-кумуляции показывает, что Ag, W и Re являются наиболее важными, а Ni, Cu, Se, Sb и Pb являются умеренно важными дискриминантными элементами в классификации (рис. 6f).

4. Обсуждение

4.1. Различия между различными типами месторождений.

Результаты PLS-DA, основанные на семнадцати типах месторождений и десяти типах залежей, идентифицируют геохимические особенности молибденита из различных типов

месторождений. В целом, месторождения порфира могут быть отделены от кварцевых жил и связанных с гранитом/гранодиоритом Мо-месторождений на основе химического состава молибденита (рис. 3а,б и 5а,б). Однако пегматитовые жилы Мо, скарны Fe–Cu–As и вулканогенный Zn–Отложения Cu–Ba–Pb нельзя отделить от других типов оруденения (рис. 3 и 5). Молибденит из порфировых месторождений Mo ± Cu ± Au невозможно отличить от молибденита из порфировых месторождений Cu ± Mo ± Au (рис. 5), что указывает на сходную рудообразующую среду, ответственную за месторождения порфира с преобладанием Mo и Cu.

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

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

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

4.2. Ограничения использования молибденита для классификации типов месторождений.

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

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

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

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

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

типов месторождений, чтобы лучше использовать молибденит для классификации типов месторождений.

5. Выводы

1. Молибденит из порфировых месторождений отделен от кварцевого жильного, грейзенового Sn–W, гранитного жильного Mo и гранодиоритового Mo месторождений из-за относительно высокого содержания Re, Cu, Ag, Se, Pb, Bi и Te для первого и более высокого содержания Ni, Co, Sn, Sb и W для последнего.

2. Молибденит из золотосодержащих месторождений, таких как кварцевый жильный Au ± W и порфировый Cu–Au–Mo, отделен от других месторождений без золота, таких как порфировый Cu–Mo и грейзеновый Sn–W, из-за более высокого содержания Au, Sb, Te, Pb и Bi в первом. Группы элементов Au–Sb–Te–Pb–Bi являются чувствительными индексами для различения месторождений с золотом или без него и степени золотосодержащей минерализации.

3. Молибденит из грейзеновых месторождений Sn–W с относительным обогащением W и порфировидных месторождений Cu ± Mo ± Au и Mo ± Cu ± Au с относительным обогащением Re может быть выделен из-за более высокой летучести кислорода для последнего.

4. Хотя некоторые типы месторождений можно различать по химическому составу молибденита, такие ограничения, как сложное содержание элементов, большие химические вариации в пределах определенного типа месторождения и несбалансированные наборы данных, должны быть преодолены, чтобы лучше использовать молибденит в качестве минерала-индикатора.

III. ТРЕХМЕРНОЕ ГЕОЛОГО–ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ОСНОВЕ НЕРЕГУЛЯРНЫХ РАЗРЕЗОВ (рудный район Ашеле, Синьцзян, Китай) [2].

1. Введение.

Трехмерное геологическое моделирование - это метод, который использует компьютерные технологии для объединения таких инструментов, как управление пространственной информацией, геологическая интерпретация, пространственный анализ и прогнозирование, геостатистика, анализ содержимого объектов и графическая визуализация в 3D-среде, чтобы применить их к геологическому анализу. При 3D-геологическом моделировании в масштабе районов сосредоточения руды необходимо изобразить геологическую структуру во всем большом диапазоне глубин. Полагаться только на геологическую информацию, полученную в результате поверхностных наблюдений, и спорадическую или относительно локализованную информацию из скважин, не может удовлетворить эти потребности. Поэтому необходимо внедрить геофизические методы. В последние годы метод объединения геологических и геофизических методов, то есть 3D геолого–геофизическое моделирование, был принят при моделировании в масштабе рудных районов. В прошлом геолого–геофизическое моделирование в масштабе рудных районов в основном применялось в районах с относительно богатыми геологическими данными, и 3D-модели строились на основе параллельных (или приблизительно параллельных) профилей. Высокая применимость этого метода была доказана во многих исследовательских работах, но трудно отразить фактическую геологическую ситуацию в рудных районах с разреженными данными и сложными геологическими структурами, особенно фактическую геологическую ситуацию в глубинных геологических структурах, перпендикулярных профилям. Следовательно, необходимо улучшить или разработать новые методы моделирования, адаптированные к этим условиям.

В этом исследовании предлагается метод геолого–геофизического моделирования на основе нерегулярных разрезов путем обобщения и улучшения предыдущих методов моделирования рудных районов. Этот метод используется на примере построения трехмерной геолого-геофизической модели рудного района Ашеле в Синьцзяне, Китай. Благодаря визуализации и анализу 3D-модели это исследование предсказывает новые перспективные поисковые площади.

2. Геологические условия

Исследуемый район геотектонически расположен на стыке тектонической области островодужной дуги Ашеле (вторичная тектоническая единица системы дуга-бассейн позднего палеозоя в Южно-Алтайском орогенном поясе Сибирской плиты) и бассейна преддуги позднего палеозоя Хабахе (рис. 1).

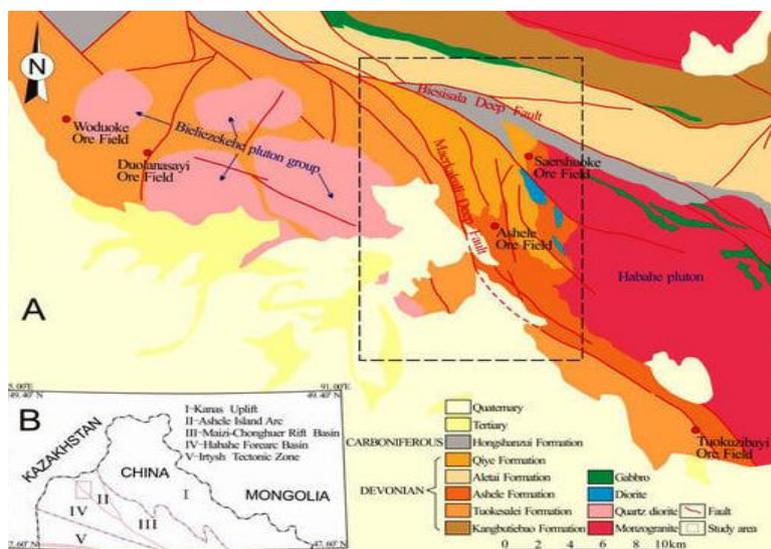


Рис. 1. (А) упрощенная геологическая карта рудного района Ашеле; (В) тектоническая схема СЗ Китая.

Район сосредоточения руды Ашеле находится в северо-западном Алтайском орогенном поясе, Синьцзян, Китай. В этом районе было обнаружено несколько полиметаллических месторождений, включая медно–цинковое месторождение Ашеле, золото–медное полиметаллическое месторождение Саершуоке, медное месторождение Кайиндэ и медное месторождение Хуашугоу. Это важный район концентрации руды вулканогенного сульфидного типа (VMS) в Китае. В прилегающих районах бассейна Ашеле все еще существует большой металлогенический потенциал и открытие новых месторождений в основном зависит от понимания глубинных геологических структур, включая пространственные формы и масштабы геологических тел, а также пространственного распределения плутонов и рудоконтролирующих структур, а 3D-моделирование является эффективным средством достижения этой цели.

Большая часть юго-западного района Ашеле покрыта четвертичным покровом. Скважинные и геологические данные в основном сосредоточены на месторождении Ашеле и в нескольких близлежащих рудопроявлениях.

В исследуемом районе сильна магматическая активность. Вулканические породы, которые формировались с раннего девона по ранний каменноугольный период, распределены в структуре островной дуги Ашеле. Интрузивные породы в основном представляют собой герцинские кислые и локально проявленные основные интрузии. Осадочные и осадочно-

вулканогенные породы представлены разновозрастными разнотипными формациями фанерозойского возраста. В районе развиты складчатые и разломные структуры в основном северо-западного простирания.

Золото–медно-полиметаллические месторождения характеризуется в основном рудными телами залегающими в риолитовом порфире формации Ашеле. Золото–медные рудные тела в основном залегают в виде жил и сети прожилков, а глубокие свинцово–цинковые рудные тела в основном стратиформны. Руды в основном массивные, редко рассеянные.

3. Метод трехмерного моделирования.

Основная идея этого метода заключается в установлении разреженного профиля магистрали, используя геологические и геофизические данные для управления общей структурой исследуемой территории, а затем в построении 3D геологической модели на основе профиля магистрали путем интерполяции. Затем геологическая модель преобразуется в модель физических свойств для 3D гравитационной и магнитной инверсии, и модифицируется путем постепенного добавления вспомогательного участка в любом месте, пока результаты инверсии не станут удовлетворительными. Каждый вспомогательный участок может представлять собой плоскость или профиль с любым наклоном, простиранием и размером. На рисунке 2 показан общий процесс моделирования.

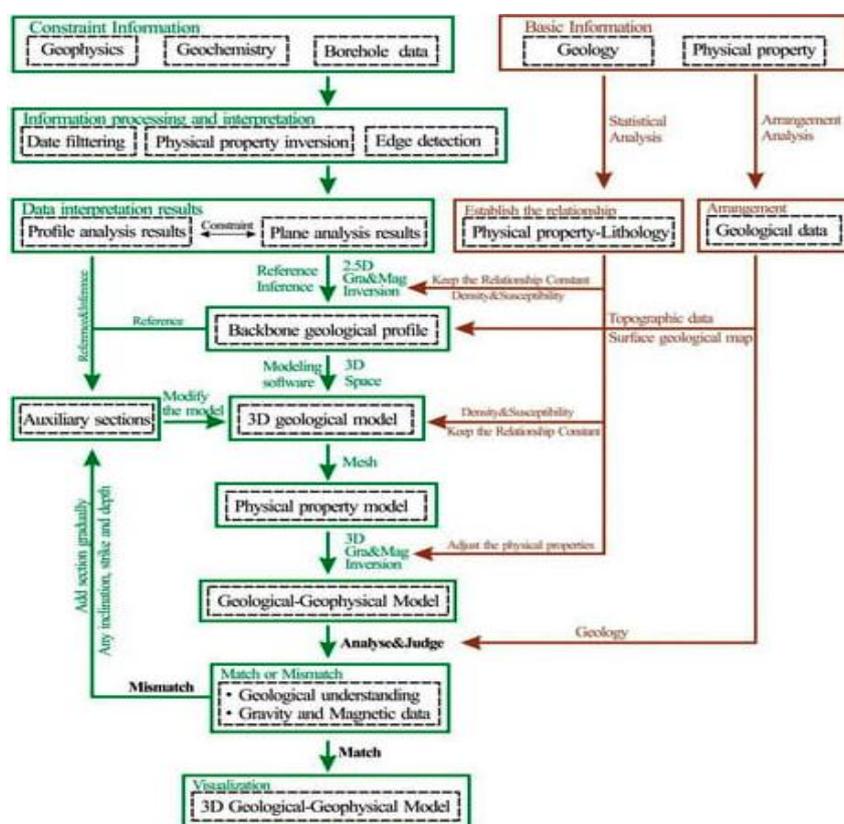


Рис. 2. Схема применяемой методологии для генерации 3D-модели.

Он в основном включает пять этапов: сортировку данных, обработку и интерпретацию информации, построение ключевого геологического профиля, построение геологической модели 3D, инверсию с ограничениями 3D и визуализацию модели.

Сортировка данных.

Соответствующие данные в основном включают геологические данные, данные о скважинах, физических свойствах, геофизические и геохимические данные. Собранная информация разделена на две категории в соответствии с требованиями: ограничительная информация и базовая информация. Информация об ограничениях относится к информации, которая может косвенно ограничивать форму модели, в основном включая геофизические, геохимические данные, данные скважин и т.п. Базовая информация относится к необходимой информации, которая всегда участвует в процессе инверсионного моделирования. Она в основном включает геологические и физические свойства.

Обработка и интерпретация информации.

Это в основном относится к получению, дополнению и извлечению эффективной информации из ограниченной информации. Для геофизических данных (гравитационных, магнитных и электрических) выполняется многомасштабное выявление границ и инверсия сетки для извлечения эффективной информации о геологических единицах (таких как разломы, интрузии и пласты) на основе обычной сетки, фильтрации и разделения потенциальных полей.

Построение геологического профиля магистрали.

Расположение профилей запланировано с целью контроля общей геологической структуры исследуемой территории. Интерпретация информации об ограничениях используется для вывода и построения профиля, отражающего пространственное распределение пластов, разломов, интрузивных и рудных тел в районе, через которые проходит профиль. После завершения предварительного построения профиля форма профиля векторизуется и импортируется в программное обеспечение inversion. Отработанная технология гравитационного и магнитно-инверсионного моделирования 2D используется для корректировки профиля с целью определения окончательной формы геологического профиля магистрали.

Построение 3D-геологической модели.

Скорректированный геологический профиль магистрали, измеренная и интерпретированная структурная информация и геологическая карта поверхности импортируются в 3D-пространство после определения области моделирования и добавления топографических данных. Затем для построения 3D-геологической модели используются

технологии визуализации и интерполяции. В первоначально модель в основном отображает общую геологическую структуру исследуемого района и детали модели плохо согласуются с фактическими геологическими условиями. На более позднем этапе выполняются множественные инверсии с ограничениями для постоянной корректировки и улучшения геологической модели.

Трехмерная ограниченная инверсия: используя гравитационные и магнитные данные после разделения потенциального поля в качестве базовых данных инверсии, преобразует 3D геологическую модель в модель физических свойств в соответствии с анализом этих свойств. Затем модель физических свойств подвергается принудительной инверсии. Границы геологических тел - это известные условия, которые нелегко изменить. Во время инверсии сначала корректируются физические свойства геологических единиц, а затем один за другим добавляются вспомогательные участки для изменения границ геологических тел в соответствии с измеренными данными. В конечном итоге 3D-модель соответствует не только геологическому пониманию, но также гравитационным и магнитным данным.

Визуализация модели.

Построенная модель импортируется в платформу визуализации, такую как Encom RA или Voxel. Пространственные структуры геологических тел анализируются в глубину, чтобы извлечь геологическую информацию для прогнозирования скрытой минерализации и для анализа пространственных взаимосвязей для создания металлогенических моделей. Созданная модель также может быть использована для проектирования добычи, расчета запасов и прогнозирования рудных тел.

4. Интерпретация данных.

4.1. Анализ данных о физических свойствах.

Анализ данных о физических свойствах показывает, что слои в районе сосредоточения руды, как правило, менее плотные, чем интрузивные породы в исследуемом районе, что связано с основными литологиями (т.е. нормальными осадочными и вулканическими породами средней кислотности) каждого пласта, разрушительной тектонической активностью и частой магматической гидротермальной активностью в разные периоды.

Кварцевый диорит (плутона Хабахе), скарн, диорит, габбро и диорит-порфирит имеют самую высокую плотность среди пород в исследуемом районе с узкими литологическими диапазонами распределения, в основном в виде жил и скоплений, которые часто вызывают значительные гравитационные аномалии с большими амплитудами и крутыми градиентами. Кварцевый диорит (к юго-западу от разлома Маеркакули) и базальтовый андезит также имеют

высокую плотность. Монцогранит имеет среднюю плотность. Основные породы (габбро и т.п.) имеют плотность, отличную от плотности окружающих пород, а локальные аномалии высокой или слабой гравитации на периферии крупных аномалий высокой гравитации представляют собой погребенные или полупогруженные массивы основной (табл. 1).

Табл. 1.

Статистическая таблица физических свойств пород рудного района.

Geological Unit	Code	Lithology	Density (g/cm ³)		Susceptibility (×10 ⁻³ SI)			
			Average	Range	Average	Range		
Quaternary	Q	—	1.60	1.21–1.92	0.000	—		
Tertiary	Wulunguhe	E _{2-3w}	1.80	1.50–2.00	0.000	—		
Carboniferous	Hongshanzui	C _{1h}	2.61	2.43–2.72	1.800	0.000–23.059		
	Qiyе	D _{3q}	2.60	2.45–2.71	5.007	0.025–37.473		
	Ashele	D _{2as}	2.57	2.34–2.78	3.106	0.000–94.399		
Devonian	Altay	D _{2al} ²	2.64	2.53–2.72	2.722	0.000–23.059		
		D _{2al} ¹	2.75	2.71–2.78				
	Tuokesalei	D _{1-2f}	2.63	2.06–3.22	1.691	0.000–23.059		
	Kangbutiebao	D _{1k}	2.61	2.41–2.69	0.078	0.000–3.267		
The basement strata	base	—	2.67	2.34–3.13	1.665	0.100–7.062		
Basaltic andesite	βa	Basaltic andesite.	2.71	2.64–3.03	0.327	0.038–0.917		
Skarn	sk	Skarn.	3.38	2.17–3.80	40.700	1.169–301.857		
Gabbro	v	Gabbro (surface).	2.80	2.72–2.87	1.232	0.500–13.358		
		Gabbro (drill hole).			149.630	41.670–344.067		
Diabase	βμ	Diabase.	2.84	2.66–2.98	51.100	11.000–53.001		
Diorite	δ	Diorite.	2.86	2.80–2.92	3.066	0.000–84.873		
Dioritic porphyrite	δμ	Dioritic porphyrite.	2.80	2.72–2.90	0.968	0.088–5.366		
Quartz diorite	δo	Quartz diorite (surface-east side of the area).	2.82	2.60–3.22	0.352	0.063–0.993		
		Quartz diorite (surface-west side of the area).					2.72	2.53–2.85
		Quartz diorite (drill hole).						
Monzogranite	ηγ	Monzogranite.	2.67	2.54–2.81	0.000	—		
Granite	γ	Granite.	2.56	2.48–2.66	1.869	0.000–18.887		

Магнитный анализ показывает, что морские вулканические породы среднего и кислого состава в формации Ашеле обладают слабым магнетизмом, в то время как верхнедевонская формация Кие обладает относительно сильным магнетизмом и неравномерными магнитными характеристиками. Пирокластические породы среднего состава и вулканическая лава на востоке разлома Маеркаули обладают сильным магнетизмом, в то время как другие районы - относительно слабым. Эти характеристики магнетизма отражают относительное обогащение магнитными минералами в восточной части района из-за влияния интрузии плагиоклазового гранита Хабахе. Нормальные осадочные породы, пирокластические породы средней кислотно-основного состава и вулканическая лава, как правило, немагнитны, и небольшая их часть неоднородна и слабо магнитна. Некоторые брекчии и брекчиевые лавы умеренно магнитны. Субвулканические породы среднего состава, как правило, слабо магнитны, а

некоторые - умеренно магнитны. Скарны и некоторые кварцевые диориты умеренно магнитны, в то время как габбро сильно магнитны и могут вызывать интенсивные магнитные аномалии.

Примечательно, что петрофизические свойства меняются с глубиной. При 3D-инверсии потенциальных полей крайне важно всесторонне изучить и проанализировать законы изменения основных петрофизических свойств с глубиной залегания, которые в основном зависят от анализа физических свойств керна скважин.

4.2. *Обработка и интерпретация геофизической информации.*

Были собраны и отсортированы предыдущие геологические, скважинные, геофизические и геохимические данные в районе; провели гравитационную, магнитную и магнитотеллурическую профильные съемки; провели привязку потенциальных полей и другую обработку.

4.2.1. *Гравитационные и магнитные данные.*

Использовали геодезическую сетку с расстоянием между линиями 500 м и расстоянием между точками 100 м, с гравиметром для определения силы тяжести CG-5 и двухчастотным дифференциальным прибором GPS-позиционирования Trimble R8 для получения гравитационных данных, а также простую сетку данных Буге с точностью до 500 м. Магнитные данные были получены с шагом сетки 250×50 м и были привязаны к сетке 100×100 м, и использовали фильтр приведения к полюсу (RTP) с магнитным наклоном 69,1°, склонением 4,5° и магнитной аномалией RTP, показанной на рисунке 3С.

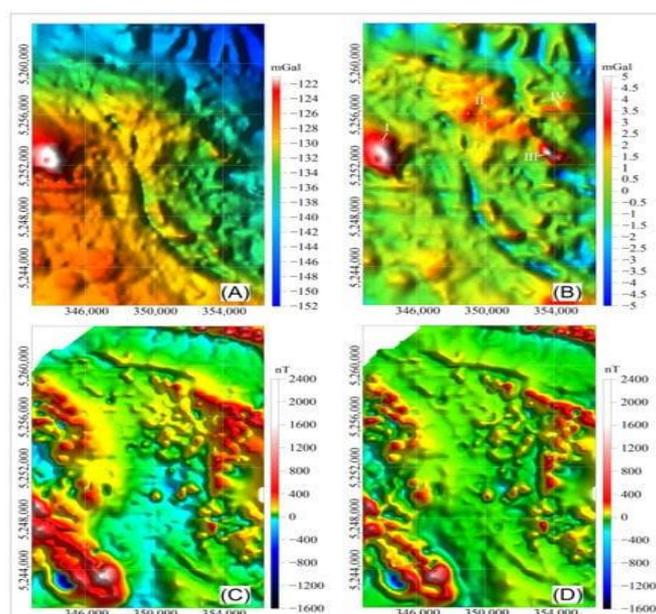


Рис. 3. Карты гравитационных и магнитных аномалий. (А) гравитационная аномалия Буге; (В) остаточная гравитационная аномалия, полученная с помощью скользящего среднего окна размером 16,5 × 16,5 км в качестве регионального поля; (С) поляризационная магнитная аномалия; (D) остаточная магнитная аномалия, полученная с помощью скользящего среднего окна размером 4,5 × 4,5 км в качестве регионального поля.

При прогнозировании сначала используются различные методы разделения потенциальных полей для обработки гравитационных и магнитных данных, а затем отбираются соответствующие результаты разделения для базового статистического анализа посредством сравнений. Сравнения включают два аспекта: (1) сравнение результатов обработки различными методами (если два или более методов дают сходные результаты обработки, применяемые методы обработки считаются приемлемыми); (2) сравнение результатов обработки с известными фактическими геологическими условиями (если результаты обработки метода соответствуют обнаженным геологическим телам или пространственному положению доказанных геологических тел).

В данном исследовании после сглаживания, привязки к сетке и приведения к полюсу (этот метод применяется только к магнитным данным) гравитационные и магнитные данные, данные потенциального поля разделяются с помощью продолжения вверх, скользящего среднего, согласованной фильтрации и анализа тренда. Остаточные аномалии, полученные методом скользящего среднего, выбраны в качестве базовых данных для ограниченной инверсии и анализа (рис. 3B,D).

Гравитационные аномалии Буге в этом районе в основном направлены на северо-запад (рис. 3A). Эти аномалии в целом высоки на юго-западе и низки на северо-востоке с разломом Маеркакули в качестве разделительной линии, которая объективно отражает две региональные геологические структуры: островодужную структуру Ашеле к востоку от разлома и позднепалеозойскую преддуговую впадину Хабахе к западу от разлома. Среди аномалий остаточной гравитации относительно высокие аномалии имеют тенденцию к северо-западу-юго-востоку и в основном распределены в западной и центральной частях исследуемой территории, демонстрируя различные формы, в основном эллиптические, полосчатые и монилиформные, с локальными кольцевидными особенностями (I ~ IV на рис. 3B). Эти относительно высокие аномалии связаны с широким распространением промежуточных и основных вулканических пород каменноугольного и пермского периодов, а также интрузивных пород в этой области. Аномалии высокой гравитации в четвертичном покрове в юго-западной части района характеризуются малой амплитудой, небольшим масштабом и незначительными вариациями, а аномалии низкой гравитации, смешанные с аномалиями высокой гравитации, в основном распределены полосами. Некоторые из плоских аномалий совпадают с магнитными аномалиями и, как предполагается, являются погребенными массивами габбро. Аномалии низкой гравитации часто распределены полосами и эллипсами вдоль краев разломов и, как предполагается, являются комплексным откликом интрузий и разломов, а распределение интрузий вдоль разломов указывает на то, что

магматическая активность имеет тесную взаимосвязь с тектоникой в исследуемом районе. Кроме того, разломы оказывают сильное разрушающее воздействие на породы, что подтверждается различной формой распределения аномалий низкой гравитации в формациях Кие и Ашеле.

Магнитные аномалии имеют различную форму, в основном линейную или эллиптическую, с переменными простираниями и плохой непрерывностью. Сильные магнитные аномалии в основном распределены вблизи восточной, западной и северной границ района (рис. 3С, D). Согласно анализу физических свойств, пород выходящих на дневную поверхность, предварительно пришли к выводу, что северная высокая магнитная аномалия была вызвана обнаженным и погребенным полосчатым диабазом. Западные магнитные аномалии распределены в полосах с северо-западным направлением и с севера на юг. Предполагается, что аномалии северо-западного направления являются реакцией кварцевого диорита, а аномалии северо-южного направления являются реакцией на магнитное усиление вулканических слоев, вызванное относительно сильной гидротермальной активностью на краях интрузий. Восточные магнитные аномалии вызваны диоритом, кварцевым диоритом и погребенными магнитными телами. Предполагается, что бисерные магнитные аномалии высокой величины в северо-восточном углу района, вызваны вскрытым и погребенным полосчатым диабазом. Часть исследуемой территории демонстрирует слабые магнитные аномалии с низким градиентом. Полосчатые магнитные аномалии северо-западного направления в восточно-центральной части района составляют от 100 до 500 нТл, и предполагается, что они являются реакцией спорадически залегающих габбро (согласно результатам бурения).

4.2.2. Данные магнитотеллурического зондирования.

В этом исследовании были запланированы пять основных профилей, включая два профиля, расположенных почти с севера на юг, и три профиля, расположенных почти с востока на запад (L1–L5 на рис. 4).

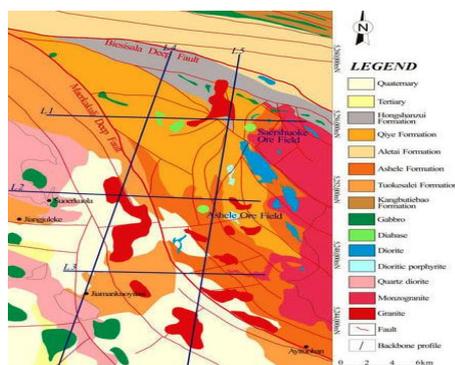


Рис. 4. Схема магнитотеллурических профилей.

Профили были измерены магнитотеллурическим методом и обработаны для получения результатов распределения удельного сопротивления, которые послужили основой для комплексной интерпретации профиля, анализа и модификации модели.

Для сбора данных использовалась система MTU-5A, синхронизированная со спутником, с частотным диапазоном 0,001–32,0Гц. Время измерения каждой станции превышает 12 часов, а расстояние между станциями составляет около 200 м. Длина линии 1 составляет 10,60 км, азимутальный угол - 92°СШ. Длина линии 2 - 10,55 км, азимутальный угол - 93°СШ. Длина линии 3 - 8,60 км, азимутальный угол - 92°СШ. Длина линии 4 - 20,20 км, азимутальный угол - 14°СШ. Длина линии 5 - 19,60 км, азимутальный угол - 6°СШ. Для обработки собранных данных использовалось программное обеспечение SSMT-2000 (2.1.5.0), а полученные результаты по удельному сопротивлению приведены к сетке размером 200×200 м.

4.2.3. Интерпретация гравитационных и магнитных данных.

Данные интерпретируются в двух аспектах (интерпретация структуры разломов и интерпретация горных пород) на основе статистических результатов физических свойств, результатов инверсии физических свойств с редкими ограничениями, а также геологических данных и данных бурения.

Интерпретация структуры разломов: Тектонические структуры в этом районе характеризуются многоступенчатой активностью и обычно состоят из множества разломов. Интрузивные породы и мелкозернистые обломочные породы в зоне разлома сильно фрагментированы и аргиллизированы соответственно, что проявляется как очевидное сочетание аномалий низкой гравитации и низкого удельного сопротивления в зоне гравитационного градиента. Характеристики магнитных аномалий различаются в зависимости от геологических условий, поскольку структуры разломов являются наиболее важными каналами миграции и местами разгрузки гидротермальных флюидов. При наличии гидротермальной активности флюидов вдоль структур глубоких разломов или магмато–гидротермальной активности с различными свойствами магнитные аномалии, как правило, демонстрируют сложные характеристики. В этом исследовании были выявлены 34 разлома путем объединения результатов обработки гравитационных, магнитных и электромагнитных данных с геологической, скважинной и другой информацией. Затем были определены длины, тренды и углы падения этих разломов, оцифрованы и отредактированы в трехмерном пространстве ([рис. 5](#)). Как показано на 3D-модели, структура разломов в бассейне Ашеле имеет сложную морфологию. Пространственная взаимосвязь между рудными телами и разломами показывает, что области, где разломы интенсивно проявлены, с большей вероятностью являются благоприятными металлогеническими зонами.

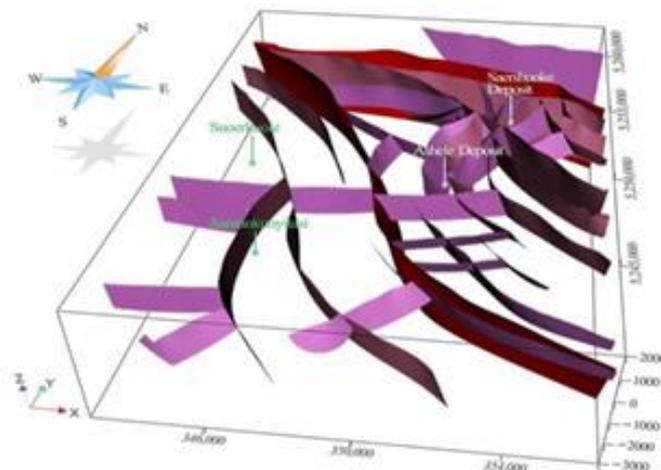


Рис. 5. Трехмерная модель разломов в исследуемом районе.
(красные - разломы Маеркакули и Бисисала).

Интерпретация интрузивных пород: Основными интрузивными породами в исследуемом районе являются диориты, которые можно грубо разделить на три типа в соответствии с их вещественным составом: относительно пироксеновый диорит, промежуточный диорит и относительно кислый кварцевый диорит (гранитный диорит). Первые два типа в основном характеризуются сочетанием аномалий высокой гравитации, средне-высоких магнитных аномалий и аномалий с высоким удельным сопротивлением, а третий тип в основном характеризуется сочетанием аномалий низкой гравитации, слабых магнитных аномалий или их отсутствием и аномалий с высоким удельным сопротивлением. Согласно статистическим данным о различных физических свойствах, сочетание сильных магнитных аномалий, аномалий высокой гравитации и аномалий высокого удельного сопротивления является типичным признаком присутствия мафитно–ультрамафитовых плутонов. В реальном аналитическом процессе геологическая ситуация часто намного сложнее, поэтому идентификация и интерпретация массивов горных пород должны основываться на всестороннем анализе геологического фона и геологических процессов. В общей сложности на исследуемой территории было идентифицировано 26 пород, в том числе 12 интрузивных пород средней кислотности, 4 интрузивных породы среднего насыщения и 10 мафитовых интрузивных пород. Интрузивные породы со средней кислотностью в основном сосредоточены на периферии разлома Маеркакули и зоны разлома Бисисала в середине исследуемой территории. Этот тип породы обычно залегает на большой глубине. К четырем промежуточным породам относятся две диоритовые породы, расположенные в южной части района исследования, и две кварцевые диоритовые породы, расположенные на западной границе района исследования. 10 основных пород включают 8 пород габбро и 2 породы диабаза (рис. 4).

4.2.4. Интерпретация магнитотеллурических профилей.

С помощью магнитотеллурической съемки были собраны пять основных профилей на запланированных позициях. Профиль 2 съемки, проходящий через рудный район Ашеле взят в качестве примера того, как интерпретировать магнитотеллурические профили. Интерпретация кратко описана ниже (рис. 6).

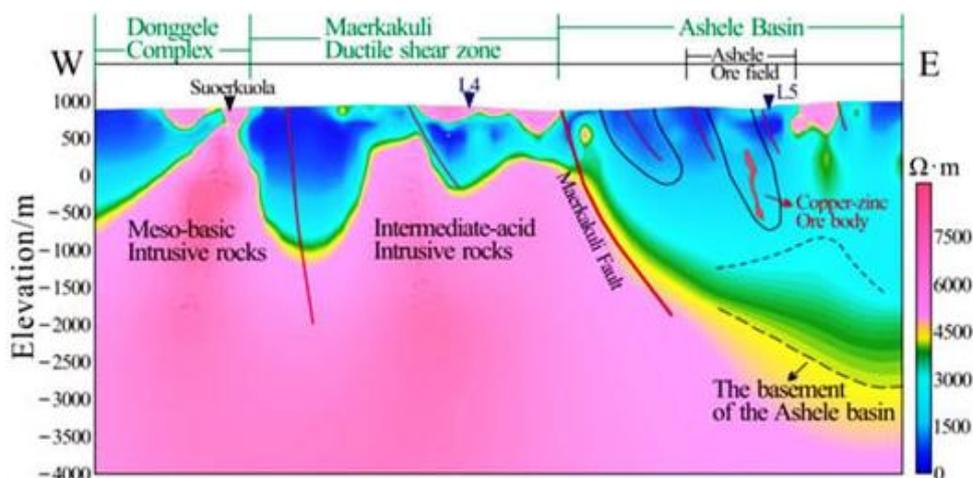


Рис. 6. Результат интерпретации магнитотеллурических данных.

Длина линии 2 составляет приблизительно 10,5 км. Характеристики неглубоких аномалий высокого и низкого удельного сопротивления указывают на то, что в неглубокой части бассейна имеются структуры разломов с крутым восточным погружением, которые совпадают с известными местоположениями разломов, определенными на основе поверхностной геологической съемки и аномалий гравитационного и магнитного полей, среди которых наиболее заметен разлом Маеркакули. Глубокое положение на западе бассейна представляет собой асимметричную аномалию низкого удельного сопротивления в форме бассейна, уходящую на восток. Фундамент восточного сегмента показывает поднятие с высоким удельным сопротивлением, западная граница которого поднята к востоку, а поверхность сложена обнаженными вулканическими породами формации Ашеле. Аномалия с низким удельным сопротивлением простирается примерно на 1600 м в глубину. Северный сегмент главного рудного тела медного рудника Ашеле расположен на восточной стороне аномалии низкого удельного сопротивления в форме бассейна. Залежи медной руды в северной части Ашеле обнажены на западной стороне аномалии в форме бассейна, а известные минерализованные тела в глубокой части объекта подтверждены бурением. Неглубокое высокое удельное сопротивление соответствует вулканическим породам формации Кие на поверхности. Другие четыре основных профиля также подробно анализируются.

5. Построение модели.

5.1. Построение профилей магистралей.

На примере профиля 2, описан процесс построения профилей магистралей. Сначала выводится и рисуется исходный 2D геологический профиль. Распределение поверхностных геологических единиц ограничено поверхностной геологической картой, а протяженность и распределение глубинных геологических тел ограничены данными бурения и магнитотеллурическими профилями. Интерпретация магнитотеллурического профиля предоставляет базовую информацию для начального 2D геологического профиля, такую как формы кварцевого диорита и габбро на западе профиля, формы гранита в середине профиля, глубина фундамента бассейна Ашеле и расположение некоторых разломов, которые являются важной основой для установления начального геологического профиля.

Затем, на основе исходного геологического профиля, создается 2D модель, и прямые и инверсионные вычисления выполняются с использованием ModelVisionPro™ от Encom. На основе остаточной гравитации и магнитных аномалий модель и физические параметры непрерывно модифицируются до получения приемлемой геологической модели (рис. 7). Остальные четыре основных профиля построены тем же способом.

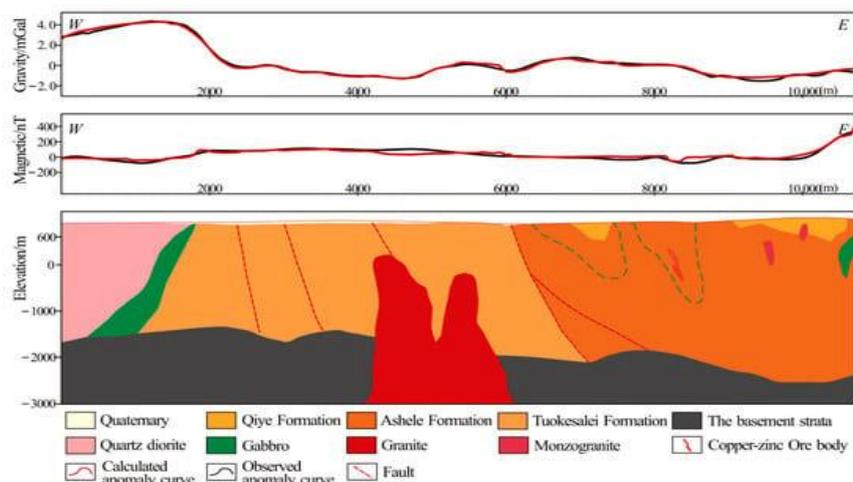


Рис. 7. Выбранный профиль (L2 на рис. 4) - совместное гравитационное и магнитное моделирование в 2D.

5.2. Построение трехмерной геологической модели.

Пространство моделирования представляет собой кубоид с направлением север–юг, протяженностью восток–запад 13,7 км, протяженностью север–юг 22,3 км и высотой от 2000 до 3000 м. Моделирование включает 18 геологических единиц, и хронологический порядок геологических единиц и контактные отношения между ними определяются одновременно.

Пять перевернутых и скорректированных геологических профилей магистралей, поверхностные геологические карты и топографические данные вводятся в пространство

моделирования, а методы визуализации и интерполяции используются для соединения границ одной геологической единицы для создания 3D-геологической модели (GeoModeller™ 4.2.0).

Полученная 3D геологическая модель преобразуется в модель физических свойств путем введения физических параметров. Затем модель физических свойств привязывается к ячейкам сетки размером 200×200×50 м с учетом 3D гравитационной и магнитной инверсии. Гравитационная инверсия является главной, магнитная - вспомогательной.

Настройки параметров физических свойств относятся к диапазонам изменения физических свойств, определенным в результате анализа физических свойств, и вводятся в программное обеспечение inversion в виде средних и среднеквадратичных ошибок в качестве важных ограничений при инверсии физических свойств.

Когда данные вводятся в программное обеспечение для моделирования, все виды данных разделяются на четыре категории (наблюдаемые, предполагаемые, интерпретируемые и неуказанные) в соответствии с источниками данных, а ограничивающая информация, такая как скважина, геологические карты поверхности и профиль, разделяется на ту же категорию (наблюдаемые). В процессе инверсии эта категория данных настраивается так, чтобы положение границы оставалось неизменным с помощью программного обеспечения (GeoModeller™ 4.2.0). В целом, границы геологических тел, включенных в поверхностные геологические карты, профили, скважины и т.д., служат ограничениями и остаются неизменными в процессе инверсии.

После инверсии измеренные гравитационные и магнитные данные сравниваются с данными, смоделированными методом прямого моделирования, и модель корректируется в областях с большой разницей в форме (fitdifference) между ними. Сначала проверяется рациональность физических параметров. Например, проверили, существовали ли особые геологические условия в несовпадающих районах, такие как изменения физических свойств (альтерация, окремнение и т.д.) одной и той же литологии из-за различных геологических условий. Если изменения физических свойств не являются причиной несоответствия, границы соответствующей геологической единицы корректируются путем постепенного добавления вспомогательных участков для уменьшения ошибки подгонки при 3D-инверсии, и модель пересматривается неоднократно, пока измеренные данные не будут хорошо соответствовать данным, смоделированным методом прямого моделирования (рис. 8 и 9).

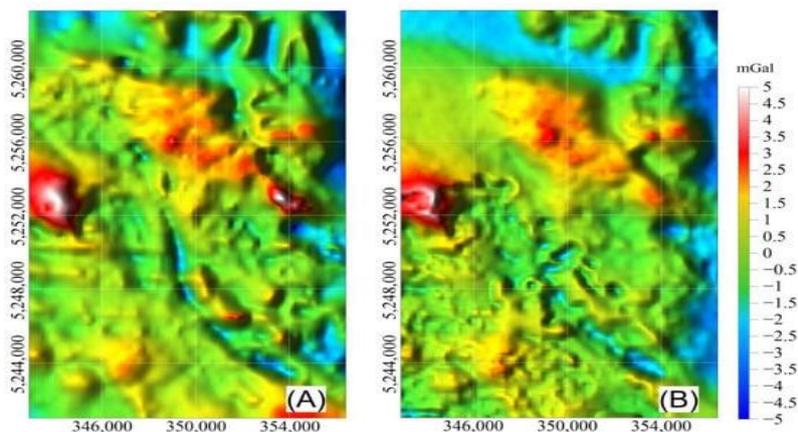


Рис. 8. Сравнение между (А) наблюдаемыми и (Б) рассчитанными откликами Буге

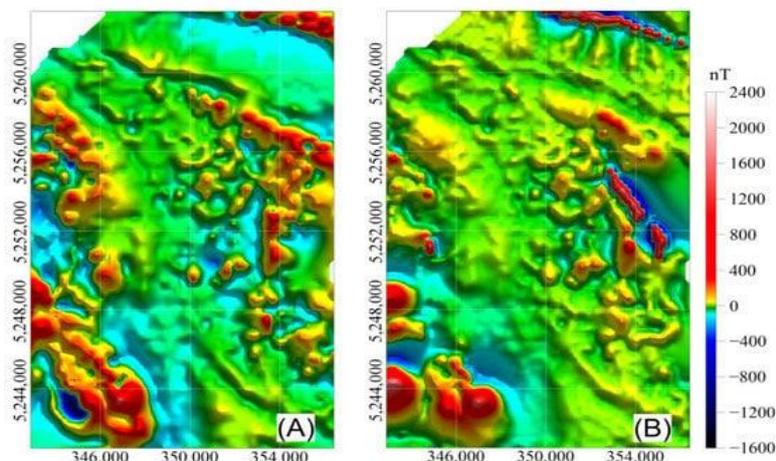


Рис. 9. Сравнение между (А) наблюдаемыми и (Б) рассчитанными магнитными откликами.

Окончательная ошибка подгонки данных о гравитации составляет 0,3919 мГал, что указывает на удовлетворительную общую подгонку. Большие ошибки подгонки сосредоточены в юго-восточном углу района съемки. Погрешность подгонки магнитных данных составляет 90,94 нТл, и их относительно большие ошибки расположены на краю юго-западного угла района съемки.

В этом исследовании было построено в общей сложности 10 вспомогательных разрезов, включая четыре плоскости и шесть профилей. Вспомогательные разрезы в основном используются для точного изображения форм плутонов, а глубины плутонов определяются на основе информации о скважине или результатов анализа профилей магистрали. Конкретные функции вспомогательных секций включают: (1) упрощение базовых профилей для управления пространственными формами геологических тел; (2) дополнение пробелов, вызванных разреженной информацией в некоторых областях; и (3) облегчение контроля форм геологических структур в периферийных областях и исправление краевого эффекта, вызванного базовыми данными.

6. Результаты и обсуждение.

6.1. Структурные характеристики трехмерной модели.

С помощью программного обеспечения для визуализации окончательная 3D геолого–геофизическая модель района сосредоточения руды Ашеле (рис. 10) представлена под разными углами и на разных расстояниях, и каждая геологическая единица кратко описывается следующим образом (рис. 11):

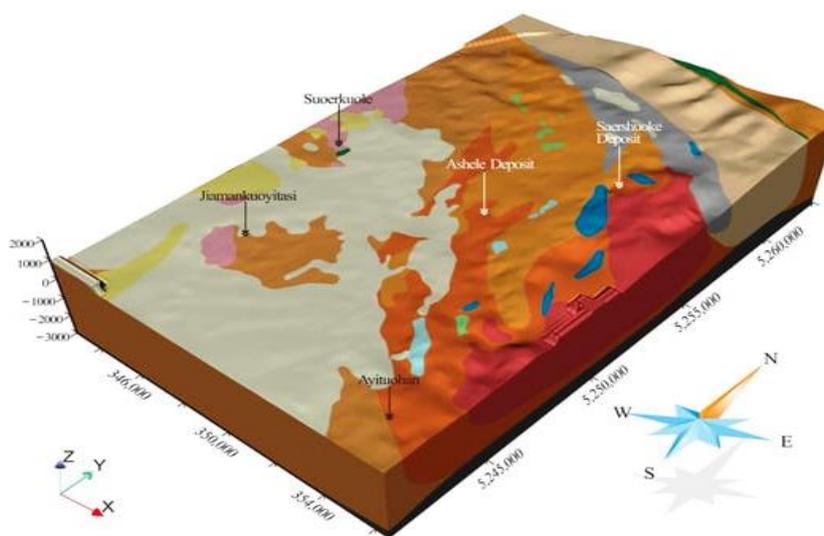


Рис. 10. Трехмерная геолого–геофизическая модель района Ашеле. (оси X, Y и Z указаны в метрах. Условные обозначения как на рис. 4.)

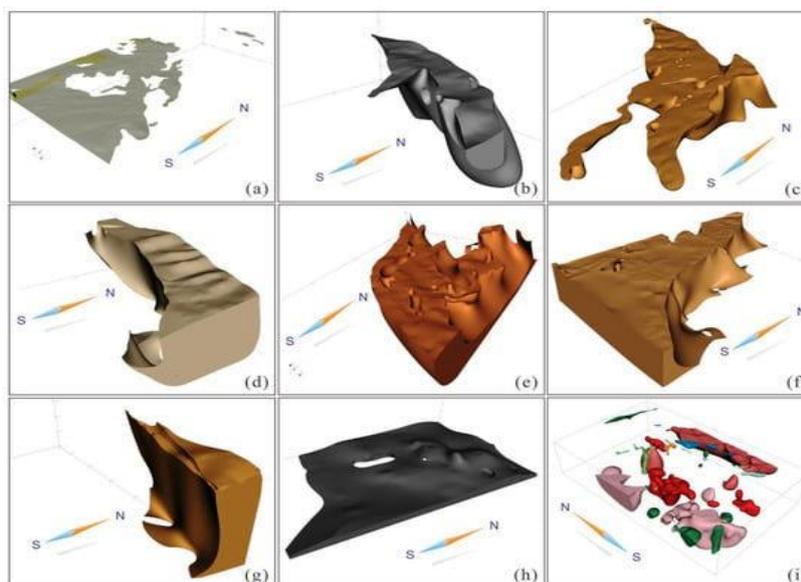


Рис. 11. Геологические единицы трехмерной модели:

(a) четвертичные и третичные слои. (b) формации Хунианьцзуй. (c) формации Кюе. (d) Алтайской формации. (e) Формации Ашеле. (f) формации Туокесалей. (g) формации Канбутибао. (h) Слои фундамента. (i) Массивы интрузивных пород. (Условные как на рис. 4).

Четвертичные и третичные пласты в исследуемом районе в основном сосредоточены на юго-западе района исследований, мощностью обычно ≤ 100 м.

Формация Хуншаньцзуй, как правило, имеет тенденцию к северо–западу-юго-востоку и имеет распределение в форме челнока. Формация постепенно утоньшается с юго-востока на северо-запад и исчезает в северо-западном углу исследуемой территории. Формация находится в разломном контакте с формацией Кие и Алтайской формацией.

Формация Кие, как правило, имеет тенденцию к северо–западу-юго-востоку и имеет треугольное распределение. Ее южный сегмент перекрывает формацию Ашеле. Мощность формации Кие сильно варьируется, но в целом больше на востоке, чем на западе, и больше на севере, чем на юге. В формации Ашеле имеются локальные разломные структуры.

Алтайская формация имеет почти восточно-западную направленность и вытянутое распределение. Ее мощность обычно превышает 2000 м и относительно больше на востоке, но в остальном она не отличается значительными пространственными вариациями.

Формация Ашеле имеет плоское распределение с севера на юг в виде перевернутого треугольника. Юго-западная сторона формации ограничена разломом Маеркакули и находится в контакте разлома с формацией Туокесалей. Восточная сторона формации ограничена плутоном Хабахе и имеет тенденцию распространяться за пределы района в его глубинной части. Центральная часть северного сегмента формации (к северу от Ашеле) слегка простирается на север, в то время как восточная и западная стороны северного сегмента формации в определенной степени простираются на северо-запад и северо-восток. Мощность южного сегмента формации обычно превышает 2000 м, что больше остальной части формации. Модель показывает, что в формации Ашеле имеется очевидная W-образная складчатая структура. Рудные районы Ашеле и Саершуоке расположены на антиклинали крупной складчатой структуры. В формации Ашеле имеются локальные разломные структуры, большинство из которых имеют северо-западный тренд. На поверхности обнажено много промежуточных плутонов, а в глубинной части находится много погребенных плутонов с промежуточным содержанием кислых пород.

Формация Туокесалей ограничена разломом Маеркакули на северо-востоке, и большая часть формации покрыта четвертичным и третичным покровами. Эта формация имеет относительно высокую и равномерную мощность, более 3000 м. Формация содержит много погребенных плутонов среднего и основного состава, но лишь несколько структур разломов (в основном разлом Маеркакули и его вторичные структуры), которые в основном направлены на северо-запад.

Формация Кангбутибао находится в северо-восточном углу исследуемой территории и имеет вытянутое распределение. Максимальная мощность составляет приблизительно 2000 м, и имеются локальные интрузии диабаз.

Фундамент в целом выше на севере, чем на юге, и выше на западе, чем на востоке. Фундамент имеет очевидное поднятие в районе Ашеле. Максимальная мощность фундамента в районе моделирования составляет приблизительно 1000 м, а юго-западный сегмент фундамента простирается на большие глубины.

Результаты визуализации 3D-модели четко указывают на форму распределения, глубину и масштаб интрузий. Наиболее масштабные интрузии Хабахе и Донггеле залегают на глубинах 3500-2500 м. В этом районе много более мелких погребенных массивов габбро, диабазов, кислых монцонитовых гранитов, промежуточных диоритов, кварцевых диоритов и т.д. Массивы габбро в основном расположены на западном краю района исследований. Они представляют собой столбчатые и монилиформные интрузии, некоторые из них выходят на поверхность, и большинство имеют относительно небольшую глубину захоронения (<1000 м). Диабазовые жильноподобные интрузии находятся в основном в северо-восточном углу исследуемой территории в формации Кангбутьебао с максимальной глубиной около 200 м. Граниты в основном расположены вблизи разлома Маеркаули, Они имеют различную форму (в основном столбчатые, сталагмитовые, монилиформные, полосообразные или седловидные интрузии). Промежуточные диоритовые плутоны в основном расположены на востоке и севере района, в основном выходят на поверхность, демонстрируя полосчатое распределение, и обычно залегают на глубине менее 500 м.

6.2. Прогнозирование оруденения.

В рудном районе Ашеле существуют различные типы оруденения, включая слоистую медно–цинковую минерализацию и баритовую минерализацию, образованную струйным осаждением, жильную медную (цинковую) минерализацию и медно-свинцово–цинково–серебряную минерализацию, жильную золото–медно-свинцово–цинковую минерализацию и медную минерализацию в субвулканических породах, медную минерализацию в зоне контакта субвулканических пород и медная минерализация в разломах или трещинах. Эти минерализации обнаружены в девонской формации Ашеле, которая является основной рудовмещающей структурой, и схема глубинного распределения формации может быть важным поисковым ориентиром. 3D-модель показывает, что формация Ашеле на северной стороне рудного района в основном простирается на глубину, поэтому медно–цинковое рудное тело Ашеле, вероятно, продолжается на север. В районе, где расположено полиметаллическое месторождение Саершуоке, рудоносные пласты формации Ашеле в основном продолжают на восток в глубинной части, поэтому направление его поисков также должно быть восточным. Это указывает направления дальнейших поисковых работ.

На основе 3D-модели выделяются три невоскрытых металлогенических перспективных районов типичных рудных месторождений, а именно перспективный район Чжуангайи, северный перспективный район Ашеле и восточный перспективный район Саершуоке (рис. 12).

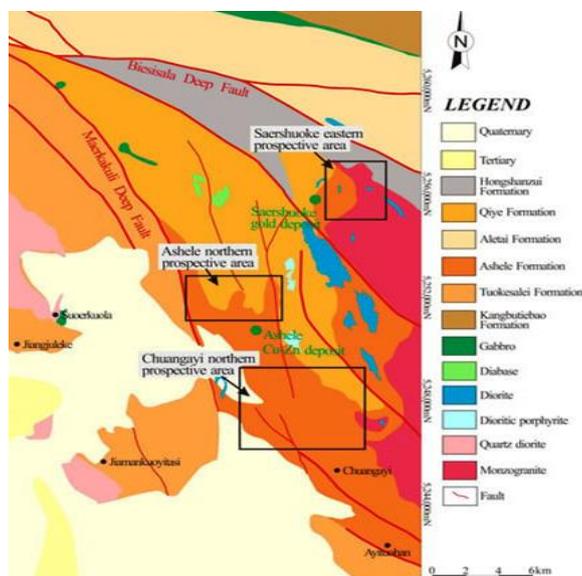


Рис. 12. Перспективные поисковые площади рудного района Ашеле.

Технология 3D геолого–геофизического моделирования позволяет проследить глубинное распределение металлогенических геологических тел и визуализировать рудоконтролирующие структуры, но предлагаемый метод все еще имеет ограничения. Например, точность магнитной инверсии нуждается в улучшении. Основная причина заключается в том, что в исследуемом районе было несколько эпизодов тектонической активности, из-за чего магнитные свойства одного и того же типа стратиграфической единицы сильно различаются в разных частях района. Следовательно, необходимо провести более детальное исследование физических свойств с использованием большего количества единиц моделирования и большей плотности сетки для повышения точности подгонки инверсии, но это также означает увеличение рабочей нагрузки и времени вычислений. Такие факторы, как масштаб и точность исходных данных, должны быть всесторонне рассмотрены, чтобы сформулировать разумную конечную точность инверсии.

7. Выводы

1. В данном материале используется метод моделирования на основе нерегулярных разрезов для получения пространственных распределений глубинных структур - интрузий, формаций и разломов в рудном районе Ашеле, площадью 305,51 км² на глубину ~5000 м.

2. Метод может эффективно создавать модели сложной геологической структуры посредством интеграции различных данных из нескольких источников, и формирования геологических моделей за счет 2D и 3D инверсии геофизических данных для более точного моделирования пространственных геологических структур и отражения геологических проблем. Метод особенно подходит для рудных районов с относительно скудными геологическими данными и сложными геологическими условиями.

3. В ходе исследования была создана трехмерная геолого–геофизическая модель рудного района Ашеле до глубин 5000 м, впервые была реализована “прозрачность” района и получены трехмерные пространственные распределения 9 формаций, 10 типов интрузий и 34 систем разломов, что заложило основу для поисковых работ. Результаты помогут исследователям получить более четкое представление о глубинной геологической структуре и трехмерном распределении разломов и интрузий в исследуемом районе и сформулировать поисковые признаки.

4. Были выделены три перспективные поисковые площади в рудном районе Ашеле, что может послужить ориентиром для будущих поисковых работ в районах аналогичного типа с ограниченными данными.

5. Будущее добавление вспомогательных разделов может более разумно и эффективно модифицировать модель в соответствии с измеренными аномалиями, тем самым эффективно сокращая время, затрачиваемое на установление ненужных профилей для сокращения времени моделирования. Использование вспомогательных участков с произвольными направлениями, углами падения, глубинами и длинами позволит в полной мере использовать известную информацию и учитывать изменения в геологических единицах для более точного отражения рудоформирующих геологических условий.

ДДЗ ASTER ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ ХРОМИТСОДЕРЖАЩИХ ЗОН В ОФИОЛИТАХ (труднодоступные горные массивы Северного Омана) [5]

1. Введение

Семаильский офиолит Омана (рис. 1а) – наиболее полный пример хорошо обнаженных пород океанского дна. В основном он состоит из двух основных литологических подразделений: 1) частично серпентинизированные мантийные ультраосновные породы, включающие гарцбургит с дунитом (перидотиты); 2) габбро-базальтовые породы вышележащего разреза земной коры. Офиолит Семаила - метаморфические породы, образовавшиеся при высоких температурах и низком давлении во время внутриокеанического разрыва.

В кровле офиолитовой толщи ниже пелагических пород залегают рои диабазовых даек (слоистые дайки) и основные экзрузивы – в основном спилиты с подушечными лавами или конгломератами (рис. 1б).

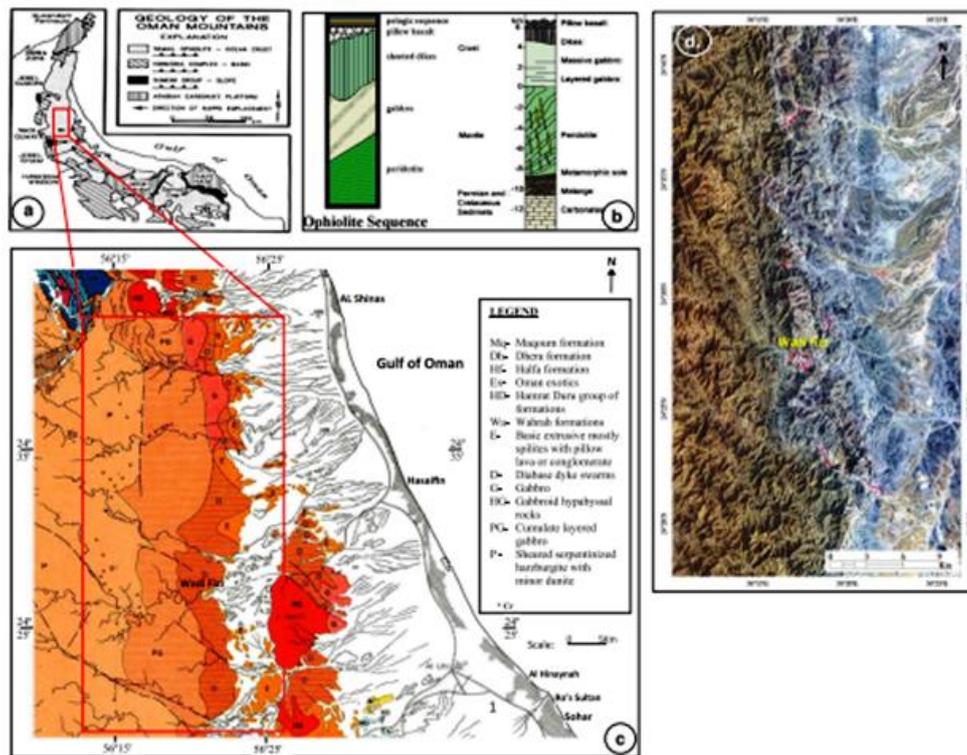


Рис. 1. а. Схема горы Оман б. Офиолитовая последовательность и d. ASTER RGB (3,2,1) изображение исследуемой территории

В ультраосновных породах, слагающих Семаильские массивы, широко распространены хромитовое оруденение (рис. 1б), расположенное в переходной зоне Мохо (MTZ) или даже немного глубже в мантии, обычно это офиолитовые подиформные хромиты. Нелыст ржус обнаружены в Вади Физз (рис. 1б), расположенном прямо на границе между мантией и корой или на 1–2 км ниже Мохо. Это месторождение представлено отдельными линзами и варьирует

по текстуре от подиформной до прожилковой. Массивные образцы хромитов этого района имеют содержание Cr_2O_3 от 31,5 до 54,61 мас.% при соотношении Cr : Fe от 1,84:1 до 2,96:1. Исследования платиновой группы элементов (PGE) и платиновой группы минералов (PGM) в хромитах Омана показывают, что хромиты образовались из магмы, которая возможно, произошла из базальта типа MORB или из мантийных материалов. Крупные стручки хромитов были обнаружены и глубже в мантийном разрезе Семаильских офиолитовых массивов. В регионе ведется открытая добыча. Большое значение имеют различие мантийных ультраосновных гарцбургитов с дунитовыми (частично серпентинизированными) породами и оконтуривание областей потенциальных хромитовых минерализованных зон в пределах Семаильских офиолитовых массивов.

Из-за большой площади (1169 км²) и чрезвычайной труднопроходимости на высотах от 0 до 2500 м, исчерпывающая выборка и детальное картографирование невозможны. Дистанционное зондирование способно обеспечить более детальное картирование площадей хромитовых минерализованных зон в ультраосновной части офиолита.

Дистанционное зондирование является наиболее подходящим методом для применения в засушливых регионах, таких как Оман, где на поверхности имеются обнажения горных пород и нет интенсивной растительности (рис. 1d). Ранее был описан уровень литологической дискриминации офиолита Омана с помощью изображений Landsat Thematic Mapper (TM). Полосы ASTER и их более длинноволновые области позволяют различать широкий диапазон минеральных составов и литологий. Например, комбинация каналов ASTER 7-3-1, эквивалентная Landsat ETM 7-4-2, используется для различения гранитов в южной и западной частях метаморфического пояса Вадии Кид на Синае, Египет. Эти соотношения полос можно использовать для картирования метаморфических пород Аравийского Нубийского щита и других засушливых регионов. Шесть каналов SWIR (с пространственным разрешением 30 м) применимы для почвенного и литологического картирования, а также для характеристики свойств слоистых силикатов и карбонатных минералов. Пять диапазонов МДП (10–14) имеют пространственное разрешение 90 м и используются для характеристики силикатных пород.

Анализ изображений датчика усовершенствованного космического радиометра теплового излучения и отражения (ASTER), оцениваемого вместе с изображением Landsat TM, в видимой ближней инфракрасной (VNIR) и коротковолновой инфракрасной области (SWIR) позволяет картировать литологии офиолита, с использованием методов декоррелированного растяжения, различного нормирования полос и анализа главных компонентов (PCA) с выделением площадей потенциальных хромитосодержащих минерализованных зон, залегающих в Семаильских офиолитовых массивах Северного Омана.

Методы обработки изображений могут выделять породы гарцбургита с дунитом в качестве потенциальных поисковых площадей хромитовых минерализованных зон.

2. Геология района и ДДЗ.

Размещение Семаильских офиолитовых массивов Северного Омана на Аравийской плите в позднем мелу хорошо документированы. Геометрия и характер континентальной окраины, ограничивающей Аравийскую карбонатную платформу были нарушены в ходе позднемеловой Оманской складчатости. Обширные надвиговые покровы покрывают большую часть окраины Аравийской карбонатной платформы. Офиолит Семаил представляет собой фрагмент меловой океанической коры длиной 600 и шириной до 150 км, образовавшуюся в результате закрытия Тефийского океана.

Породы района исследования состоят из сильно рассланцованных гарцбургитов с дунитами (P), кумулятивных слоистых габбро (PG), габброидных гипабиссальных пород (HG), габбро (G), роев диабазовых даек (D) и основных экструзивов, которые в основном представляют собой спилиты с подушечными лавами или конгломератами (E) мелового возраста. Мафит-ультрамафитовая переходная зона в Семаильском офиолите расположена между кровлей сильно рассланцованного гарцбургитового (с дунитом) тектонического подразделения и основанием сплошного слоистого габбро.

Двумя наиболее важными особенностями переходной зоны являются: (1) она богата дунитами. Ниже эти дуниты врастают в гарцбургиты, следуя рисунку жил, который более или менее транспонирован в лентиколярный переход. Вверху они образуют сплошные, внизу слоистые габбро; (2) она богата несогласными, либо конкордантными, стручками хромита.

Чтобы лучше различать гарцбургиты и минерализованные участки внутри переходной зоны, сравнительные исследования проводятся между спектральными диапазонами Landsat TM и ASTER.

Прибор TM, установленный на спутнике Landsat, записывает данные в семь мультиспектральных диапазонов, включая шесть каналов в видимой и инфракрасной части электромагнитного спектра и один канал в тепловом инфракрасном диапазоне. Датчик ASTER на борту платформы системы наблюдения Земли (EOS) TERRA представляет собой мультиспектральную систему формирования изображений, перемещающуюся по почти круговой солнечно-синхронной орбите с наклоном примерно $98,2^\circ$, высотой 705 км и повторным циклом в 16 дней. В данном исследовании используются 14-канальные данные ASTER Level 1B. Изображения предоставляются в виде масштабированных данных с примененными радиометрическими и геометрическими поправками. Они имеют

географическую привязку в проекции UTM для эллипсоида WGS-84. Характеристики датчиков и диапазоны длин волн обоих приборов приведены в таблице 1.

Табл. 1

Характеристики датчиков Landsat TM и ASTER

Sensors Characteristics	Landsat TM	ASTER		
		VNIR	SWIR	TIR
Spectral bands with range (µm)	Band 1 0.45–0.52	Band 01 0.52–0.60 Nadir looking	Band 04 1.6–1.7	Band 10 8.125–8.475
	Band 2 0.52–0.60	Band 02 0.63–0.69 Nadir looking	Band 05 2.145–2.185	Band 11 8.475–8.825
	Band 3 0.63–0.69	Band 03N 0.76–0.86 Nadir looking	Band 06 2.185–2.225	Band 12 8.925–9.275
	Band 4 0.76–0.90	Band 03B 0.76–0.86 Backward looking	Band 07 2.235–2.285	Band 13 10.25–10.95
	Band 5 1.55–1.75		Band 08 2.295–2.365	Band 14 10.95–11.65
	Band 6 10.40–12.50		Band 09 2.36–2.43	
	Band 7 2.08–2.35			
Spatial Resolution (m)	30	15	30	90
Swath width (km)	180	60	60	60
Radiometric Resolution (bits)	8	8	8	12
Cross track Pointing		± 318 km (± 24 deg)	± 116 km (± 8.55 deg)	± 116 km (± 8.55 deg)

Увеличение спектральных полос в диапазоне ASTER SWIR (одна спектральная полоса для Landsat против шести спектральных полос для ASTER) расширяет возможности поверхностного литологического картирования.

3. Спектральные характеристики офиолитов и хромитов.

Одним из важных свойств ДДЗ для распознавания типов горных пород является использование отражательной способности за пределами видимого диапазона спектра. Спектр отражения горной породы зависит от минералогического состава ее поверхности. Поглощение в диапазонах видимого и коротковолнового инфракрасного диапазона может возрастать из-за электронных или колебательных процессов, происходящих в различных минералах. Лабораторные спектры отражения указывают на диапазон спектральных особенностей, создаваемых некоторыми минералами офиолита (рис. 2). Эти данные являются примерами идеализированного спектрального отклика, который в действительности частично или полностью маскируется откликом выветрелых минералов. Серпентинит демонстрирует относительно плоский спектральный отклик. Мелкая особенность на 0,45 мкм обусловлена трехвалентным железом, а более широкое поглощение сосредоточено около 0,9 мкм или около 1,0 мкм происходит за счет двухвалентного железа. Достаточно резкая полоса при 2,3 мкм обусловлена колебательными процессами Mg–ОН и эффектами гидратации, что проявляется в поглощении вблизи 1,4 мкм. Спектр гарцбургита имеет широкую особенность, связанную с двухвалентным железом в пироксене и оливине, с центром около 1,0 мкм.

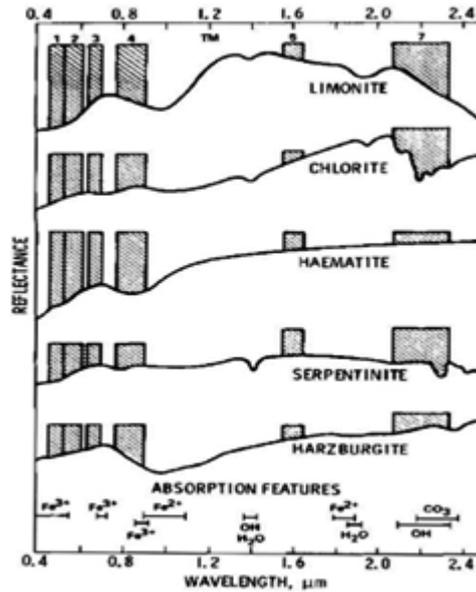


Рис. 2. Лабораторные измерения спектральной отражательной способности некоторых минералов и горных пород, важных для дистанционного зондирования офиолитов, с помощью Landsat TM.

В целом электронные процессы в минералах включают три типа, т.е. зоны проводимости, перенос заряда и эффекты кристаллического поля.

Присутствие двухвалентного железа (Fe^{2+}) на выветрелой поверхности приводит к поглощению с центром около 0,45 мкм, 1,0–1,1 мкм, 1,8–1,9 мкм и 2,2–2,3 мкм, в зависимости от его кристаллического окружения. Трехвалентное железо (Fe^{3+}) вызывает поглощение при длинах волн около 0,65 мкм и 0,87 мкм. Колебательные процессы, вызывающие видимое и коротковолновое инфракрасное поглощение, — это изгибные и растягивающие колебания связей внутри радикалов или молекул. На поверхности магматических пород наибольшее значение имеют Al-OH и Mg-OH в глинах, слюдах, амфиболах и серпентинитах. Al-OH производит поглощение с центром примерно 2,2 мкм, тогда как Mg-OH дает особенности около 2,3 мкм. Там — это особенности в инфракрасном диапазоне, обусловленные вибрациями внутри молекулярной воды. Содержание Cr имеет глубину полосы поглощения около 0,55 мкм. Наилучшие корреляции существуют между содержанием Cr и положениями длин волн при 0,49, 0,59, 2, 17,5 и 23 мкм в полосах поглощения. Присутствие ионов железа в основных и ультраосновных породах, вероятно, ответственно за все обнаруживаемые полосы. Сильно расслоенный и выветрелый гарцбургит (с большим количеством серпентина) офиолита Семаил можно отличить по простому цветовому составу: 0,45 мкм (зеленый), 0,9 или 1,0 мкм (красный) и 2,3 мкм (синий), который может представлять собой гарцбургит зеленого и дунит желтого цвета, а выделение гарцбургита, содержащего хромиты, может указывать на очень резкий контакт с другими литологическими составами.

4. Методология.

Для картирования площади потенциальной хромитовой минерализации в пределах гарцбургитов были использованы методы обработки изображений: декоррелированного растяжения, различного нормирования полос и анализа главных компонент. На заключительных этапах проводится полевая заверка полученных результатов.

Декорреляционное растяжение основано на преобразовании главных компонент полученных данных. Преобразованные каналы могут быть растянуты по контрасту и им произвольно назначаются основные цвета в виде составного цветного изображения. Эти данные Landsat TM способны различать различные типы горных пород и продуктов их выветривания. Кроме того, декорреляционное растяжение изображений (RGB: 7, 5 и 4), способно распознавать изменения в составе габбро и идентифицировать локальные кислые, габброидные и ультраосновные интрузии.

Соотношения полос изображений используются для подавления топографических различий и разницы в яркости, связанной с изменением размера объектов. Выбор полос с разным соотношением основан на спектральных характеристиках горных пород. При применении методов нормирования все основные группировки минералов различаются по комбинациям соотношений, включающим коротковолновые полосы (3/1, 4/1 или 4/2), соотношение длинноволновых полос (5/7) и соотношение по одной полосе из групп коротковолновых и длинноволновых полос (например, 5/4 или 5/3).

Для распознавания гарцбургитовых (содержащих больше серпентина) разностей пород и хромитсодержащих минерализованных зон исследуемой территории использовались спутниковые данные Landsat TM с соотношением полос RGB (5/7, 5/1, 5/4×4/3, 3/5, 3/1, 5/3, 7/5 и 5/4) для различения серпентинитов офиолитов, содержащих большое количество магнетита и гидроксилсодержащих минералов.

Учитывая спектральную информацию длин волн VNIR и SWIR, данные ASTER представляют собой огромную инновацию с точки зрения улучшенных спектральных характеристик и более высокого пространственного разрешения. Минералы и горные породы, имеющие диагностические спектральные характеристики в этом диапазоне длин волн, включая оксиды железа, слоистые силикаты (глинистые минералы), сульфаты и карбонаты, с учетом комбинации полос ASTER, эффективны для подчеркивания спектральных характеристик определенных пород и минералов и распознавания гарцбургита офиолитов. Для лучшего картирования гарцбургита и очерчивания области потенциально хромитовой минерализованной зоны в офиолитах использовали потенциал областей VNIR и SWIR данных ASTER, а также методы нормирования полос ASTER и метод анализа главных компонент

(РСА) для определения зон гидротермальных изменений, связанных с оруденением. Изображения соотношения полос ASTER (4/7, 4/1, 2/3×4/3 и 4/7, 3/4, 2/1, а также 2+4/3, 5+7/6, 7+9/8) использовали путем суммирования полос, представляющих плечи абсорбционных особенностей, в качестве числителя: и полоса, расположенная ближе всего к элементу поглощения, в качестве знаменателя для различения различных офиолитовых и других пород в цветовой комбинации красного, зеленого и синего (RGB) и идентификации офиолитовых пород, метагаббро и метабазальтов.

В методе РСА взаимосвязь между спектральными откликами целевых минералов или пород и извлеченными числовыми значениями из матрицы собственных векторов используется для расчета изображений главных компонент. Используя это соотношение, можно определить, какие ПК содержат спектральную информацию, связанную с минералами, и имели ли цифровые номера (DN) пикселей, содержащих целевые минералы, высокие (яркие) или низкие (темные) значения. РСА применяется к 9 диапазонам ASTER исследуемой территории. Предварительная обработка изображений ASTER включает: первые три главных компонента высокого порядка (1, 2 и 3) содержат более 99% спектральной информации; следовательно, они широко использовались для литологического картирования, последующие главные компоненты низкого порядка (4,5, 6 и т. д.), которые обычно содержат менее 1% спектральной информации и имеют низкое отношение сигнал/шум. Однако некоторые из главных компонентов более высокого порядка предоставляют тонкую информацию о присутствии типов минералов и горных пород, которые пространственно доминируют на изображении. Также важно использовать комбинацию определенных компонентов более низкого порядка, которая поглощает часть информации с основными компонентами более высокого порядка, чтобы выделить некоторые целевые спектральные характеристики.

6. Результаты и обсуждение.

6.1. Картирование хромитовой минерализованной зоны.

Декоррелированное изображение, обработанное с использованием трех инфракрасных диапазонов (диапазоны ТМ 7, 5 и 4) отображаются красным, зеленым и синим, на рисунке. 3, содержит информацию полосы 4, относящуюся к наличию железа. Полоса 5 характеризует общее альbedo минералов, выделяя определенные измененные (содержащие трехвалентное железо), которые имеют особенно высокие коэффициенты отражения вблизи 1,6 мкм, тогда как двухвалентное железо может вызывать депрессию кривой отражения в этой области, а полоса 7 реагирует на присутствие гидроксилсодержащих минералов за счет снижения отражательной способности. На декоррелированном изображении показаны почти все типы

офиолитовых пород, которые различаются и разделяются по четким цветам, сравнимым с геологической картой (рис. 1с): (1) мантийная толща (сильно измененный серпентинизированный гарцбургит с дунитом) проявляется в двух отдельных цветовых единицах, включая верхнюю часть, а большая часть остальной мантийной толщи имеет темно-зелено-желтый цвет (P); (2) гарцбургит с интрузиями габбро (PG) имеет цвет от голубого до зеленовато-желтого за счет различий в основном составе; (3) наиболее распространены габбро высокого уровня (G) часто желтого цвета; (4) диабаз (D) часто проявляется в виде розовых участков, но имеет различные цвета из-за различной степени покрытия оксидом и гидроксидом железа; и (5) основные экструзии (E) обычно имеют цвет от оранжевого до красного, а лавы имеют преимущественно пурпурный цвет. Области, которые особенно затронуты хлорит-эпидотовыми изменениями (особенно внутри слоистых даек и верхних частей габбро), имеют тенденцию выглядеть оранжевыми из-за сильного поглощения трехвалентного железа в полосе 4.

Темноцветное поглощение области (CD) на границе темно-зелено-желтого цвета связано с сильно серпентинизированными гарцбургитами (тектонизированный P) и желтый цвет, показывающий габбро (PG) - с присутствием оксидов железа. Выделяется область потенциальной хромитовой минерализации внутри мантийных толщ (область фиолетового цвета: верхняя часть (CD) и темно-зелено-желтого цвета: нижняя часть (П) внизу Мохо (линия, разделяющая PG) длиной от 1 до 5 км (до пунктирной линии) на основе интерпретации изображений и полученных данных о проявлении хромитов (отмечены звездочкой), имеющиеся на геологической карте (рис. 1b). Декоррелированное изображение Landsat TM и местоположения хромитовых рудников приведены на рисунках 3, 4.

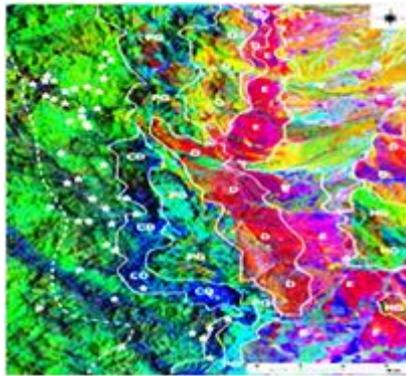


Рис.3



Рис. 4

Рис. 3 Декоррелированное изображение Landsat TM RGB (каналы 7,5,4), Рис. 4 Хромитовые рудники.

Сокращения: E — основные экструзивы преимущественно сплиты с подушечными лавами или конгломератами; D — рои диабазовых даек; G — габбро; HG — габброиды; PG — кумулятивно-слоистое габбро; P и CD — расслоенный серпентинизированный гарцбургит.

Практически все хромитовые рудники попадают в область сильно рассланцованных серпентинизированных гарцбургитов (вблизи толщ верхней мантии). Расположение рудников

хромитов и, а также зона минерализации оконтурены с пространственной точностью 4–5 пикселей на снимке Landsat TM, примерно менее 150 метров.

Изображения, полученные с помощью соотношения (5,7, 5/1, 5/4×4/3, 3/5, 3/1, 5/7, 5/3, 7/5) для исследуемой территории приведены на рисунке 5а,б,в,г.

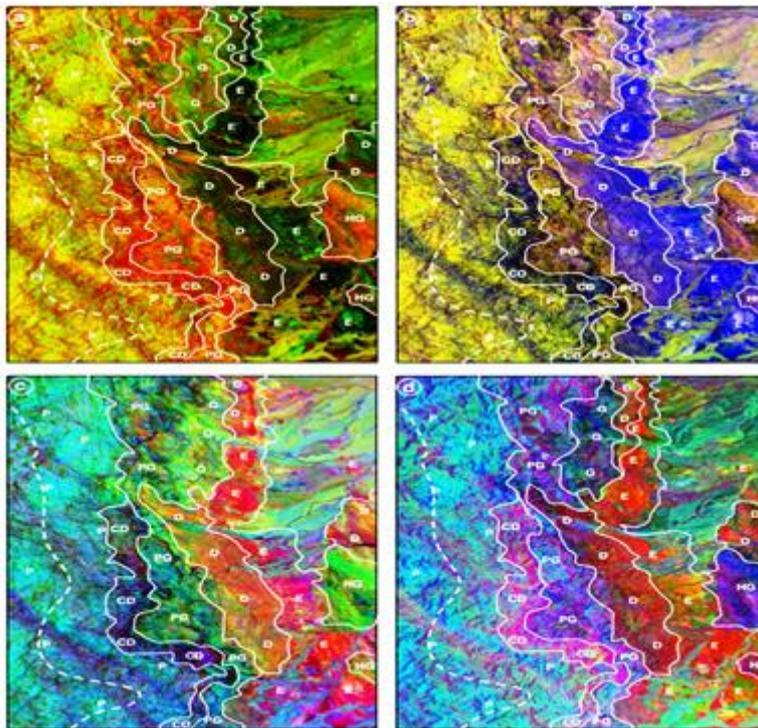


Рис. 5. Изображение соотношения полос Landsat RGB территории исследования.

Сокращения: *E* — Основные экструзивы стилиты с подушечными лавами или конгломератами; *D* — Рои диабазовых даек; *Г* — Габбро; *HG* — Габброидные гипабиссальные породы; *ПГ* — Кумулятивно-слоистое габбро; *P* и *CD* — Серпентинизированный гарцбургит.

Изображения соотношения полос RGB показывают темно-зелено-желтый серпентинизированный гарцбургит вследствие поглощения MgO- и OH-содержащих минералов. Площадь ярко-красной минерализованной зоны, обусловлена высокой степенью поглощения железосодержащих минералов. В соотношении зона имеет фиолетово-желтый цвет. Изображения соотношения полос RGB (5/3, 5/1, 7/5 и 7/5, 5/4, 3/1) показывают серпентинизированные гарцбургиты темно-фиолетово-голубоватого цвета, который зависит от выбранных комбинаций диапазонов. На изображениях показана область хромитовой минерализованной зоны темно-фиолетового цвета (3/5, 3/1, 5/7 и 5/3, 3/1, 5/7) и розового цвета (7/5, 5/4, 3/1) цвета. Эта зона легко интерпретируется из-за высокой яркости красного цвета. Остальные типы офиолитовых пород, обработанные соотношениями полос, можно сравнить с геологией (рис. 1b) территории (рис. 6,7 и 8).

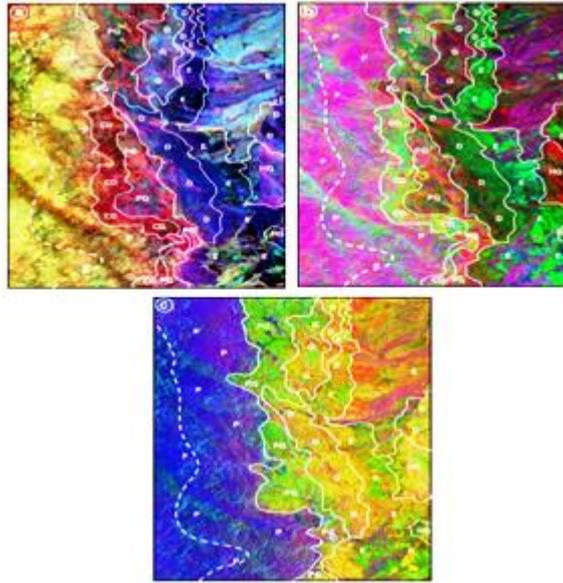


Рис. 6. Изображение соотношения полос ASTER RGB а. $(4/7, 4/1, 2/3 * 4/3)$, б. $(4/7, 3/4, 2/1)$ и с. $((2+4)/3, (5+7)/6, (7+9)/8)$.

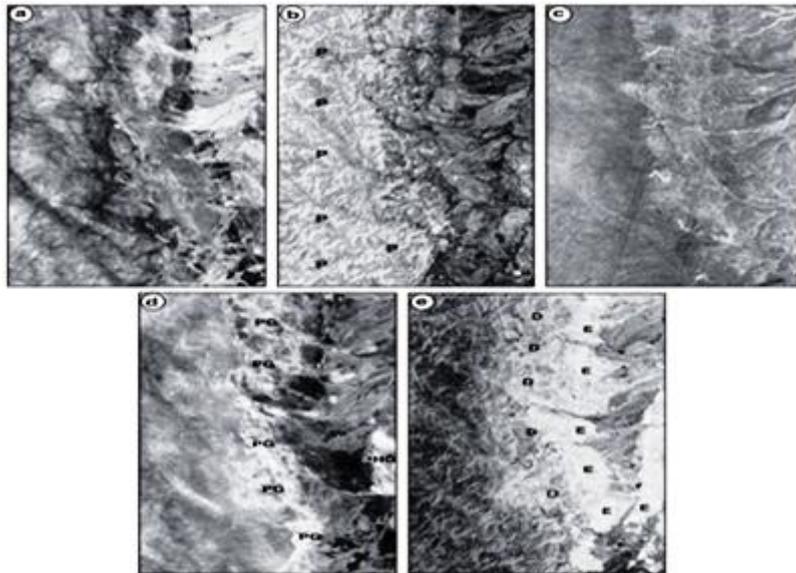


Рис. 7. (а–д). PC1–PC5 диапазонов PCA исследуемой территории.

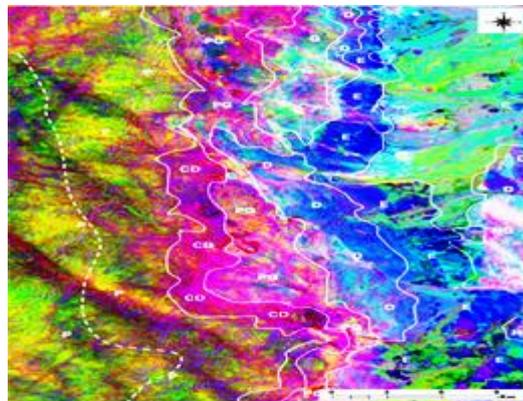


Рис. 8. RGB-изображение PC7, PC5 и PC4 полос PCA исследуемой территории

Сокращения: *E* — Основные экструзивы стилиты с подушечными лавами или конгломератами; *D* — Рои диабазовых даек; *HG* — габброидные гипабиссальные породы; *ПГ* — Кумулятивно-слоистое габбро; *П* — Расслоенный серпентинизированный гарцбургит.

6.2. Полевая интерпретация.

Для заверки полученных результатов были проведены полевые исследования Семаильских офиолитовых массивов с использованием существующих геологических карт и интерпретированных спутниковых изображений (рис. 9).

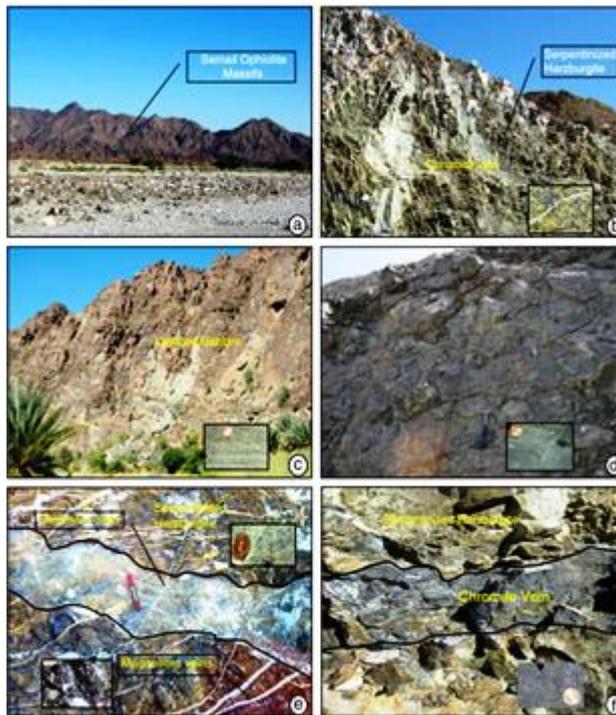


Рис. 9. На полевых фотографиях показаны: (а) Семаильские офиолитовые массивы, (b) серпентинизированные гарцбургиты, (с) слоистые габбро, (d) метабазалты, (е) магнетит, заполняющий трещины и (f) хромитовые жилы в гарцбургите в зоне сдвига возле Вади Физ.

Практически во всех случаях полевые исследования подтвердили наличие реальной литологической информации и обнаружение площадей хромитсодержащих минерализованных зон по интерпретированным изображениям ДДЗ. Семаильские массивы района исследований (рис. 9а) охватывают наиболее полную офиолитовую последовательность и представлены сильно рассланцованными серпентинизированными гарцбургитами (рис. 9b), слоистыми габбро (рис. 9с), дайками диабаза (рис. 9d). Офиолит практически не имеет почвенного и растительного покрова и образует пересеченный горный рельеф с высотами от 500 до 1500 м (рис. 9а). Офиолит содержит полную офиолитовую последовательность из тектонизированных и в различной степени серпентинизированных гарцбургитов (мантийная толща), переходящих вверх в слоистые кумулятивные габбро и рой дайковых диабазов, а также подушечные лавы. Он прорван посттектоническими более поздними мафическими дайками, секущими почти все офиолитовые толщи Семаила. Мантийная часть состоит в основном состоит из широко рассланцованных, сильно тектонизированных и выветрелых гарцбургитов с небольшими количествами дунита, хромита

и базального лерцолита. Дунит преобладает над гарцбургитом в самой верхней части разреза. Выветрелые гарцбургиты прорезаны многочисленными магнетитовыми жилами (рис. 9b,d). Окисленный гарцбургит приобретает цвет от красноватого до коричневатого при постепенном контакте со свежим серпентинитом (рис. 9d). Также отмечается мелкозернистый и массивный магнетит, цементирующий породы на больших площадях. Магнетит встречается в виде зерен от мелких до средних и обычно окрашен оксидами железа по границам зерен. Он образовался в результате выветривания серпентинита под действием поверхностных и грунтовых вод, богатых CO_2 . Полевые исследования показывают, что хромитовые жилы встречаются в серпентинизированных гарцбургитах (рис. 9d,e). В образцах хромиты присутствуют в виде вкрапленных зерен или стручковидных тел. Метагаббро образуют удлиненные тела, отражающие слоистость в региональном масштабе (рис. 9c). Контакт метагаббро с серпентинитами сильно рассланцованный и милонитизированный. В разрезах офиолитов хорошей сохранности слоистость базальных габбро параллельна поверхности, отделяющей их от тектонизированных гарцбургитов.

Цветовые различия, выявленные декорреляционным растяжением, разные нормирование полосы частот и PCA ДДЗ хорошо коррелируют с литологии офиолитов и имеют прямое поисковое значение. Полученные данные позволяет уточнить границы существующих на картах толщ горных пород, выделить серпентинизированные гарцбургиты, более и менее основные габбро. На улучшенных изображениях изменение цвета от желтого через зеленый к голубому отражает увеличение основного содержания серпентинизированных гарцбургитов.

Положение перспективной минерализованной зоны с пространственной точностью менее 150 м по данным Landsat TM и 50 м по спутниковым данным ASTER, подтверждено полевыми работами. Ее положение на карте Google Earth показывает, что она включает районы хромитовой добычи (рис. 10).

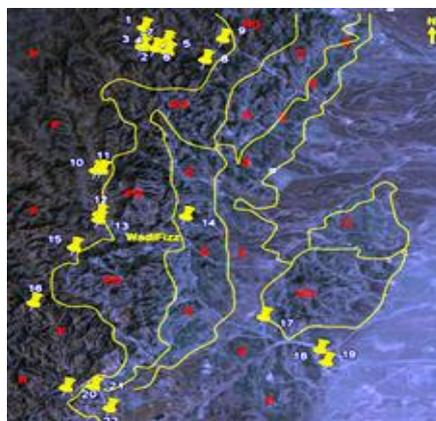


Рис. 10. Карта Google Earth показывает хромитовые рудники в пределах различных офиолитовых пород,

7. Выводы.

1. В данном исследовании данные спутников Landsat TM и ASTER, обработанные в спектральных областях длин волн VNIR и SWIR позволяют различать литология офиолитов (гарцбургит, метагаббро и метабаза́льт).

2. Картирование потенциальной хромитоносной минерализованной зоны было проведено с помощью декорреляционного растяжения, соотношения полос и анализа главных компонентов.

3. Полевые заверочные работы подтвердили наличие хромитовой минерализованной зоны.

4. Исследование показало, что использованные методы анализа ДДЗ имеют поисковый потенциал, как методы, эффективные по времени и затратам по сравнению с трудоемким классическим картированием, особенно в труднодоступных районах.

V. ТРЕХМЕРНЫЙ ЛОКАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА БАЙЯНХЭ (вулканический пояс Сюэмистан, Синьцзян, Китай) [7]

1. Введение

Теория 3D количественного прогнозирования минеральных ресурсов направлена на достижение определения местоположения и оценки скрытых минеральных ресурсов посредством количественного определения границ и выбора благоприятного сочетания металлогенических факторов. На основе цифровой модели метод позволяет сделать трехмерное прогнозирование скрытой руды с помощью модели прогнозирования cube, которая может дополнить и углубить существующие результаты исследований и послужить важным ориентиром для будущих поисков.

Разведка ураново-бериллиевого месторождения Байяньхэ началась в 1950-х годах, и к настоящему времени накоплено относительно много геологических данных. С 2006 года, в связи с новым раундом разведки полиметаллических урановых руд, было получено большое количество базовых геологических, геофизических и геохимических данных. В частности, в рамках этого исследования была проведена обширная геофизическая и геохимическая съемки, которые предоставили базовые данные для трехмерного прогнозирования и оценки района месторождения Байяньхэ.

Исследования месторождения Байяньхэ проводились в двухмерном режиме, и подземные геологические условия не были показаны в трех измерениях, что приводило к неясному пониманию условий рудообразования. В связи с новым раундом поисковых работ район месторождения Байяньхэ нуждается в новых целевых площадях и увеличении своих ресурсов. На этой основе и возникла данная исследовательская работа.

2. Геологические предпосылки.

Ураново–бериллиевое месторождение Байяньхэ является объектом в западном вулканическом поясе Сюэмистан в Джунгарии, Синьцзян. Все рудные тела залегают в Янчжуанском граните. Они характеризуются минимальной мощностью от 0,43 до максимальной в 12,35 м, с коэффициентом вариации 88%. Среднее содержание урана составляет 0,1635%, а коэффициент вариации - 132%. На основе существующей геологической информации о оруденении и анализе благоприятных металлогенических факторов был определен модельный диапазон исследуемой территории.

Геологические объекты месторождения Байяньхэ включают три категории: вулканические породы, граниты и жильные породы (рис. 1).

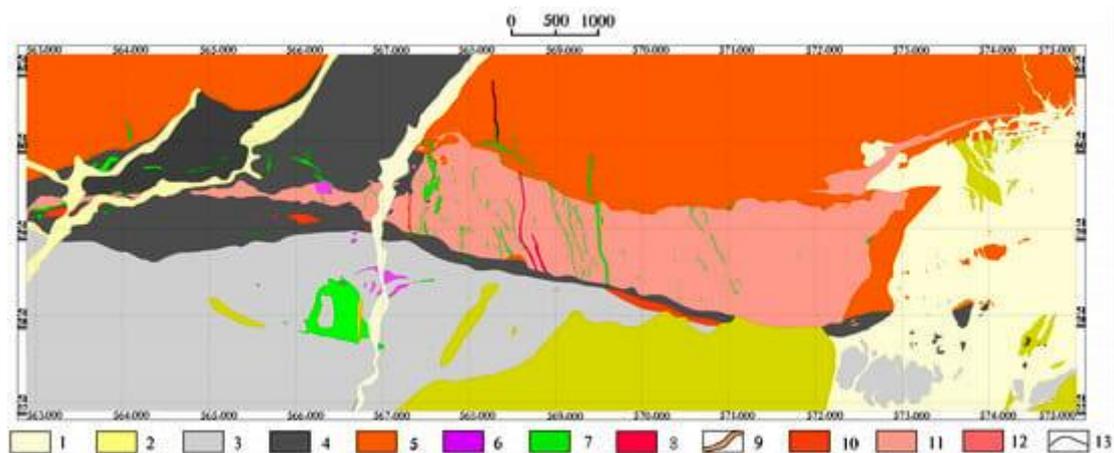


Рис. 1. Диапазон 3D-геологического моделирования. 1—четвертичный период; 2—неоген; 3—Хэйшаньтоу Fm; 4—Хунгулеленг Fm; 5—Сиемиситай Fm; 6—пироксеновый диорит; 7—диабаз; 8—сиенодиорит; 9—сиенитовые жилы; 10—цинтаунит; 11—микросталлический гранит; 12—силурийский крупнозернистый калиевый гранит; 13-геологическая граница.

Основными формациями, обнаженными в исследуемом районе, являются силурийская Xiemisitai Fm (S1-4x), верхнедевонская Hongguleleng Fm (D3h) и нижнекаменноугольная Neishantou Fm (C1h). Интрузивные породы представляют собой позднекаменноугольные гранит-порфиры с телом гранодиоритов, протяженностью с востока на запад ~ 10 км. Пространственное распределение гранит-порфиров строго контролируется глубинным Янчжуанским разломом. Мощность - сильно варьируется: максимальная ширина составляет 1,8 км, минимальная - 0,1 км, площадь составляет около 6,9 км². Сиенитовые жилы сопровождаются флюоритизацией. Некоторые части арагонита не выходят на поверхность и выявлены только в скважинах.

Разлом Янчжуан контролирует южную границу гранит-порфирового массива. Он имеет простирание около 100° и наклон 65-75° к северу.

Более 95% урановой минерализации и аномалий развиты вблизи зоны контакта между янчжуанским гранитом и нижними слоями. Локальные рудные тела встречаются в трещинах внутри гранита и ниже зоны контакта на расстоянии не более 50 м.

3. Металлогенический прогноз в 3D.

3.1. 3D геологическое моделирование.

На основе платформы программного моделирования SKUA-GOCAD (Университет Нанси, Франция) разработана трехмерная геологическая модель для этого проекта путем интеграции данных из таких секторов, как геология, геофизика, геохимия, дистанционное зондирование и бурение. Благодаря высокой доступности данных, всесторонней интерпретации и взаимной проверке данных, а также высокой точности модели, этот метод

является основной тенденцией развития 3D геологического моделирования в прогнозных целях. Благодаря объединению данных из нескольких источников по месторождению Байяньхэ проект расшифровывает зону разлома Янчжуан в различных разрезах так что получается трехмерная твердотельная модель и устанавливает прочные связи разлома Янчжуан с урановым рудообразованием. Аналогичным образом определяются геологические границы между осадочно-метаморфическими и интрузивными породами. Используя функцию SKUA-GOCAD Model 3d, создается трехмерная геологическая модель исследуемого района путем соединения объемных моделей осадочных и интрузивных пород в тектонической зоне разлома Янчжуан и в соответствии с геологическим интерфейсом от сложного к простому (рис. 2).

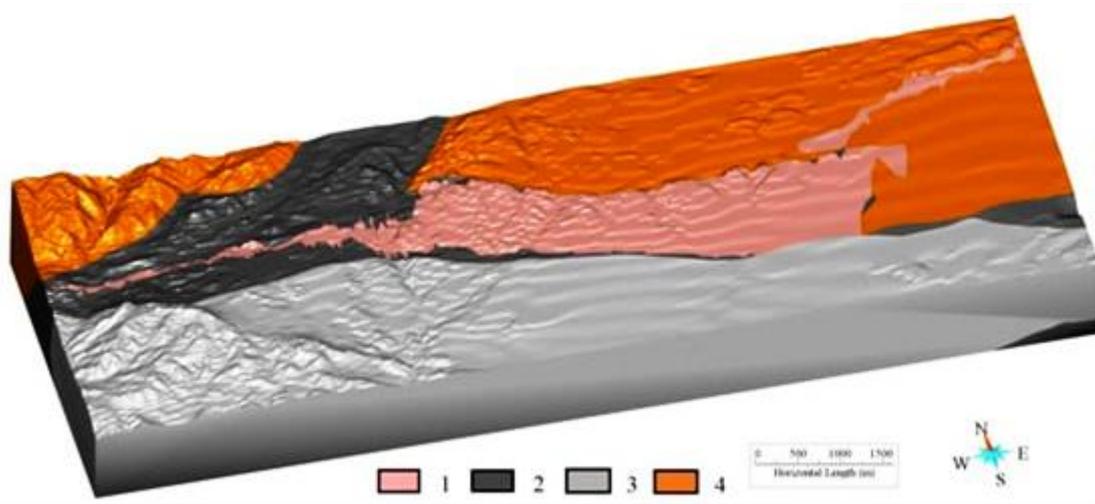


Рис. 2. 3D геологическая модель месторождения Байяньхэ. 1—Гранитно-порфировый комплекс; 2—формация Хунгулеленг; 3—формация Хэйшаньтоу; 4—формация Сюэмиситай.

Диапазон блочной модели определяется в соответствии с масштабом 3D геологической модели. Согласно этому опыту моделирования, размер блока может быть определен в зависимости от протяженности сети разведочных линий, размера рудного тела, сложности границы рудного тела и требований к проектированию горных работ. Как правило, размер блока может составлять 1/5–1/10. Однако, принимая во внимание производительность компьютерной обработки и размер объема данных, в этом исследовании производится классификация единичного блока строка×столбец×слой: 80×50×10м, и модель включает 1 822 419 блоков. Взяв установленную трехмерную геологическую модель в качестве ограничивающего условия, количественно извлекли и проанализировали информацию о геологических элементах, контролирующих руду, а также извлекли благоприятную геохимическую информацию, таким образом сформировав модель количественного прогнозирования.

3.2. Создание модели количественного прогнозирования.

Информация о контролирующих руду геологических элементах включает данные о металлогенической структуре, о границах раздела пород и о структуре жильных комплексов.

Структура трещин в исследуемом районе является критическим фактором, контролирующим распределение урановых рудных тел. Они развивались вдоль определенного масштаба разломов или трещин.

Наиболее развиты урановые рудные тела в зоне контакта янчжуанского гранита с окружающей породой. Она сопровождается интенсивной трещиноватостью. Эта зона представляет собой как канал для металлогенических флюидов, так и рудолокализирующую структуру. Она сопровождается гидротермально-метасоматическими изменениями как гранитоидов так и вмещающих пород.

Контактная зона разлома Янчжуан была «забуферена» на 100 м севернее, в качестве металлогенической структурной информации (рис. 3). Количественный анализ информации о структуре трещин включал изоплотность, частоту, ориентацию и др. Чем выше изоплотность трещин, тем сильнее минерализация.

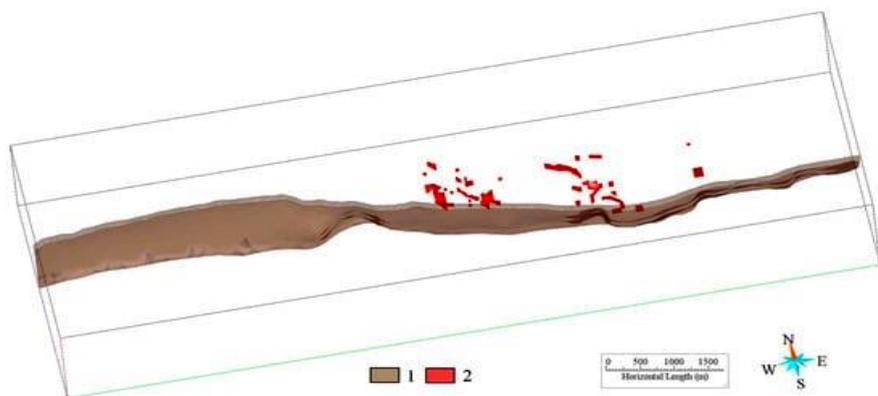


Рис. 3. Буферная зона трещин в районе месторождения Байяньхэ. 1—северная контактная зона разлома Янчжуан; 2— урановые рудные тела.

Согласно статистике, интервал (0,019–0,075) является оптимальным интервалом распределения изо-плотности (рис. 4), который принимается за благоприятную информацию для минерализации.

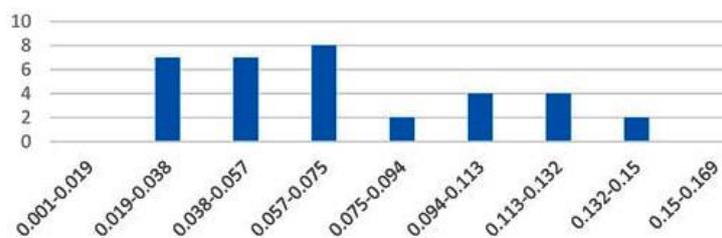


Рис. 4. Распределение изоплотностей разломов минеральных блоков на м-нии Байяньхэ.

Частота трещиноватости непосредственно отражает сложность структурного каркаса. Согласно статистике, общее количество рудных тел в интервале (0,52–0,98) составило около 70% от общего количества рудных тел, что можно было бы принять за благоприятную металлогеническую информацию.

Уровень ориентации оруденелых трещин относится к характеристике пространственной ориентации структуры района. Согласно их количественному анализу, благоприятный интервал равен (0–0,02), (0,09–0,11), и (0,19–0,24).

Главный разлом относится к структуре с большой вертикальной глубиной и длинным горизонтальным протяжением. Она также имеет количественную оценку (рис. 5). Благодаря количественному извлечению региональной информации о главном разломе и анализу наложения известных рудных тел, благоприятный диапазон количественных металлогенических значений главного разлома составляет (0,005–117,86).

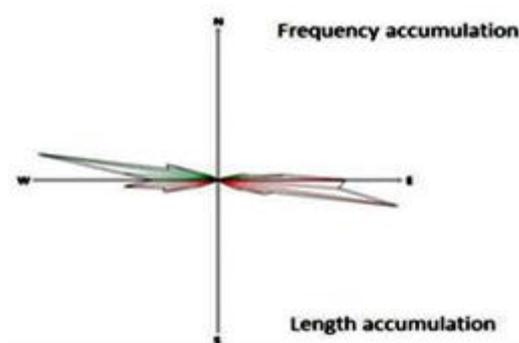


Рис. 5. Структурная ориентация.

Эти и подобные параметры отражают пространственные характеристики металлогенической зоны и предоставляют новые и эффективные переменные для прогнозирования.

Урановые рудные тела в исследуемом районе в основном локализируются во внутренней и внешней контактных зонах гранита Янчжуан с акцентом на внутреннюю контактную зону. Урановые рудные тела обычно имеют мощность от нескольких до десятков метров от зоны контакта. Крупные рудные тела обычно расположены горизонтально, развиваясь параллельно вдоль пограничной зоны контакта. Те из них, которые залегают в породах, удаленных от зоны контакта, являются вертикальными. Более мелкие вторичные рудные тела, вдоль структурных трещин, составляют ограниченное количество ресурсов месторождения. Это указывает на важность контактной зоны, контролирующей минерализацию урана.

Урановое оруденения залегает в основном в пределах 50 м от зоны контакта с гранит-порфиром. Поэтому верхние и нижние 50 м границы раздела гранита были взяты в качестве

продуктивной информации. Восемьдесят процентов рудных тел распределено в этой области (рис. 6).

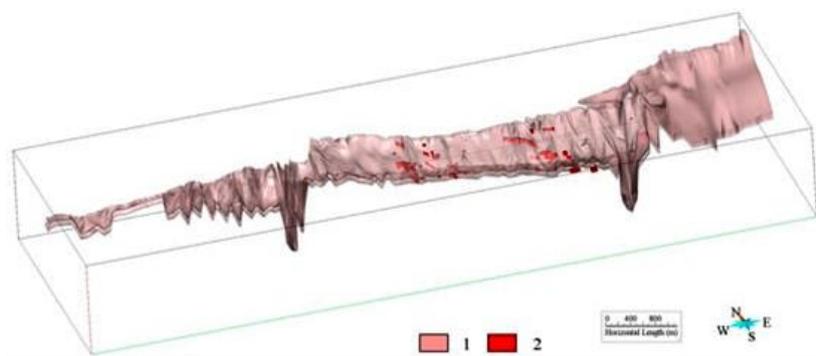


Рис. 6. Взаимосвязь между нижней пограничной буферной зоной гранита и урановым оруденением.
1 — нижняя пограничная буферная зона; 2—урановые рудные тела.

С гранитоидами Янчжуан связаны жильные комплексы диабазов и сиенитов, секущие буферную зону под углами в $70-80^{\circ}$. Существует тесная пространственная взаимосвязь между этими комплексами, урановым оруденением и ожелезнением. Как правило, ширина железистых изменения по обе стороны жил составляет 2-5 м. После вертикального блочного разделения жил и известных рудных тел статистические результаты показывают, что в зону жил попадает в общей сложности 58 рудных тел, что составляет 26,7% от их общего количества. Таким образом, это указывает на то, что распространение жильных комплексов напрямую связано с пространственным распределением рудных тел. В этом проекте жилы, расположенные на расстоянии 5 м слева и справа, были взяты в качестве прогнозной информации (рис. 7).

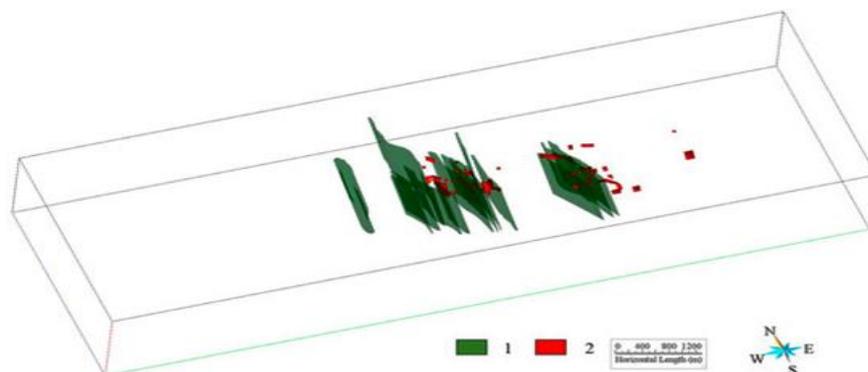


Рис. 7. Распределение жильных зон и урановых рудных тел.
1 — жильные зоны; 2— урановые рудные тела.

Были определены семь геохимических аномалий, включая U, Mo, Pb, Ba, Sr, почвенную аномалию Rn и U-аномалию наземной гамма-спектрометрии. Статистические данные о распределении геохимических аномалий и известных рудных тел были получены с помощью вертикальной кубической обработки (рис. 8). Область наземных гамма-спектрометрических аномалий U включает в себя 218 рудных блоков или 96,5% от известных. Это означает, что

эта область возможно связана с глубинным рудным очагом. Другие геохимические аномалии: Ba, Mo, Sr, U и Rn почвы слабо коррелируют с известными рудными телами.

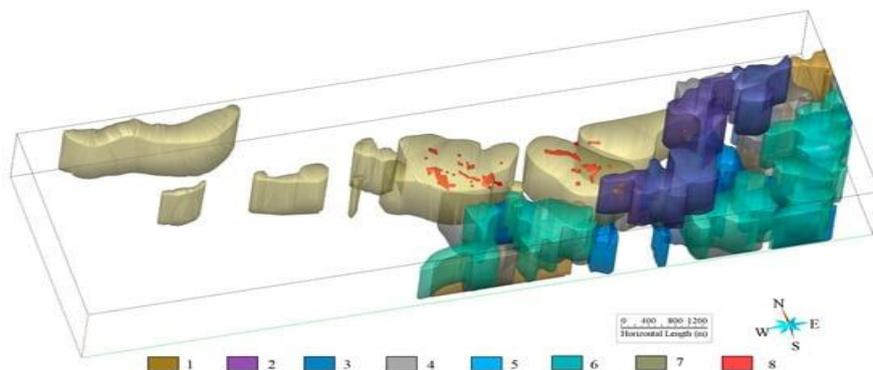


Рис. 8. Связь между геохимическими аномалиями и урановыми рудными телами.
1—Ba; 2—Mo; 3—Pb; 4—Rn; 5—Sr; 6—U; 7—U-гамма-спектрометрия; 8—урановые рудные тела.

В соответствии с геологическим фоном исследуемого района и анализом благоприятной металлогенической информации, а также в соответствии с фактической ситуацией была создана модель прогнозирования исследуемого района (табл. 1).

Табл. 1.

Модель прогнозирования в исследуемом районе.

Category	Ore-controlling Factor	Metallogenic Predictor	Characteristic Variable
Geology	Structure	Fracture buffer zone	100 m buffer area of fracture crushing zone
		Structural distribution characteristics	Fracture isodensity (0.019–0.075)
			Fracture frequency (0.52–0.98)
	Fracture anomaly orientation (0.59–0.63, 0.95–1)		
	Granite's bottom interface	Favorable metallogenic area	50 m buffer area around the granite's bottom interface
	Rock veins	Favorable information about rock veins	5 m buffer zone around the rock vein
Geochemical exploration	Geochemical exploration	Geochemical anomaly information	Seven anomalies of Ba, Mo, Pb, RN, Sr, U component, and U energy spectrum

Также было согласовано, что значение каждого маркера в блоке равно 1, а при отсутствии значения - равно 0. Другими словами, блочная модель была бинаризована, чтобы облегчить последующее металлогеническое предсказание.

4. Результаты прогноза.

Был проведен анализ, обобщение и корректировка геологических, металлогенических и математических моделей в исследуемом районе, использовано программное обеспечение для проведения цифрового 3D-моделирования района и создания кубической модели

прогнозирования. В соответствии с этой моделью был выбран соответствующий математический метод статистической обработки данных и составлена количественная статистика долей известных рудных блоков в каждом благоприятном интервале. В соответствии со статистикой конвергенции данных, предел благоприятной степени делится на основе процента известных рудных тел в благоприятном интервале, а затем определяется перспективный район. Используемые математические методы прогнозирования включали: анализ условных вероятностей, анализ характеристик, трехмерные веса доказательств, трехмерную информацию, факторный анализ, метод Монте-Карло и т.п.

4.1. Метод взвешенных доказательств.

Метод взвешивания доказательств состоит из трех частей: вычисления априорной вероятности, вычисления весов доказательств и определения апостериорной вероятности. Вес металлогенических элементов в исследуемом районе приведен в таблица 2.

Табл. 2.

Значения веса металлогенических элементов в исследуемом районе.

Evidence Item	W+	S (W+)	W-	S (W-)	C
Mo anomaly	0.722296	0.217986	0.05099	0.069839	0.77329
Pb anomaly	0.631068	0.300863	0.02331	0.068196	0.654376
U energy spectrum	2.057473	0.067754	3.20329	0.352455	5.260766
Yangzhuang fracture	0.533274	0.288106	0.02254	0.068355	0.555818
Rock veins	2.666186	0.131367	0.27826	0.077144	2.944442
Granite's bottom interface	3.221804	0.074435	1.58029	0.14899	4.802094
Isodensity	0.614739	0.266816	0.02952	0.068676	0.644255
Anomaly orientation	2.480429	0.223493	0.08496	0.069669	2.565391
Frequency	1.155135	0.223372	0.06407	0.069669	1.219206
Anomaly level of orientation	1.902034	0.266896	0.05439	0.068676	1.956425
Main fracture	0.812505	0.171397	0.09358	0.072163	0.906088

W+ и W-, соответственно, представляют вес в районе с коэффициентом фактических данных или без него, а значение С представляет актуальность фактора фактических данных и актуальность металлогенических данных. Согласно результатам расчета, наиболее весомыми являются значения наземной гамма-спектрометрии U и границы гранитного блока.

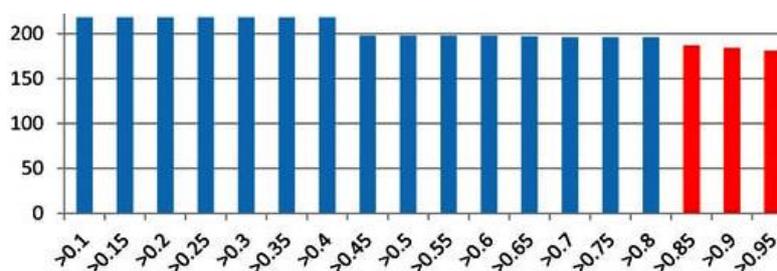


Рис. 9. Апостериорный вероятностный результат.

Апостериорное значение вероятности каждой единицы прогноза рассчитывается в соответствии с весовым значением металлогенических элементов, интервал делится в соответствии с размером значения, и даются разные цвета отображения (рис. 9 и 10).

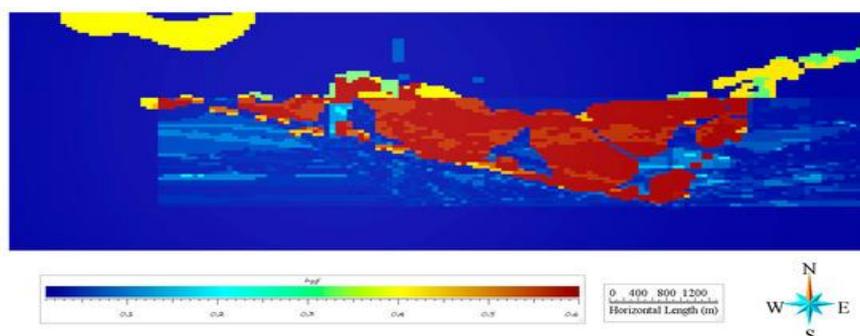


Рис. 10. Статистика апостериорной вероятности.

Согласно рисунку 10, апостериорное значение вероятности резко меняется в пределах от 0,8 до 0,85. Поэтому в качестве минимального ограничивающего условия для этого прогноза выбрано апостериорное значение вероятности 0,85. Согласно статистике, кубический блок $\geq 0,85$ содержит 82,74% известных рудных тел.

4.2. Метод информационной разведки.

Метод информационной разведки представляет собой непараметрический одномерный статистический метод анализа для изучения влияния геологических элементов на прогнозирование путем анализа распределения различных геологических элементов в исследуемом районе. Сумма информации из геологических элементов в блоке cube в 3D-прогнозе отражает значимость прогнозирования этого блока. Информационная ценность металлогенических элементов рассчитывается путем количественного анализа и статистики металлогенических элементов в исследуемом районе (табл. 3).

Табл. 3.

Масштаб информации о металлогенических элементах в исследуемом районе.

Information Layer	Number of Marker Unit	Number of Information Layer Unit	Information Volume Value
Mo anomaly	21	80,716	0.3202219
Pb anomaly	11	46,870	0.27545997
U energy spectrum	213	218,865	0.89316552
Yangzhuang fracture	12	55,794	0.23755598
Rock veins	56	31,996	1.14805457
Granite' bottom interface	175	57,373	1.38929272
Isodensity	14	59,756	0.27470875
Anomaly orientation	20	13,296	1.08227122
Frequency	19	49,727	0.48712358
Anomaly level of orientation	14	16,695	0.82850385
Main fracture	34	118,596	0.36237111

На основе этих результатов информационная область делится в соответствии с объемом информации, в соответствии с геологическим фоном и металлогенией района исследований, а затем всесторонне подсчитывается количество рудных единиц, содержащихся в информационном интервале (рис. 11).

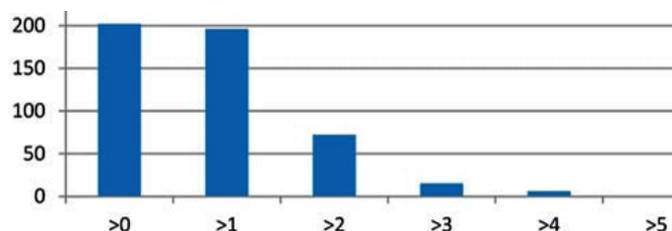


Рис. 11. Статистика совпадения информации с известными рудными телами в исследуемом районе.

4.3. Анализ результатов прогноза.

Руководствуясь апостериорным вероятностным интервалом и основываясь на информационной ценности, рассчитывается соотношение блоков руды (известное количество блоков руды в информационном интервале/общее количество известных блоков руды), соотношение блоков (общее количество блоков в информационном интервале/общее количество блоков в исследуемой области) и пропорции блока руды/блок (рис. 12).

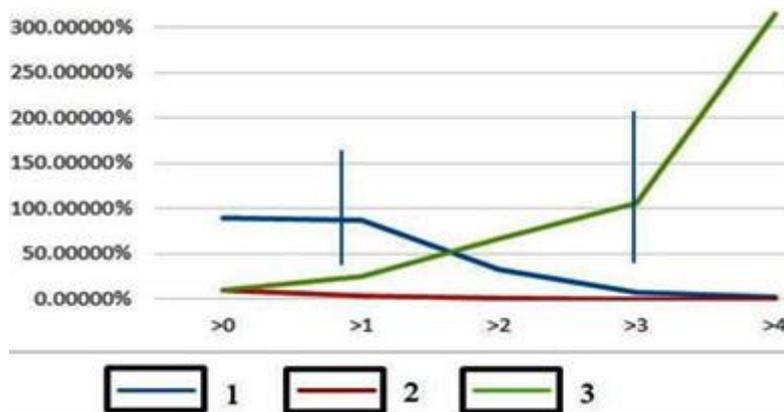


Рис. 12. Региональный информационно-статистический анализ.
1—Доля рудных блоков; 2 —Доля блоков; 3—Коэффициент рудоносности.

По мере увеличения ценности информации соотношение руды (рудный блок/блок) сближается, что доказывает, что прогноз соответствует статистическому правилу. Кроме того, для выражения концентрации руды используется соотношение руды к блоку. Ценность информации делится на два интервала: ценность информации больше 3, и ценность информации меньше или равна 3 и больше 1.

Согласно статистике, в районе имеется 1141 благоприятных металлогенических блоков с апостериорной вероятностью $\geq 0,85$ и информационной величиной > 3 , что составляет 0,06 из 1 822 419 известных кубических блоков.

4.4. Определение перспективных зон.

В соответствии с распределением благоприятных металлогенических блоков в трехмерном пространстве были очерчены девять перспективных участков А, В, С, D, E, F, G, H и I (рис. 13 и 14).

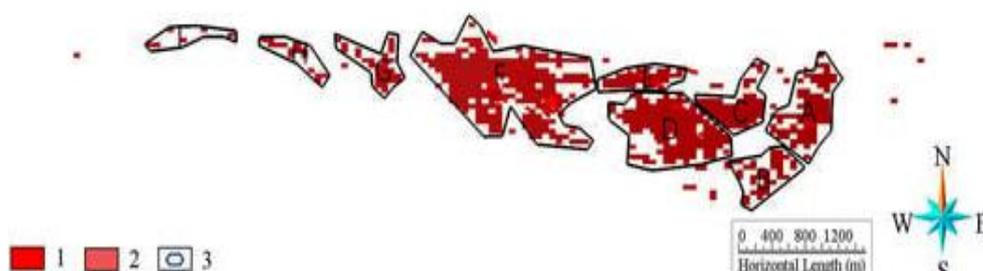
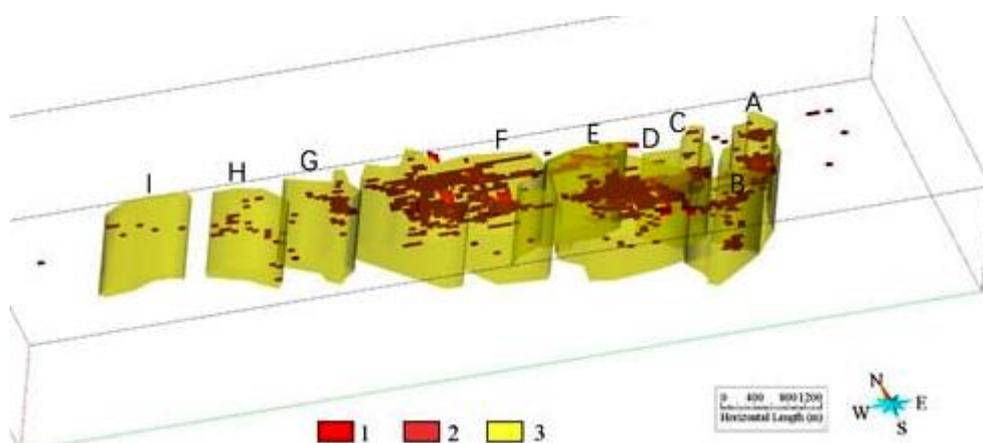


Рис. 13. Распределение перспективной металлогенической площади (2D).

1 — Рудная масса; 2 — Благоприятный блок; 3 — Область прогнозирования урана.



Рис/ 14. Распределение перспективной металлогенической зоны (3D).

1 — Рудная масса; 2 — Благоприятный блок; 3 — Прогнозируемая зона урана.

А: Восточный контактный пояс гранита Янчжуан. В этой области прогнозирования: направление X: 572 146 м–573 060 м; направление Y: 5 158 185 м–5 159 280 м; и направление Z: (290 м) – (1200 м).

В: Магматический канал в граните Янчжуан на юго-востоке. В этой области прогнозирования: направление X: 571 697 м–572 612 м; направление Y: 5 157 712 м–5 158 350 м; и направление Z: (40 м) – (1200 м).

С: участок №7 - центральная секция участка. В этой области прогнозирования: направление X: 571 297 м–572 177 м; направление Y: 5 158 464 м–5 159 224 м; и направление Z: (790 м) – (1200 м).

Д: участок №2 на юго-востоке-участок №5. В этой области прогноза: направление X: 570,257 м–571,737 м; направление Y: 5,158,108 м–5,158,891 м; и направление Z: (90 м) – (1194 м).

Е: участок №2. В этой области прогноза: направление X: 570,131 м–571,193 м; направление Y: 5,158,889 м–5,159,170 м; и направление Z: (94 м) – (1144 м).

Ф: участок №3–№8. В этой области прогноза: направление X: 567,887 м–570,076 м; направление Y: 5,158,316 м–5,159,652 м; и направление Z: (240 м) – (1190 м).

Г: участок №9. В этой области прогнозирования: направление X: 566,986 м–567,823 м; направление Y: 5,158,827 м–5,159,478 м; и направление Z: (244 м) – (1196 м).

Н: Гранит Восточного Асуда. В этой области прогнозирования: направление X: 566 075 м–5 669 245 м; направление Y: 5 158 938 м–5 159 440 м; и направление Z: (40 м) – (1200 м).

И: гранит Западного Асуда. В этой области прогнозирования: направление X: 564 708 м–565 805 м; направление Y: 5 159 294 м–5 159 538 м; и направление Z: (740 м) – (1040 м).

4.5. Оценка прогнозных ресурсов.

Формула расчета ресурсов урана:

$$Q_m = \Sigma(V_i \cdot C_i \cdot \rho \cdot t \cdot k)$$

где Q_m представляет содержание металла, V_i - объем руды, C_i - среднее содержание руды, ρ - удельный вес руды, T - коэффициент несущей способности руды и k - поправочный коэффициент.

Согласно предыдущих отчетов по разведке, среднее содержание руды составляет 0,185%, а удельный вес руды составляет 2,62 т /м³. Для получения более точной оценки ресурсов в интервале прогноза было проведено тестирование в районе известного рудного тела, и проведен расчет интерполяции с использованием метода Криге. Затем был оценен известный размер рудного тела и проведен сравнительный анализ с масштабом металла в районе. Коэффициент рудоносности равен 0,0008. Поправочный коэффициент по апостериорной вероятности равен 0,85. На этой основе были рассчитаны ресурсы, в районе прогноза.

В настоящее время выявленные ресурсы урана месторождения Байяньхэ соответствуют среднему и крупному масштабам, что указывает на то, что гранит Янчжуан и его периметр обладают хорошим металлогеническим потенциалом. Были предсказаны десять металлогенических перспективных участков урана и определены три целевые поисковые площади.

В рамках данного исследования было проведено бурение в прогнозируемых перспективных участках А и В. Были получены пять скважин с промышленным содержанием урана, две скважины с рядовой минерализацией урана, четыре скважины с промышленным содержанием бериллия, две скважины с промышленным и одна с рядовым содержаниями молибдена.

5. Выводы.

(1) Трехмерная геологическая модель создана путем систематического сбора, систематизации и анализа геофизических и геохимических исследований, дистанционного зондирования и бурения.

(2) Основными элементами для количественного анализа 3D модели уранового месторождения Байяньхэ являлись: геологическая структура, буферные зоны гранитоидных блоков, жильные комплексы и геохимические аномалии.

(3) Для повышения точности количественного 3D-прогноза использованы методы «взвешенных доказательств» и «информационной разведки». В результате в трехмерном пространстве были очерчены девять перспективных участков.

(4) В результате заверочного бурения на двух из них были получены пять скважин с промышленным и рядовым содержаниями урана, бериллия и молибдена.

VI. КАРТИРОВАНИЕ ПОТЕНЦИАЛА ЛИТИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДДЗ И ИСКУССТВЕННЫХ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ (Португалия).[4].

1. Введение

Поставки лития в мировую промышленность зависят от расширения предложения ресурсов. Следовательно, разведка новых месторождений лития жизненно важна для установления стабильных поставок лития в мировую экономику. На богатые Li минералы (в основном из Li пегматитов) в настоящее время приходится более половины мирового производства лития.

Li-пегматиты были тщательно изучены с экономической, петрографической и геохимической точек зрения. Общими характеристиками Li-пегматитов являются обогащение различными элементами (Rb, Cs, Be, Ta, Nb, Sn, Li, P, F и B), но ограниченные объемы. В пегматитовых минерализациях лития преобладают минералы сподумен ($\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$), петалит ($\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$) и минералы группы лепидолита ($\text{K}[\text{Li}, \text{Al}]_3[\text{Si}, \text{Al}]_4\text{O}_{10}[\text{F}, \text{OH}]_2$).

Португалия обладает значительными ресурсами и является первой европейской страной по производству лития, хотя на нее приходится всего 1,3% мирового производства. Недавние поисковые работы различных компаний многократно увеличили запасы Португалии. Были проведены значительные исследования для улучшения понимания типов минерализации Li и месторождений. Рассмотрены различные типы минерализации Li - дайки аплит-пегматита, встречающиеся в пегматитовых полях, минерализация Li, связанная с лейкогранитными куполами, берилфосфатными пегматитами и кварц-монтебразитовыми жилами и др..

Искусственные нейронные сети (ANNS) эффективны на ранних стадиях разведки минеральных ресурсов. Географическая информационная система (ГИС) совместно с программным обеспечением ANN software обладает большим потенциалом, предоставляя ряд инструментов для запроса, манипулирования, визуализации и анализа геологических, геохимических и геофизических данных в приложениях для разведки полезных ископаемых.

Целью данного исследования является использование ANN для надежной и экономичной обработки классических геологических и геохимических данных для повышения эффективности поисковых работ. В рамках проекта LIGHTS (облегченное интегрированное наземное и бортовое гиперспектральное топологическое решение) целью является разработка новой поисковой технологической цепочки. В этом исследовании впервые оценивается потенциальное использование различных наборов данных и их комбинации в соответствии с известными металлогеническими аспектами исследуемой территории. Аналогичные подходы могут быть распространены на другие районы Пиренейского полуострова и Европы в целом, что позволит расширить знания о распределении Li-пегматита.

2. Геологический обзор.

Минерализацию Li можно проследить по всей Центрально-Иберийской зоне (CIZ) Иберийского массива. CIZ представляет собой часть западного сегмента Варисканского орогенного пояса Европы, который простирается от Богемского через Центральный и Арморианский массивы до северо-западной оконечности Пиренейского полуострова. В геологическом отношении в Центральной Португалии преобладают варисканские гранитоидные батолитовые комплексы S-типа и вмещающие метаосадочные зоны.

Основная минерализация Li в CIZ связана с интрузивными дайками гранитного состава с пегматитовой и аплитовой текстурой. Дайки, наиболее обогащенные литием, обладают аплитовой текстурой, часто демонстрирующей параллельное расслоение. Кроме того, месторождения Li, имеющие экономическое значение, проявляются в виде кварц–фосфатных жил в метасоматически модифицированных куполах альбитовых гранитов.

Район исследования площадью около 1200 км² расположен на северо-западе Португалии и охватывает большую часть пегматитового поля Фрегенедр-Альмендра (FAF), CIZ (рис. 1).

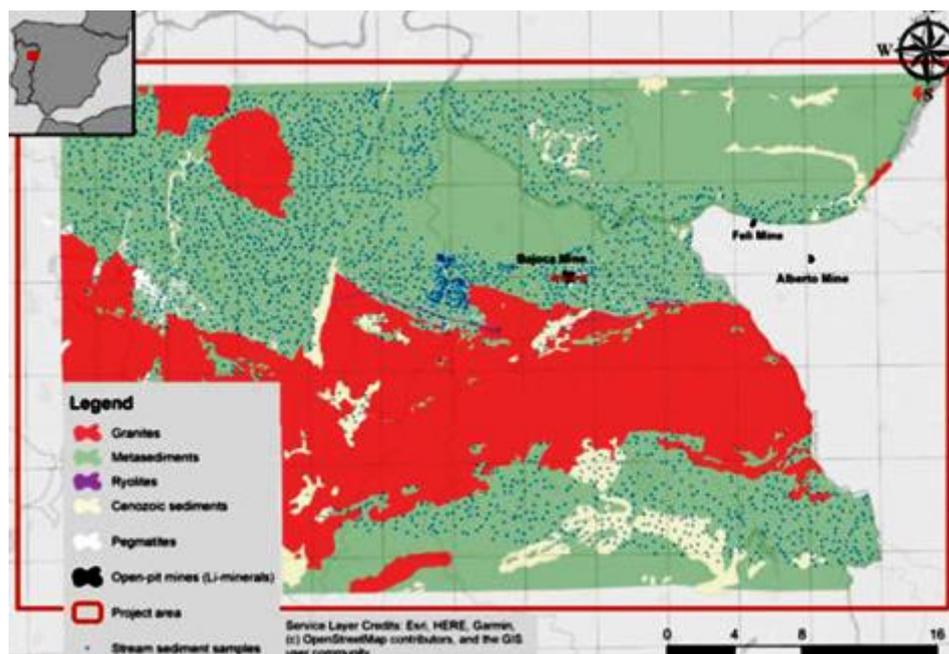


Рис. 1. Район оцифрованных геологических карт, местоположения карьеров, разрабатывающих Li-минералы, и данных о донных отложениях рек в СВ Португалии.

Район характеризуется различными дайками с текстурами пегматита и аплита, расположенными в метаосадках докембрия и кембрия сланцево–метагрейвакского комплекса Xisto-Grauváquico к северу от гранитоидного комплекса Меда-Пенедоно-Ламбралес. Метаосадочные породы сланцево–метагрейвакского комплекса могут содержать кварц, белую слюду, биотит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, хлорит, циркон, апатит, турмалин, кальцит, эпидот, сфен, актинолит, монацит и др. минералы. Гранитоидный комплекс

двухслюдяных гранитов в основном состоит из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита, мусковита, хлорита, силлиманита, циркона, апатита, рутила и непрозрачных минералов. В богатых литием дайках преобладают аплитовые текстуры, в некоторых из них присутствуют слои Li-слюда + кварц, чередующиеся с последовательностями альбит+кварц. Субвертикальные тела имеют простую минералогию, включая альбит, калиевый полевой шпат, кварц и мусковит, связанные со сподуменом, петалитом и литий-слюдами в различных пропорциях (промежуточного и редкоэлементного типа). Распространенными вторичными минералами являются фосфаты лития, касситерит и оксиды Nb-Ta. FAF ограничен на северо-востоке нижнеордовикскими кварцитами синклинали Пуареша. Чередующиеся ордовикские кварциты и филлиты встречаются в синклинали меньшего размера Каштелу-Мелор. Кайнозойские осадочные отложения различного происхождения встречаются по всему региону.

3. Данные дистанционного зондирования (ДДЗ).

В рамках проекта LIGHTS было разработано несколько методологических подходов для выявления участков Li-пегматита с помощью ДДЗ, включая различные типы спутниковых продуктов, таких как ASTER, Landsat-5, Landsat-8 и Sentinel-2. В связи с этим были использованы различные алгоритмы машинного обучения, позволяющие автоматически идентифицировать Li-пегматиты.

В этом исследовании рассказывается о потенциале новых производных Sentinel-2 для улучшения автоматического обнаружения Li-содержащей минерализации и внедряется новый подход для картирования Li-содержащей минерализации среди других объектов с аналогичными спектральными характеристиками. Использование спутниковых снимков Sentinel-2 дает три основных преимущества по сравнению с другими ДДЗ: (1) пространственное разрешение от низкого до среднего (полосы 4×10 м, полосы 6×20 м, полосы 3×60 м); (2) мультиспектральные данные от видимого (VNIR) и ближнего инфракрасного (NIR) до коротковолнового инфракрасного (SWIR) в 13 сжатых изображениях формата JPEG-2000, охватывающих общий спектральный диапазон от 0,443 до 2,190 мкм; (3) временное разрешение 5 дней на экваторе с 2015 года.

4. Данные и обработка.

4.1. Геологические и геохимические данные.

Геологические карты исследуемой территории были использованы для идентификации и оцифровки пегматитов с помощью программного обеспечения ArcGIS 10.6. На основе

геологических карт Португалии в масштабе 1:50 000 была создана единая геологическая карта, охватывающая всю исследуемую территорию. Впоследствии была составлена упрощенная карта (рис. 1) путем группировки варисканских гранитоидов, докембрийских и палеозойских метаотложений и кайнозойского осадочного чехла по отдельным классам, чтобы облегчить этапы маскировки и обработки. Эти цифровые карты были использованы для создания растрованных данных отдельных геологических единиц для дальнейшего использования в программном обеспечении прогнозирования.

В регионе FAF площадью более 1.250 км² в СВПортугалии было отобрано 3.715 геохимических проб донных и речных отложений на основе данных цифровой модели рельефа (DEM) и сети направлений стока. В ходе следующей процедуры центральные точки полигонов водосбора были рассчитаны с использованием программного обеспечения ArcGIS версии 10.6. Впоследствии были созданы наборы растровых данных для различных элементов с применением интерполяции с обратным взвешиванием расстояний (IDW) в центральных точках водосбора, содержащие соответствующую геохимическую информацию. Данные по отложениям в ручье включали анализ элементов/соединений Ag, Al₂O₃, As, B, Ba, Be, Bi, CaO, Cd, Co, Cr, Cu, Fe₂O₃, K₂O, La, Li, MgO, MnO, Mo, Na₂O, Nb, Ni, P₂O₅, Pb, Sb, SiO₂, Sn, Sr, TiO₂, V, W, Y, Zn и Zr. Многоэлементное количественное определение было достигнуто для мелкодисперсной фракции размером менее 60 меш методом оптической эмиссионной спектроскопии.

В региональном масштабе минерализация Li происходит в высокоразвитых дайках аплит–пегматита, расположенных в пределах метаосадочных пород, с возрастающей степенью фракционирования по мере увеличения расстояния до гранитов (рис. 2), обогащенных такими элементами, как Li, Rb или Cs, по сравнению с метаосадками. Поэтому важно разделить эти две литологии, поскольку сигналы Li могут возникать как в гранитах из-за их начального содержания Li (низкое содержание Li, но большой объем), так и в Li-пегматитах (высокое содержание Li, но малый объем), но не могут быть четко различимы в данных о речных и донных отложениях.

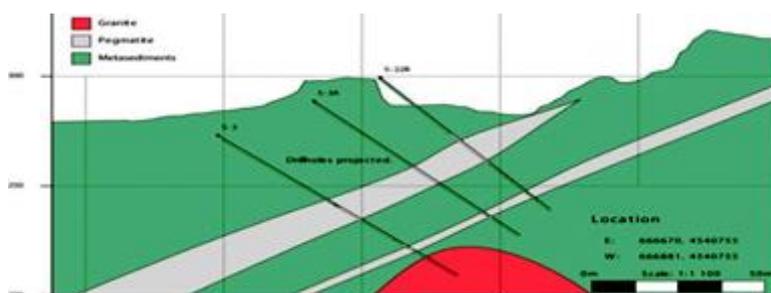


Рис. 2. Геологический разрез, включающий пегматитовые дайки, содержащие Li, пространственно связанные с гранитным телом, расположенные в метаосадочных породах.

Поскольку пегматитовая минерализация Li обычно встречается только в пределах метаосадочных пород, геохимические данные из речных и донных отложений, а также из апикальных или маргинальных областей гранитных интрузий не должны участвовать в модели прогнозирования.

Неклассифицированный факторный анализ речных и донных отложений был проведен с использованием статистического программного обеспечения Statgraphics Centurion XV для получения предварительного обзора элементов, связанных с локальной минерализацией Li, и для сокращения общих входных данных для прогнозирования. Эти данные были сокращены по степени буферизации нанесенных на карту пегматитов (буфер 1000 м), чтобы уменьшить влияние гранитов и метаморфических пород на образцы пегматитов.

Можно идентифицировать семь классов факторов (с собственными значениями > 1): (1) метаморфические, (2) гранитоидные, (3) полиметаллические, (4) кремнистые, (5) Li, (6) Sn (–Nb) и (7) W-Ti. Класс с повышенным содержанием Li имеет относительно высокое содержание Li и показывает последовательное обогащение Sn, As, Mo, Cu и Ag. Данные этих классов были использованы в модели ANN.

4.2.. ДДЗ Sentinel-2.

Данные изображений были бесплатно загружены из онлайн-архива данных Европейского космического агентства (ЕКА) Их свойства описаны в таблице 1. Выбранные ДДЗ Sentinel-2 соответствует следующим критериям: (1) полный охват исследуемой территории; (2) изображение исследуемой территорией без облаков; (3) хорошая экспозиция минерализации Li на поверхности во время съемки (табл. 1).

Табл. 1.

ДДЗ Sentinel-2 исследуемой территории.

Tile	Data Product	Spatial Resolution	Data Source	Reference System	Date of Acquisition	Cloud Coverage
T29TPF	2A	10m, 20m, 60m	ESA	UTM29N / WGS84	20191002	2.3%

Предлагаемый подход к идентификации Li-содержащих пегматитов с помощью оптических изображений применим только к участкам, свободным от растительности или почти без нее, и в идеале к участкам с обнаженными коренными породами. В настоящем исследовании на исследуемой территории преобладает бедный растительный покров и, следовательно, создаются адекватные условия для идентификации Li-пегматитов, обнаженных на поверхности.

Выбранное спутниковое изображение доступно как продукт для нижней части атмосферы (уровень 2A), т. е. значения коэффициента отражения уже скорректированы с учетом атмосферы и относятся к коэффициенту отражения поверхности. Исходные значения

спектрального отражения были дополнительно предварительно обработаны, как указано на следующих этапах:

1. Мультиспектральные снимки Sentinel-2 со сверхразрешающим разрешением до 10 м.

Полосы спектрального отражения с низким разрешением (20 м и 60 м) были сверхразрешены до 10 м с использованием сверточной нейронной сети (CNN). Этот подход извлекает детали из пикселей с наивысшим разрешением (четыре полосы при разрешении 10 м) и распространяет эти детали на все другие спектральные диапазоны (восемь полос при разрешении 20 м и 60 м), используя локальную согласованность между соседними пикселями, чтобы получить изображение, в котором все спектральные диапазоны имеют разрешение 10 м при сохранении спектральных характеристик. Этот этап предварительной обработки полезен для обнаружения объектов размером 200-250 м².

2. Расширение размерности для мультиспектральных изображений Sentinel-2.

Для повышения размерности мультиспектральных данных и производительности анализа реализован метод для генерации изображений в нелинейно коррелированном спектральном диапазоне. Для этой цели принимаются во внимание подходящие спектральные полосы Sentinel-2 для геологических применений (табл. 2).

Табл. 2.

Расширение размерности для многоспектральных изображений Sentinel-2 ($\sqrt{\quad}$ = квадратный корень).

Dimensionality Expansion	Formula
eB01–eB06	$\sqrt{(B2, B3, B4, B8, B11, B12)}$
eB07–eB12	$\text{Log}(B2, B3, B4, B8, B11, B12)$
eB13–eB18	$(B2, B3, B4, B8, B11, B12)^2$
eB19–eB33	$B02 \times B03, B02 \times B04, B02 \times B08, B02 \times B11, B02 \times B12$ $B03 \times B04, B03 \times B08, B03 \times B11, B03 \times B12$ $B04 \times B08, B04 \times B11, B04 \times B12$ $B08 \times B11, B08 \times B12$ $B11 \times B12$

4.3. Внешние маскирующие данные.

В целях уменьшения спектральной изменчивости городские районы, транспортная инфраструктура и основные водоемы были замаскированы с помощью базы данных Open Street Map (OSM). Используемые слои OSM включали:

- Полигональные особенности городских районов, сохраненные в слое “landuse”;
- Полигональные особенности водных объектов, сохраненные в слое “вода”, и;
- Полилинейные характеристики дорожной инфраструктуры, сохраненные в слое “дороги”.

Особенности OSM в исследуемом районе были соответствующим образом скорректированы с использованием базового изображения Sentinel-2. Они использовались в

качестве управляющих параметров, чтобы замаскировать эти особенности на моделях дистанционного зондирования.

4.4.. Схемы обучения.

Учебные образцы обнаженных Li-пегматитов на поверхности собирались на трех открытых рудниках в районе исследования: на рудниках Байока (расположен в Португалии), Фели и Альберто (расположен в Испании) (рис. 1). Все данные проецируются в систему координат Lisboa_Hayford_Gauss_IGeoE интегрированным с программным обеспечением ArcGIS 10.6.

В этом контексте важно учитывать, что интенсивность отражения Li-содержащих пегматитов (альbedo), как ожидается, будет немного отличаться в разных местах из-за преобладания различных Li-минералов (петалит на руднике Байока, лепидолит на руднике Фели и сподумен на руднике Альберто). Кроме того, цвет образца, структура поверхности породы и условия выветривания Li-минералов также могут представлять собой определяющие факторы. Например, исследования спектроскопии отражения петалита, сподумена и лепидолита с рудников Байока, Альберто и Фели, соответственно, показали, что даже свежие образцы петалита и сподумена имеют диагностические признаки иллита и/или других глинистых минералов. Напротив, лепидолит продемонстрировал диагностические характеристики поглощения, которые позволили идентифицировать его в спектрах, собранных на руднике Фели. Подробные петрографические, минералогические и геохимические исследования, проведенные на руднике Байока, показали, что одни и те же измененные минералы могут присутствовать в образцах с разной степенью изменений. Это отражено в спектральных сигнатурах (значениях коэффициента отражения в зависимости от длины волны) для всех трех рудников. Очевидно, что минералы, содержащие Li, на руднике Альберто обладают несколько иными свойствами, что объясняется, соответственно, различными условиями для минералов Li на руднике. Следует отметить, что минералы, содержащие Li, демонстрируют соответствующие особенности поглощения, связанные с гидроксиллом, которые совпадают с полосой 12 Sentinel-2. Это поглощение также наблюдается на спектральной сигнатуре, собранной в пикселях обучающих областей.

Принимая это во внимание, обучающие шаблоны для контролируемого алгоритма машинного обучения были собраны только на руднике Байока из-за его размера на поверхности, а также репрезентативных спектров Li-пегматитов. Полигоны были оцифрованы на основе изображения Sentinel-2, чтобы представить фактическое состояние участка добычи на момент получения спутниковых снимков. Для этой цели в качестве фоновых изображений

использовались различные комбинации RGB, подходящие для геологических приложений (рис. 3).

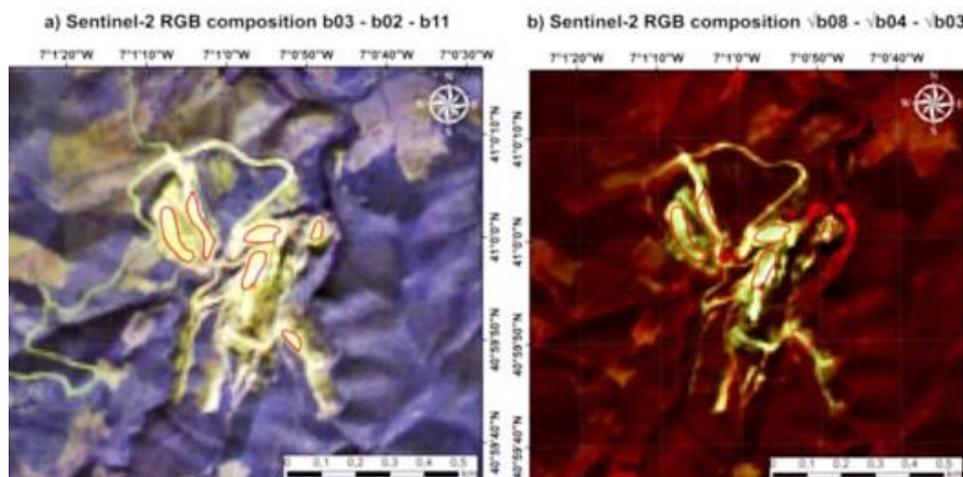


Рис. 3. Обучающие шаблоны (красные контуры) с различными композициями RGB:
a. RGB-композиция Sentinel-2 b03–b02–b11, **b.** RGB-композиция Sentinel-2 $\sqrt{b08}$ – $\sqrt{b04}$ – $\sqrt{b03}$.
 Желтые и зеленоватые пиксели на *a* и *b*, соответствуют участкам, содержащим минерализацию Li на поверхности.

Три залежи в центре образованы самим пегматитом Li, тогда как две самые западные и самая южная кучки являются отвалами вмещающей породы и отличаются более низким содержанием Li. Отвалы пустой породы использовались в качестве дополнительных учебных площадок для моделирования метасоматоза вмещающих пород.

5. Методы прогнозного моделирования.

В этом исследовании программное обеспечение для прогнозирования используется для выполнения искусственных нейронных сетей типа многослойного перцептрона для определения минерализации Li на исследуемой территории в соответствии со схемой обработки на рисунке 4.

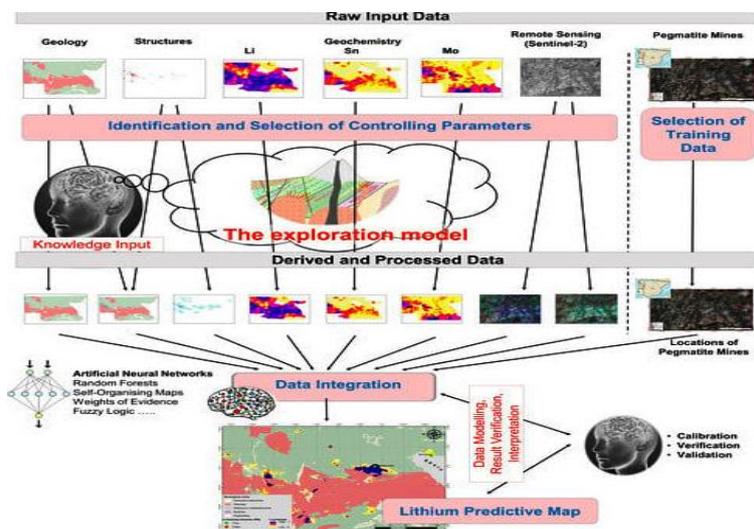


Рис. 4. Общая схема обработки в программном обеспечении для прогнозирования. Основной рабочий процесс описывается следующими шагами:

1. Сбор исходных данных модели, т.е. данных, которые управляют моделируемым объектом (здесь минерализацией Li), включая геологические единицы и структуры (например, гранитные тела, метаморфические толщи, пегматиты), выбранные данные о речных и донных отложениях, предварительно обработанные спутниковые снимки Sentinel-2 без облаков и топографические данные OSM (поселения, инфраструктура, водные объекты и т.д.).

2. Обработка пространственных данных для обеспечения пригодности к использованию в анализирующих моделях, включая проекцию входных данных в систему координат проекта, повторную выборку до заданного пространственного разрешения в соответствии с требованиями проекта и обрезку входных наборов данных до размеров области проекта, а также линейное масштабирование значений непрерывных растровых данных в диапазоне от 0 до 1 и преобразование дискретных векторных данных в двоичный растр со значениями 0 и 1.

3. Разработка моделей ANN в программном обеспечении для прогнозирования для различных вариантов использования, т. е. с использованием различных управляющих параметров и подходящих шаблонов обучения. Модели обучения для моделирования с помощью дистанционного зондирования идеально контрастируют по спектру с окружающей средой и имеют отличительные характеристики спектрального отражения. Сценарий обучения включает управление и параметры сети (количество скрытых слоев, количество нейронов для каждого слоя, максимальное количество периодов обучения и т.д.).

4. Обучение моделей ANN с использованием собранных шаблонов обучения на руднике Байока, хорошо известном наличием минералов, содержащих литий. Для проверки прикладной модели использовались другие известные местоположения (рудники Фели и Альберто). Обученный ANN поможет идентифицировать аналогичные местоположения пегматита, содержащего литий, в неизвестных местах на исследуемой территории.

5. Проверка обученных ИНС: Существует несколько возможностей оценить точность и достоверность обученных ИНС путем идентификации известных местоположений, которые не использовались для обучения сети (шахты Фели и Альберто), учета погрешности сети (MSE), включая статистическую оценку (гистограммы, все пиксели по сравнению с положительными пикселями) и анализ весов параметров модели. Как правило, ошибки MSE ниже 0,2, сбалансированные веса параметров и высокая вероятность моделируемых пикселей являются показателями стабильного и хорошего качества нейронной сети.

6. *Применение модели:* После успешной проверки обучающую сеть можно использовать в неизвестных местах для прогнозирования аналогичных событий по всей исследуемой территории. Результатом является растровая карта вероятности распределения.

7. *Уточнение и представление*: Результаты классификации ANN представляют собой растровые данные на основе нерегулярных пикселей. Во многих случаях результаты классификации необходимо дополнительно уточнить и обработать, чтобы улучшить картографическое представление результата.

8. *Окончательная карта распределения литийсодержащей минерализации*: Комбинация результатов карты распределения, основанной на ДДЗ, с результатом, полученным в результате моделирования с использованием геологических и геохимических данных. Было протестировано объединение геологических данных и ДДЗ в одну модель ANN, но это привело к множеству ложных интерпретаций, поскольку управляющие параметры относятся к разным целям. Поэтому был выбран подход к объединению двух моделей ANN только в качестве заключительного шага после создания карт распределения Li-содержащей минерализации.

6. Результаты.

На основе описанных принципов и рабочего процесса было разработано несколько моделей прогнозирования с различными управляющими параметрами. Здесь представлены наиболее значимые модели и результаты.

6.1. Геологическая модель.

Управляющие параметры геологической модели включают оцифрованные геологические единицы (1:50 000), оцифрованные пегматиты (1:50 000) и выбранные данные речных и донных отложений. Моделирование проводилось с использованием ANN многослойного типа персептрона. Точность модели оценивается по следующим параметрам качества:

1. *Ошибка сети (MSE)*: ошибка модели сходится примерно после 20 итераций, и конечная ошибка составляет менее 0,2, что указывает на стабильность и точность нейронной сети. Это означает, что разработанная модель смогла найти корреляции между управляющими параметрами и обучающими данными.

2. *Статистическая оценка*: гистограммы показывают, что алгоритм смог идентифицировать > 80% пикселей в обучающих шаблонах с масштабом лучше 0,9.

Программное обеспечение для прогнозирования предоставляет карту вероятностей распределения в диапазоне значений 0-1, иллюстрирующую потенциал Li на исследуемой территории (рис. 5).

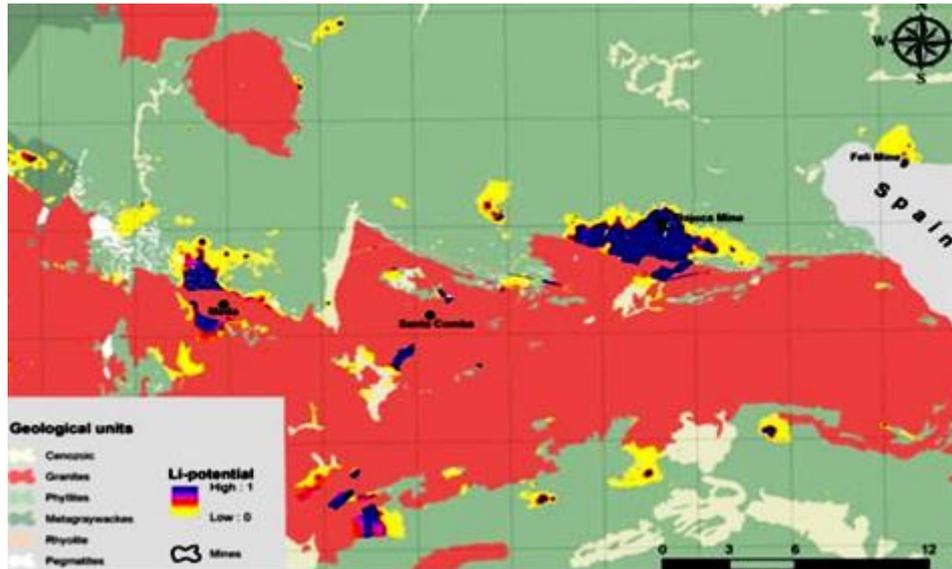


Рис. 5. Вероятностная карта минерализации Li на исследуемой территории в результате подхода к геологическому\геохимическому моделированию (без ДДЗ).

Области, обозначенные цифрой 1 или близкие к 1, являются областями с наибольшей вероятностью наличия литийсодержащих пород. В пределах исследуемой территории (приблизительно 1200 км²) нанесены на карту 50 км² с потенциалом Li от 0,1 до 1 (рис. 5). Эти районы в основном расположены в регионах метаморфических пород вблизи гранитных интрузий, совместимых с возможными грейзеновыми куполами или пегматитами и вмещающими их породами. Области с высокой вероятностью прогноза (> 0,5 Li) простираются на 6,4 км² и в основном расположены непосредственно к югу/юго-западу от шахты Байока (5,6 км²) и в меньшей степени к северу от города Меда (0,47 км²), а также к юго-западу от деревни Санта-Комба (0,35 км²).

6.2. Модели дистанционного зондирования.

6.2.1. Модель дистанционного зондирования 1.

Управляющие параметры модели дистанционного зондирования 1 включают: спектральные полосы Sentinel-2 со сверхразрешением (видимый, ближний, красный и SWIR) и топографический набор данных OSM.

Моделирование проводилось с использованием ANN многослойного типа персептрона. Точность модели оценивается по следующим параметрам качества:

Ошибка сети (MSE): Ошибка модели сходится примерно после 40 итераций, и конечная ошибка составляет менее 0,2, что указывает на стабильность и точность ANN. Это означает, что разработанная модель смогла найти корреляции между управляющими параметрами и обучающими данными.

Статистическая оценка: Гистограммы показывают, что алгоритм смог идентифицировать около 90% пикселей в обучающих шаблонах с масштабом лучше 0,9.

Весы параметров модели: Весовые коэффициенты модели подтверждают, что видимые (b2, b3, b4), NIR (b8, b8A) и SWIR (b11) спектральные диапазоны Sentinel-2 являются наиболее подходящими для геологических применений. С другой стороны, спектральные полосы в красной части электромагнитного спектра, по-видимому, не имеют отношения к данному приложению. Спектральными полосами с наибольшим весовым вкладом в разработанной модели являются b2, b3 и b11. Комбинация RGB зелено–синий–SWIR для идентификации минерализации Li в том же регионе. RGB–композиция из b3–b2–b11 была дополнительно проанализирована в программном обеспечении ArcGIS 10.6 (рис. 6). Действительно, хорошо известные области минерализации Li успешно идентифицированы и выделены по сравнению с окружающей средой. Однако аналогичные символы также присвоены другим объектам с аналогичными спектральными свойствами в качестве целевых объектов.

Растровая карта вероятности распределения: Программное обеспечение для прогнозирования предоставляет карту вероятности распределения в диапазоне значений 0-1, иллюстрирующую местоположения потенциально идентифицированных Li-содержащих пегматитов в исследуемой области (рис. 6). Цифрой 1 обозначены области с наибольшей вероятностью минерализации, содержащие Li. На полученной карте значения пикселей со значением вероятности выше 95% были отнесены к “положительным” местоположениям. Пороговое значение определяется на основе гистограмм.

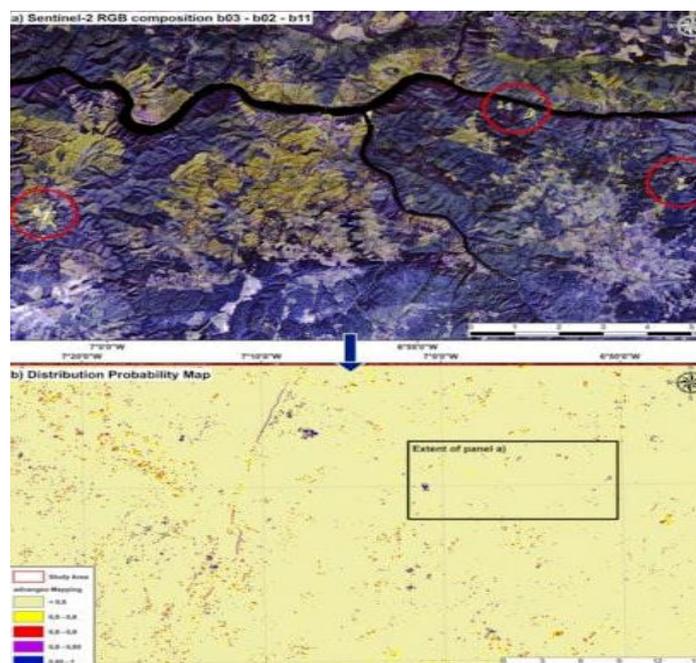


Рис. 6. Результаты модели дистанционного зондирования 1:

- (a) Детализация композиции RGB с использованием полос со сверхразрешением b3–b2–b11, на которых светло–желтым цветом показаны рудники с известными закономерностями минерализации Li,
 (b) Карта вероятностей распределения модели дистанционного зондирования 1.

Сопоставление идентифицированных областей на полученной карте с нижележащим изображением Sentinel-2 показало, что все известные местоположения рудников с Li-пегматитами были успешно обнаружены (рис. 7).

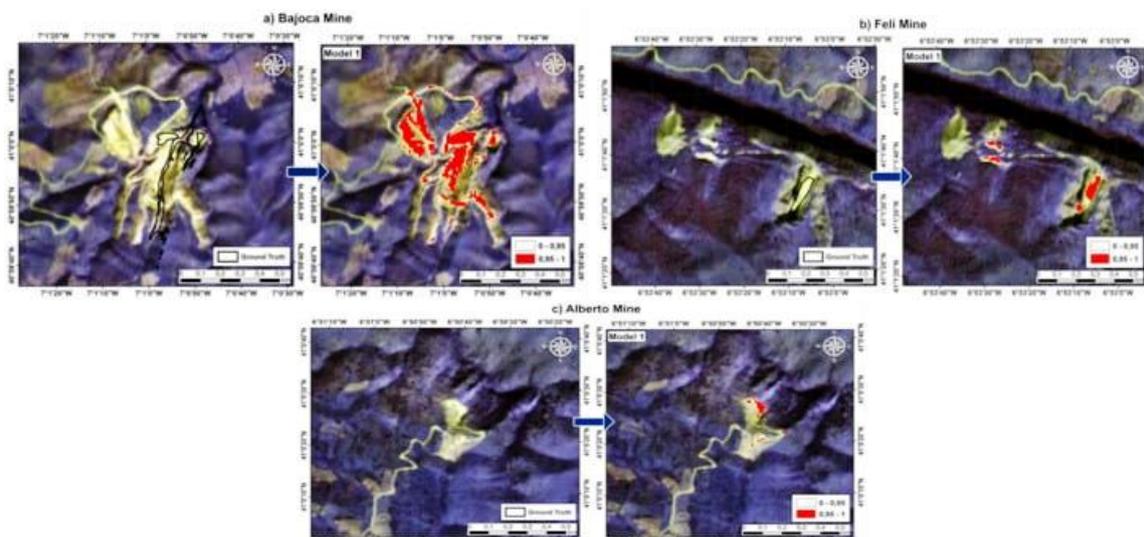


Рис. 7. Карта вероятности распределения лития по модели дистанционного зондирования 1 для трех учебных районов: (а) шахта Байока, (б) шахта Фели, (с) шахта Альберто. Высокие потенциалы выделены красным. Основные факты отмечены черными многоугольниками.

Как и ожидалось из результатов спектрального анализа, содержащая Литий минерализация на руднике Альберто была обнаружена лишь частично из-за другого минералогического состава в отличие от рудника Байока.

Однако проверка карты распределения по всей исследуемой территории показала, что другие объекты, не свидетельствующие о присутствии Li (другие участки рудников, безрудные участки обнаженных коренных пород и т.д.). Обладающие аналогичными спектральными свойствами отражения, также были классифицированы как “положительные” пиксели. Некоторые примеры выделены на рисунке 8.

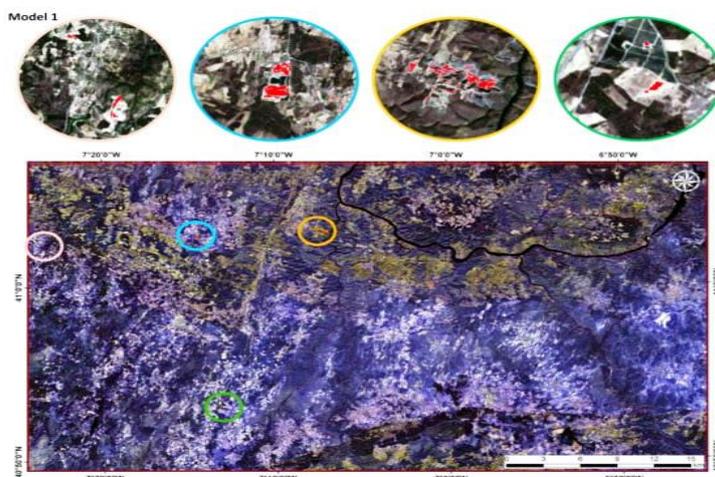


Рис. 8. Пример областей с возможными ложноположительными результатами (неправильно классифицированные пиксели) по модели дистанционного зондирования 1: Пова-де-Пенела, Туса (светло-коричневый), Туса (синий), карьер Пою (оранжевый) и Мариалва (зеленый).

Для более детального исследования случайным образом были собраны образцы пикселей, классифицированных как “положительные”, и их спектральные характеристики отражения были дополнительно проанализированы с использованием расширенных спектральных полос, описанных в таблице 2.

Анализ спектральных сигнатур.

Неправильно классифицированные области с аналогичными свойствами отражения поверхности в качестве целевых объектов (Li-пегматиты) были дополнительно проанализированы, чтобы отобразить наиболее подходящие полосы для их дифференциации. Для этой цели были собраны образцы объектов с аналогичными спектральными свойствами на основе модели 1, а их спектральные сигнатуры были графически проанализированы и сравнены. Эти анализы выявили наиболее подходящие расширенные полосы для идентификации Li-пегматитов и дифференцирования их от других объектов с аналогичными спектральными свойствами. В случае спектров метаосадочных пород они соответствуют образцам, собранным в ложноположительной зоне, обозначенной оранжевым кружком на рисунке 8.

Этот анализ показал, что некоторые из расширенных полос с большей вероятностью обеспечивали наилучшее разделение по классам между выбранными образцами. Соответствующие полосы выделены в таблице 3 и были использованы во второй модели прогнозирования для лучшей идентификации Li-пегматитов.

Табл. 3.

Расширенные полосы (eB) для автоматической идентификации Li-содержащих пегматитов.

Extended Band	eB14	eB15	eB16	eB24	eB25	eB28	eB29	eB31
Formula	$b3^2$	$b4^2$	$b8^2$	$b3 \times b4$	$b3 \times b8$	$b4 \times b8$	$b4 \times b11$	$b8 \times b11$

6.2.2. Модель дистанционного зондирования 2.

Управляющие параметры модели дистанционного зондирования 2 включают выбранные расширенные полосы Sentinel-2 (табл. 3), карту вероятности распределения из модели 1 и топографический набор данных OSM. Моделирование проводилось с использованием ANN многослойного типа персептрона. Точность модели оценивается по следующим параметрам качества:

1. *Сетевая ошибка MSE*: стабильная сетевая ошибка MSE, сходящаяся после 20 итераций и превышающая конечную ошибку ниже 0,001;
2. *Статистическая оценка*: Аналогичные правдоподобные гистограммы;

3. *Веса параметров модели*: распределенные веса управляющих параметров. Было обнаружено, что комбинации $(b3^2)$, $(b3 \times b4)$ и $(b8 \times b11)$ имеют существенное значение для модели прогнозирования.

Кроме того, известные местоположения Li-пегматитов были успешно обнаружены на карте вероятностей распределения модели дистанционного зондирования 2 (рис. 9).

Проверка карты распределения по всей исследуемой территории показала, что шумы были значительно снижены по сравнению с результатами модели 1. Это отражено в следующей статистике (табл. 4).

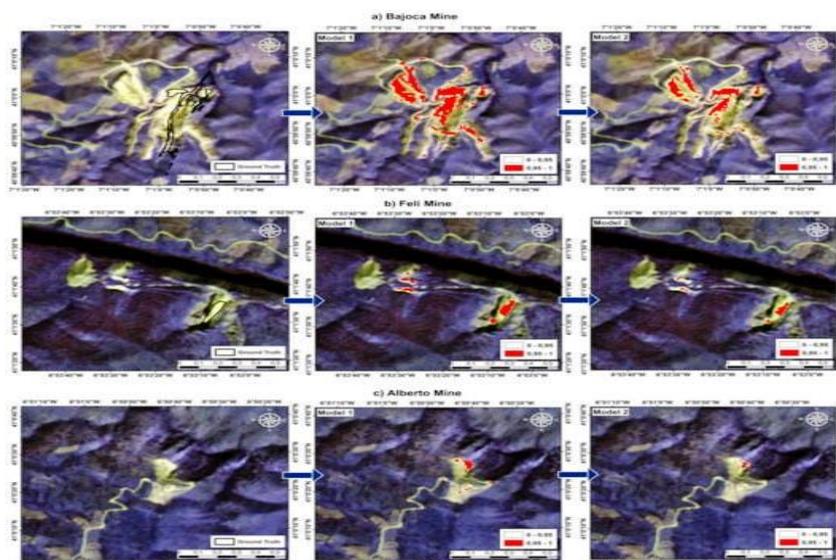


Рис. 9. Уменьшение/устранение неправильно классифицированных пикселей вероятностей распределения Li при сравнении моделей дистанционного зондирования 1 и 2 для трех учебных районов: (а) шахта Байока, (б) шахта Фели, (с) шахта Альберто.

Табл. 4.

Статистика идентифицированных “положительных” пикселей в моделях 1 и 2.

Parameter	Model 1	Model 2
Number of “positive” pixels	12,088	3526

Аналогично модели 1, результаты были подтверждены с использованием базовой композиции Sentinel-2 RGB из видимых полос. Выбранные области для иллюстрации неправильно классифицированных пикселей на рисунке 6 были повторно подтверждены результатами, полученными из модели 2 (рис. 10).

Эти разделы демонстрируют очевидное уменьшение/устранение неправильно классифицированных пикселей и, таким образом, улучшенную карту распределения, основанную только на данных дистанционного зондирования.

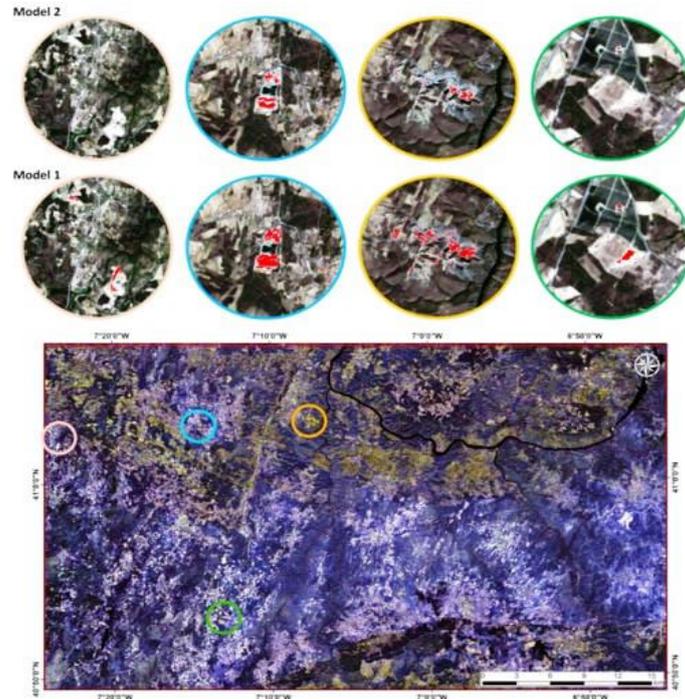


Рис. 10. Уменьшение/устранение неправильно классифицированных пикселей при сравнении моделей дистанционного зондирования 1 и 2.

Растровая карта распределения была дополнительно доработана с использованием ГИС-инструментов, доступных в программном обеспечении ArcGIS, таких как очистка границ, мажоритарный фильтр и т.д. для удаления изолированных пикселей и для улучшения картографического представления карты.

Полученный растр был преобразован в векторные данные и дополнительно уточнен с помощью таких инструментов, как агрегирование полигонов для объединения близко расположенных, представляющих один и тот же физический объект.

Фактически разработанная карта (рис. 11) иллюстрирует места на поверхности с высокой вероятностью минерализации Li, основанные только на данных дистанционного зондирования.

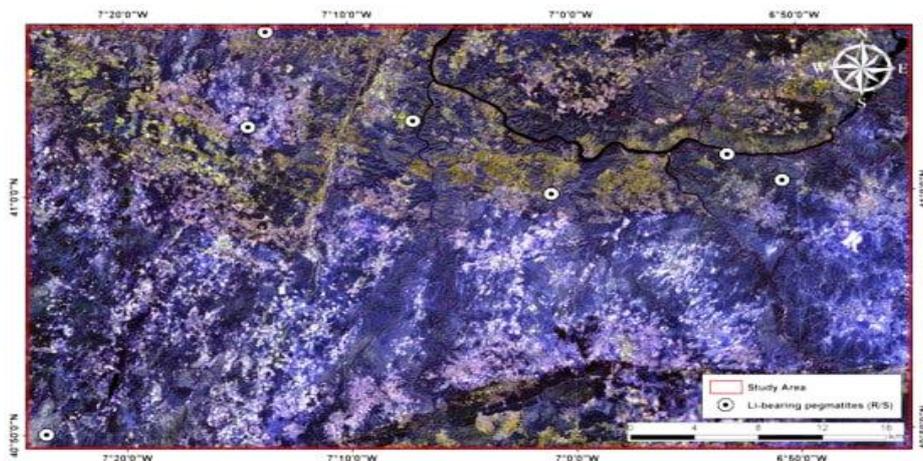


Рис. 11. Результирующая карта возможных местонахождений Li-пегматитов, основанная только на ДДЗ.

На следующем этапе этот результат был объединен с моделью, основанной на геологических наборах данных, чтобы окончательно определить местоположение содержащих литий минералов на исследуемой территории. Окончательный результат карты, основанный только на ДДЗ, показан на рисунке 11.

6.3. Комбинация моделей по геологии и ДДЗ.

Результаты модели прогнозирования, основанные на геологических данных (рис. 5), были дополнительно объединены с улучшенными результатами классификации, основанными на ДДЗ, для составления окончательной прогнозной карты (рис. 12). Модели дистанционного зондирования ограничены обнаружением объектов с аналогичными спектральными характеристиками, обнаруженных на поверхности земли. С другой стороны, геологическая модель основана на данных, относящихся к геологическим формациям и геохимическим характеристикам (которые не всегда проявляются на поверхности земли). Объединение геологических данных и ДДЗ в одну модель ANN привело к множеству ложных интерпретаций, поскольку управляющие параметры относятся к разным целям. Результаты геологической модели и предыдущих полевых кампаний помогли нам исключить такие местоположения, как карьер Li-barren на реке Коа (отмечен как «ложный» на рис. 12). Полученная карта показывает, что рудники Байока и Фели с подтвержденным присутствием Li-пегматитов могут быть успешно идентифицированы в обеих моделях ANN. Другие потенциальные области, определенные с помощью геологической модели, не выходят на поверхность и, следовательно, не могут быть идентифицированы с помощью ДДЗ.

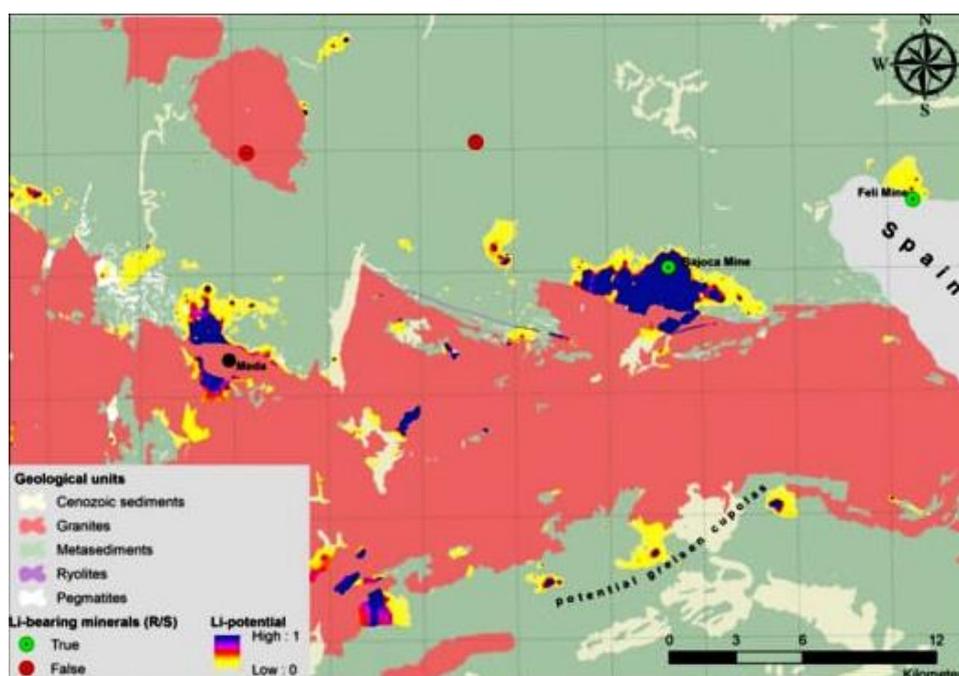


Рис. 12. Прогнозная карта минерализации Li на основе геологических данных и ДДЗ.

С помощью комбинации результирующих карт идентифицированное местоположение вблизи реки Коа на основе ДДЗ (помечено как «ложное» на рис. 12) было автоматически исключено. Дальнейшие заверочные полевые исследования показали, что это также сланцевый карьер без подтвержденного присутствия Li. Кроме того, в случае самого западного местоположения, определенного с помощью Sentinel-2 (рис. 11), интеграция с доступными геологическими картами позволила нам идентифицировать его как еще одно «ложное», поскольку в FAF Li-содержащие пегматиты не залегают в гранитоидных породах. Стоит отметить, что комбинация моделей, основанных на геологических данных и ДДЗ, может быть успешной только в районах, где доступны все данные. Отсутствие геологической информации по всей исследуемой территории не позволило сделать выводы по другим выявленным местоположениям, показанным на рисунке 11.

7. Обсуждение.

Была проведена оценка потенциала изображений Sentinel-2 с низким и средним разрешением для автоматического обнаружения Li-содержащих пегматитов, обнаженных на поверхности, в зависимости от условий выветривания Li-содержащих пород. Помимо исходных полос спектрального отражения, могут быть интегрированы методы расширения размерности для улучшения процессов классификации и выделения объектов со спектральными характеристиками, аналогичными минералам, содержащим Li. Несмотря на возможность получить представление о других местах с отражательной способностью, аналогичной пегматитам Li, ДДЗ позволили идентифицировать породы, содержащие Li, только на известных месторождениях. Эти результаты показывают ограниченность ДДЗ, поскольку большинство не выявленных пегматитовых тел часто покрыты растительностью, что препятствует их идентификации с использованием только ДДЗ. С другой стороны, интеграция с геологическими и геохимическими данными имела решающее значение для выявления «ложных» участков, полученных в результате спутникового подхода. Это указывает на то, что одной модели ДДЗ было недостаточно для прогнозирования. Полевые кампании также помогли исключить некоторые потенциальные области, выявленные с помощью моделей ДДЗ.

Полученные результаты согласуются с предыдущими исследованиями по идентификации Li-пегматитов, основанными только на ДДЗ и использующими традиционные методы, а также алгоритмы машинного обучения, такие как ANN, Random Forest, машины опорных векторов и т.д., которые показали, что результаты ограничены объектами со спектральными свойствами, аналогичными Li-содержащим минерализациям.

Геофизические данные могли бы дополнительно улучшить модель, например, гравиметрия могла бы помочь в обнаружении скрытых гранитных куполов и связанных с ними минерализаций Li, а моделирование пегматита могло бы быть улучшено за счет индуцированной поляризации (IP) для измерения контактов с метаосадками.

В итоге полученная прогнозная карта минерализации Li (рис. 12) может быть полезным инструментом для будущих поисков, поскольку это может локализовать области интереса на большой площади ($> 1.250 \text{ км}^2$). Рекомендуется сосредоточить будущие поисковые работы на следующих участках с высоким прогнозируемым потенциалом Li: районы, окружающие шахту Байока, Li-аномалии в западной Меде, возможные грейзеновые купола на юге исследуемой территории и районы к северу от шахты Фели.

8. Выводы.

1. В этом исследовании геологические/геохимические данные и ДДЗ (изображения Sentinel-2) были использованы для создания отдельно геологических моделей и моделей ДДЗ с использованием алгоритма ANN соответственно. В итоге лучшая модель ДДЗ была интегрирована с геологической, чтобы составить прогнозную карту потенциала минерализации Li для FAF.

2. Используя алгоритм ANN и мультиспектральные данные Sentinel-2, удалось идентифицировать местоположения рудников и дневную поверхность со свойствами отражения, аналогичными данным обучения. В целом, данных Sentinel-2 недостаточно для прогноза залежей Li-пегматита, поскольку были правильно идентифицированы только известные месторождения. Остальные выделенные области являлись ложноположительным. Исключение этих ложноположительных областей было возможно только благодаря знаниям, полученным в ходе полевых кампаний, но также благодаря интеграции с полученной геологической моделью. Анализ спектров отражения выбранных пикселей и эталонных образцов (собранных в ходе полевых съемок) показал, что грубое спектральное разрешение Sentinel-2 не способно отразить все значимые характеристики минералов пегматитов, содержащих литий. Таким образом, идентификация пегматитовых тел Li, основанная только на данных Sentinel-2, представляется сложной задачей из-за ограниченного спектрального и пространственного разрешения используемых спутниковых данных, а также существующего растительного покрова (хотя и разреженного).

3. Сочетание спутниковых данных с геологической моделью обеспечивает потенциальный подход к автоматическому прогнозированию местоположения литийсодержащей минерализации с использованием ANNS. Тщательный учет моделей

обучения, спектральных диапазонов и геологических данных оказался ключевыми факторами при создании прогнозной модели. Предлагаемый комбинированный подход является первым шагом к оперативному прогнозированию минерализации Li с использованием ДДЗ. Интеграция моделей позволила обогатить результаты ДДЗ, поскольку модель геологического прогнозирования дает представление о формациях, подходящих для размещения Li-пегматитов. Таким образом, подход объединения результатов моделирования на основе геологических данных и ДДЗ является многообещающим не только для идентификации известных Li-пегматитов и исключением ложных объектов с аналогичными характеристиками спектрального отражения, но и для выявления потенциальных площадей для дальнейших поисков. Тем не менее, прогнозирование Li-пегматита необходимо улучшить в будущем за счет использования данных с высоким спектральным и пространственным разрешением на этапе моделирования с помощью ДДЗ. Предлагаемый подход также может быть использован для других ПИ.

VII. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ СИСТЕМ IOCG (районы Вале-ду-Кюрасас и Риачо-ду-Понтал, Бразилия) [6].

1. Введение.

Месторождения IOCG мирового класса (оксид железа, медь-золото и др.) проявляют свой металлогенический след в различных тектонических условиях за счет переменных объемов сопутствующих гидротермально-метасоматических изменений вмещающих пород сопровождающих оруденение, которые могут быть выявлены геофизическими методами. Минерализация IOCG часто контролируется зонами сдвиговых систем и включает высокие концентрации магнетита и/или гематита. Магнитные и гравитационные характеристики, связанные с богатыми магнетитом и гематитом рудными зонами, используются в качестве эффективного поискового инструмента новых месторождений IOCG. Часто геометрия и условия локализации минерализованных трендов связаны со вторичными структурами. Рудные тела структурно контролируются зонами растяжения, связанными с региональными сдвигами. Эти важные геологические особенности минерализации IOCG часто выражаются в изменениях физических свойств, связанных с плотностью, намагниченностью и сейсмическими скоростями в широком диапазоне масштабов.

Геологические характеристики месторождений IOCG Карахас мирового класса различны и демонстрируют сложное взаимодействие между геологическими структурами, потоками флюидов и характером гидротермальных изменений [вмещающих пород. Например, поток минерализованных флюидов вдоль региональных сдвиговых зон отвечает за структурный рисунок “сигмоидальной формы” и магнитную сигнатуру провинции Карахас и района Вале-ду-Кюрасас (Бразилия).

В рудных районах Вале-ду-Кюрасас и Риачо-ду-Понтал медь является основным сырьевым объектом наряду с Au, Fe, St и другими металлами. Ранние исследования характеризовали месторождения меди как магматические. Минерализация сосредоточена исключительно в ортопироксените. Однако высокие концентрации сульфидов также могут встречаться в богатых норитом и биотитом сдвиговых карбонатных породах. Недавно новые геологические, тектонические, изотопные и геохимические исследования показали, что медная минерализация связана с разнообразным семейством месторождений IOCG. За последние 10 лет были завершены аэрогеофизические исследования с высоким разрешением. Однако, несмотря на увеличение современного аэрогеофизического охвата и геологического картирования, темпы открытия и идентификации новых месторождений IOCG остаются низкими. Такой низкий уровень обнаружения частично объясняется отсутствием

современного подхода к минеральным системам. Существуют также дополнительные проблемы, в основном связанные с поисками «скрытых» месторождений.

Меднорудные районы Вале-ду-Кюрасас и Риачо-ду-Понтал (рис. 1) считаются одними из наиболее важных с точки зрения перспектив ЮСГ в Бразилии.

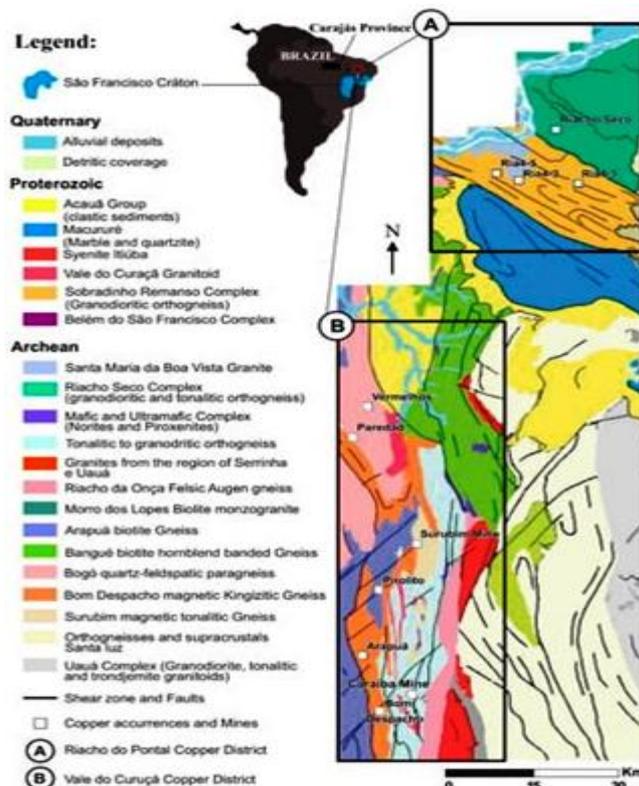


Рис. 1. Геологическая карта с рудными районами Риачо-ду-Понтал (А) и Вале-ду-Кюрасас (В).

В частности, медный район Вале-ду-Кюрасас, занимающий площадь около 2000 км², является одним из наиболее значительных горнодобывающих районов Бразилии, где в 2018 году было добыто 30 тыс. тонн меди. На карту нанесено около 300 месторождений меди. В районе в общей сложности ежегодно добывается 42,4 млн тонн меди со средним содержанием 1,71%. Наиболее крупными месторождениями меди в Вале-ду-Кюрасас являются Карамба-Пилар (24,8 млн тонн при 1,9% меди), Вермельос (4,52 млн тонн при 3,4% меди) и Сурубим (4,5 млн тонн при 1,04% меди).

Для выявления новых перспективных областей ЮСГ вдоль северной границы кратона Сан-Франциско использовались многопараметрические геологические, геохимические, аэрофотогеофизические, а также данные дистанционного зондирования (ДДЗ).

Данное исследование расширяет предыдущие тремя различными способами.

Во-первых, магнитные и гравитационные карты интерпретируются совместно с новой геологической информацией для отображения глубинных слоев литосферы, контролирующей минерализацию меди.

Во-вторых, региональные магнитные и гравитационные данные инвертируются для получения 3D-моделей магнитной восприимчивости и плотности соответственно, чтобы понять «скрытую» геологию, связанную с распределением физических свойств и геометрией, лежащими в основе рудных районов.

В-третьих, анализируются данные сейсмической томографии, позволяющие поместить IOCG районы Вале-ду-Кюрасас и Риачо-ду-Понтал в тектонический каркас и охарактеризовать потенциальные возможности контроля рудных районов.

Цель исследования - использовать эти подходы для лучшего понимания глубинных структурных элементов земной коры и литосферы, контролирующих процессы палеопротерозойской и неопротерозойской минерализации, для получения более глубокого представления о минеральных системах, которые контролировали размещение рудных районов IOCG на северо-востоке Бразилии. Для ее достижения был выполнен синтез региональных данных магнитной, гравитационной и сейсмической томографии с геологической информацией для оценки 2D и 3D геологических и тектонических условий формирования IOCG районов Вале-ду-Кюрасас и Риачо-ду-Понтал.

2. Геологическое строение и минерализация.

Ранние исследования медного рудника Караиба в районе Вале-ду-Кюрасас подчеркивали ортомагматические процессы, ответственные за генезис медной минерализации. Отмечено, что необычные аспекты месторождения Караиба имеют сходство с другими месторождениями меди магматического происхождения, включая (а) присутствие первичных сульфидов, таких как борнит и халькопирит; (b) наличие большого количества (>50 мас. %) магнетита; (с) высокое соотношение Cu/Ni (~ 40); и (d) ортопироксениты с обилием биотита, относящиеся к зонам сдвига. Важность метасоматических процессов в генезисе месторождения Караиба подтверждает что месторождения меди в медном районе Вале-ду-Кюрасас аналогичны другим месторождениям IOCG по всему миру.

Ранние исследования месторождений меди в районе Риачо-ду-Понтал, показывают, что они характеризовались как вулканогенно-массивные сульфидные (VMS). Для их классификации как месторождений IOCG были использованы следующие критерии: (а) сильная связь с изменением калия и альбита; (б) медная руда гидротермального и эпигенетического происхождения, которая тесно связана с зонами сдвига; (в) присутствие гидротермальных оксидов железа, пространственно и временно связанных с медными рудными телами; (d) минерализация, пространственно не связанная с ближайшими гранитами; и (е) магнетит или гематит (гидротермальное содержание железа > 10%).

Геология медного района Вале-ду-Кюрасас (В на рис. 1) состоит в основном из горных пород, относящихся к орогену Итабуна-Сальвадор-Кюрасас (ISCO). ISCO расположен к востоку от блоков Гавиан и Жекие и к западу от блока Серринья (рис. 2) и представляет собой 800-километровый пояс высокометаморфических гранулитовых пород от архея до палеопротерозоя.



Рис. 2. Геологическая схема районов Риачо-ду-Понтал и Вале-ду-Кюрасас.

Сдвиговые зоны района Вале-ду-Кюрасас характеризуются двумя фазами прогрессирующей деформации: (а) Фаза (D1) включала структуры транспрессивного надвига, демонстрирующие конвергенцию к западу. Связанный с этим метаморфизм произошел в амфиболитовой и гранулитовой фациях; (б) Фаза D2 была связана с зонами сдвига с изоклинальными складками N-S и структурами проникающего вертикального сдвига.

Эти зоны сдвига были ответственны за размещение милонитизированных гранитов. Процесс сдвига разрушил ранее существовавшую структуру. Слоистость зон сдвига имеет простирание 350° и наклон к юго-востоку от 45° до 75° . Основное событие минерализации в районе Вале-ду-Кюрасас произошло примерно между 2050 и 2010 годами млн лет назад.

Геология рудника Караиба связана с контактом ортогнейсов и ультрамафитовых пород. Вмещающие породы включают полосчатый гнейс, диопсидит, форстеритовый мрамор, гранатсодержащий матовый гранулит, биотитовый сланец и железистые образования.

Рудное тело Караиба расположено в мафито-ультрамафитовом комплексе с признанными гидротермальными кальциево-железистыми изменениями, связанными с меднорудными зонами. Существует ранняя (2580 ± 10 млн лет назад) ортомагматическая минерализация, на которую более поздним гидротермальным событием наложена минерализация ЮСГ около 2 млрд лет назад.

Рудные минералы в Караибе включают халькопирит, борнит и халькоцит, которые обычно связаны с магнетитом. Кучевые кристаллы рассеянного халькопирита, борнита и магнетита, выросшие в промежутках пироксенов и амфиболов, составляют первичную

(магматическую) минерализацию. Минералы, связанные с гидротермальными изменениями, включают биотит, микроклин, эпидот, хлорит, магнетит и кварц. Руда встречается в виде прожилков или магнетитовой гидротермальной брекчии. Магнетит встречается в равновесии со шпинелью. Часто ильменит замещается халькопиритом, борнитом и магнетитом, особенно когда вмещающей породой является биотит-милонит. Магматический ильменит заменен гидротермальным ильменитом. Последняя система ЮСГ богаче медью, обладает высокой магнитностью и плотностью.

В рудном районе Риачо-ду-Понтал обнаружено более двадцати залежей меди (А на рис. 1). Геологически эти залежи в основном расположены в зоне контакта между провинцией Борборема и кратоном Сан-Франциско (рис. 2).

Район представляет собой небольшую плиту коллизионной зоны Бразилиано (ок. 750-570 млн. лет назад), которая образовалась во время конвергенции нео- и мезопротерозойских блоков с кратоном Сан-Франциско. Коллизионная зона Бразилиано отмечена гравитационной аномалией, обрамленной аномальными минимумами.

Залежи меди структурно контролируются зонами сдвига. На месторождениях было выявлено несколько типов изменений, связанных с гидротермальными процессами. Гидротермальные изменения привели к повсеместному распространению кальциево-калиевых и кальциево-железистых изменений вмещающих гнейсов и мигматитов. Процессы гидротермального изменения привели к замене метаморфических минералов в полосчатом гнейсе комплексом минералов, включая альбит, биотит, гематит и амфибол. Эти замещающие минералы пространственно связаны с проникающей деформацией сдвига, а рудные зоны погружаются параллельно линиям растяжения вдоль зон сдвига. Пирит, халькопирит и халькоцит относятся к основным сульфидным минералам, обнаруженным в рудных зонах. Магнетит и/или гематит обычно встречаются в ассоциации с минералами меди.

На район Риачо-ду-Понтал наложили отпечаток два основных сдвиговых события: (а) D1 - надвиговые зоны со сходимостью к северу, представляющие серию параллельных структур с северо-западным направлением, связанные с гидротермальными изменениями и минерализацией; и (б) D2 - сдвиговые зоны правого простириания, связанные с многократной реактивацией. Слоистость зон сдвига имеет простириание 320° и падение к северо-востоку $60-75^\circ$.

Для сравнения: рудные провинции и районы ЮСГ в Бразилии и Африке расположены вдоль границ крупных блоков земной коры в неопротерозойских орогенных поясах (рис. 3).



Рис. 3. Провинции и районы ИОСГ, расположенные в Бразилии и Африке: основные блоки земной коры и неопротерозойские орогенные пояса в Южной Америке и Африке.

В Бразилии есть по крайней мере три металлогенические провинции ИОСГ с разным возрастом, которые включают провинцию Карачас (ок. 2,72 млрд лет назад и ок. 2,5 млрд лет назад), район Вале-ду-Кюрасас (ок. 2 млрд лет назад) и неопротерозойские (ок. 750–570 млн лет назад) районы Риачо-ду-Понтал.

3. Используемые геофизические данные.

Данные о гравитации и магнитных аномалиях на площади 7500 км² были извлечены из общедоступных баз данных. Из базы данных gravity было извлечено 60 гравитационных точек, расположенных в среднем на расстоянии от 8 до 15 км, которые были использованы для этого исследования (рис 4).

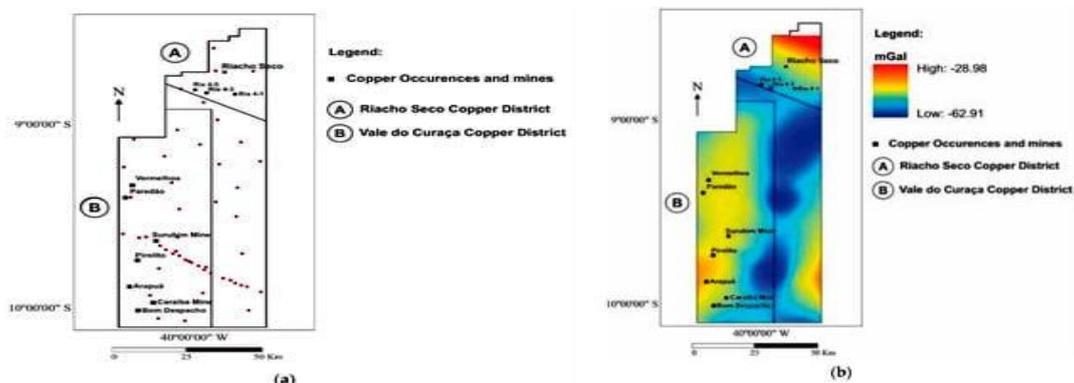


Рис. 4. (а) Гравитационные станции и (б) гравитационная карта Буге. А: район Риачо-ду-Понтал; В: район ИОСГ Вале-ду-Кюрасас.

Учитывая большой разброс гравитационных данных, ожидалось, что источники плотности земной коры, залегающие на глубинах 5 км и ниже, будут эффективно обнаружены. Данные о гравитации были привязаны к сетке размером 500 м с применением

алгоритма минимальной кривизны (рис. 4б). Гравиметрическая сигнатура довольно различна в обоих районах, в то время как Вале-ду-Кюрасас ассоциируется с высокой гравиметрической сигнатурой, район Риачо-ду-Понтал ассоциируется с менее высокой (рис. 4б).

Данные о аэромагнитных аномалиях собирались на номинальной высоте над землей 100 м вдоль линий пролета N–S на расстоянии 500 м с линиями привязки E–W через каждые 10 000 м. Всего было собрано 48 641 км магнитных данных. Данные о суммарном магнитном поле (ТМІ) были нанесены на 250-метровую сетку (рис. 5).

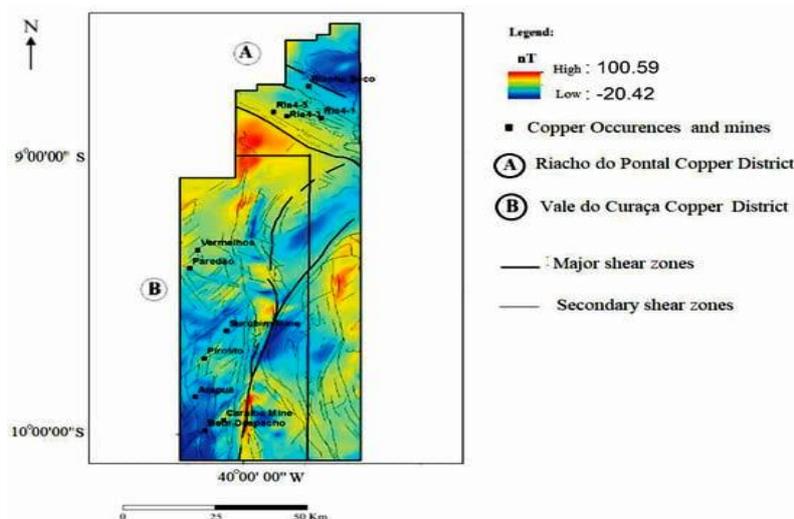


Рис. 5. Схема общей магнитной напряженности (ТМІ). А. район Риачо-ду-Понтал; В. район Вале-ду-Кюрасас.

Учитывая расстояние между линиями магнитных съемок и высоту, на которой проводились измерения магнитного поля, ожидали обнаружить магнитные источники в земной коре, которые залегают на глубинах 400 и более м. Разрешение по горизонтали составляет 200 м.

Градиентные магнитные функционалы рассчитаны на основе сетки ТМІ для усиления магнитных вариаций и линеаризации, связанных с геологическими структурами, отображения магнитных сигнатур измененных и неизмененных пород и идентификации магнитных сигнатур, связанных с глубинными магнитными источниками. Данные ТМІ были приведены к северному магнитному полюсу (RTP) с использованием наклона -20° и склонения $-22,31^\circ$. Сетка RTP была продолжена до высоты 1000 м над местностью, чтобы уменьшить шум, вызванный низкой геомагнитной широтой, и улучшить магнитные характеристики более глубоких источников (рис. 5).

Сетка данных RTP с продолжением вверх использовалась для расчета угла наклона общего горизонтального уклона (ТАНГ). Преобразование ТАНГ четко определяет следы высоких градиентов аномалий, которые отображают магнитные контрасты, связанные с геологическими структурами на различных глубинах (рис. 6а). Линии хребта ТАХГ,

обозначающие основные геологические структуры, показаны относительно карты гравитационных аномалий (рис. 6б). Крупные медные рудники Ria 1-5 расположены в четко очерченных аномалиях магнитного поля юго-северо-запада. Минерализация меди связана со сдвиговыми движениями и проявлениями магнетита и гематита. Следует ожидать, что магнитные аномалии коррелируют с медными рудниками и имеют сдвиговые направления простирания.

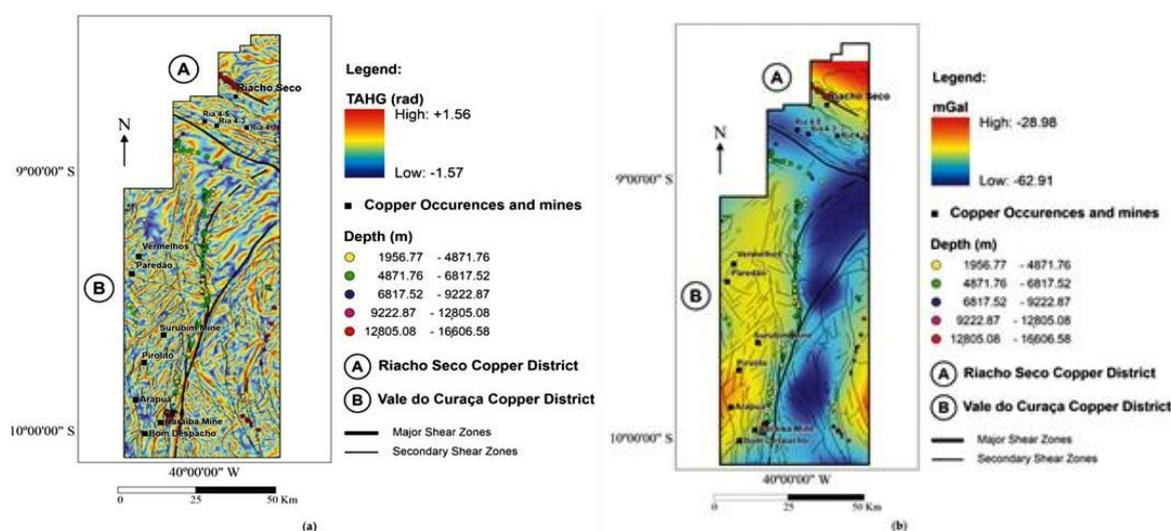


Рис. 6. (а) Карта угла наклона горизонтального градиента (ТАНГ) данных о магнитной аномалии RTP. (б) Карта гравитационных аномалий Буге с основными и вторичными структурами сдвига и следами ТАНГ. Обе карты содержат оценки магнитных структур и их глубины до магнитного источника в виде цветных кружков. Глубины до магнитных структур были рассчитаны с использованием метода деконволюции Эйлера. А: район Риачо-ду-Понтал; В: район Вале-ду-Кюрасас.

Решения по деконволюции Эйлера были рассчитаны на основе сетки данных о магнитных аномалиях, и глубины до магнитного источника (структурный индекс=0) показаны вдоль основных зон сдвига. Структурный индекс=0 достаточен для определения верхней части мощной плиты.

Данные о магнитной восприимчивости и плотности были получены из кернов скважин и поверхностных образцов горных пород.

Измерения представлены в виде восприимчивости в СИ (интенсивности восприимчивости) $\times 10^{-3}$ и плотности в г/см³. Магнитная восприимчивость измерялась с помощью измерителя магнитной восприимчивости KT10 PLUS, а плотность пород измерялась путем вакуумирования образцов с использованием гидростатических весов. В течение полевых сезонов было исследовано 33 образца керна для определения плотности и восприимчивости по образцам, собранным в рудном районе Риачо-ду-Понтал, и 11 образцов горных пород были взяты с обнажений и рудников района Вале-ду-Кюрасас (рис. 7).

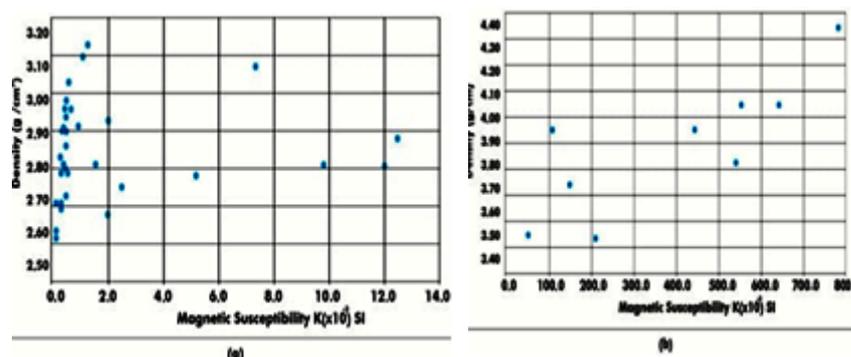


Рис. 7. (а) Тридцать три образца, измеренные на плотность и восприимчивость из района Риачо-ду-Понтал, (b) 11 образцов, измеренных на плотность и восприимчивость из района Вале-ду-Кюрасас.

Плотности, обнаруженные для рудного района Риачо-ду-Понтал, характерны для гнейсов (табл. 1).

Табл. 1.

Типы горных пород и глубина залегания образцов из района Риачо-ду-Понтал.

PCB-RIA4-DH01	Depth (m)	Rock Type	PCB-RIA4-DH02	Depth (m)	Rock Type
PETRO-01	1.85	Quartz-magnetite-biotite mylonite	PETRO-21	2.75	Amphibole biotite gneiss
PETRO-02	5.50	Quartz vein	PETRO-22	10.60	Quartz vein
PETRO-03	8.70	Biotite mylonite	PETRO-23	14.30	Quartz vein
PETRO-04	10.70	Biotite mylonite	PETRO-24	26.30	Quartz vein
PETRO-05	13.00	Biotite mylonite	PETRO-25	31.80	Quartz vein
PETRO-06	21.00	Biotite mylonite	PETRO-26	45.69	Quartz vein
PETRO-07	25.50	Biotite mylonite	PETRO-27	60.00	Quartz vein.
PETRO-08	32.48	Quartz biotite gneiss	PETRO-28	73.10	Biotite quartz vein.
PETRO-09	67.70	Quartz biotite gneiss	PETRO-29	83.60	Quartz vein
PETRO-10	105.30	Quartz biotite gneiss	PETRO-30	103.50	Quartz vein.
PETRO-11	158.00	Quartz biotite gneiss	PETRO-31	137.00	Biotite quartz gneiss.
PETRO-12	167.80	Quartz biotite gneiss	PETRO-32	148.80	Biotite quartz gneiss
PETRO-13	173.60	Quartz biotite gneiss	PETRO-33	168.10	Biotite mylonite
PETRO-14	189.00	Quartz biotite gneiss	PETRO-34	265.10	Biotite quartz gneiss

Характерные значения плотности и восприимчивости двух районов сильно различаются. Медный район Риачо-ду-Понтал отличается довольно стандартной плотностью пород со значениями от 2,6 до 3,1 г/см³. Для всех образцов горных пород магнитная восприимчивость пропорциональна плотности, но с двумя группами пропорциональности. Первая группа лишь умеренно пропорциональна, ее чувствительность варьируется от 0 до 1,8 · 10⁻³ SI, а вторая группа очень пропорциональна, ее чувствительность варьируется от 0 до 13 · 10⁻³ SI. Во второй группе гидротермальный процесс был ответственен за увеличение содержания магнетита. Медный район Вале-ду-Кюрасас отличается гораздо более высокой плотностью - от 3,5 до 4,4 г/см³, с гораздо более высокими пропорционально изменяющимися значениями восприимчивости - от 0 до 800 · 10⁻³ СИ. Плотность залежей меди в районе Вале-ду-Кюрасас типична для основных и ультрамафитовых пород. В этом районе метаморфизм наложил отпечаток на ультраосновные породы, превратив их в гранулиты. Гидротермальный процесс ЮСГ в зонах сдвига увеличивает намагниченность за счет отложения магнетита в жилах, связанных с медной минерализацией.

Были собраны данные сейсмической томографии. На томографическом изображении показана скорость S-образной волны (V_s) в провинции Каракас IOCG, рудных районах Риачо-ду-Понтал и Вале-ду-Кюрасас. Данные были использованы для определения сейсмических свойств, связанных с литосферой, подстилающей основные провинции IOCG в Бразилии (рис. 8).

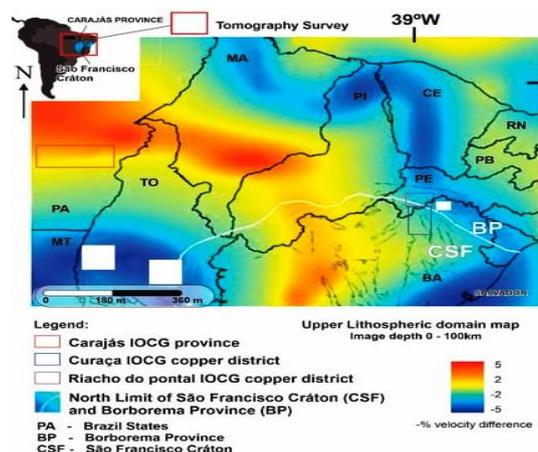


Рис. 8. Томографический срез глубиной 0-100 км.

Красно-оранжевые цвета обозначают высокие скорости S-волны (V_s), а сине-зеленые - низкие значения V_s .

Данные представляют собой модель средних сейсмических скоростей на глубине 0-100 км. Область с высокой скоростью предположительно указывает на кратоническую область, а область с меньшей скоростью - на границу кратона.

4. 3D модели магнитной и гравитационной инверсии.

Моделирование MVI стало важным поисковым методом. VOXI Earth Modeling - это облачный и кластеризованный вычислительный пакет Oasis Montaj, позволяющий преобразовывать геофизические данные в 3D. В нем используется декартова ячейка разреза (ССС), а алгоритм был упрощен для более точного представления геологических поверхностей.

Магнитные и гравитационные данные были инвертированы для создания 3D-моделей магнитной восприимчивости и плотности двух рудных районов. Эти модели были интегрированы с другими данными с использованием многоядерной облачной вычислительной платформы.

3D магнитная инверсия.

Сетка данных о магнитных аномалиях суммарного поля была инвертирована для создания трехмерной модели магнитной восприимчивости с использованием метода MVI с использованием программного обеспечения пакета Geosoft Oasis. Метод MVI является особенно эффективной методикой инверсии для использования в районах с низкой

геомагнитной широтой и в геологических условиях, где мало что известно об остаточной намагниченности исследуемых пород (палеомагнитные исследования пород в пределах этих районов не проводились). Метод предполагает, что наблюдаемый на поверхности магнитный сигнал связан как с изменяющимися контрастами восприимчивости, так и с изменяющимся направлением намагниченности магнитного поля, что позволяет проверить наличие остаточных свойств.

Воксели для магнитной инверсии были установлены равными $250\text{м}(x) \times 200\text{м}(y) \times 250\text{м}(z)$. Исходные данные модели включали петрофизические свойства, геологию поверхности и структурную информацию в качестве качественных ограничений.

3D-инверсия плотности.

VOXI MVI modeling - это облачный и кластеризованный вычислительный модуль Geosoft Oasis Montaj, используемый для инверсии данных о силе тяжести. Пакет Geosoft использует декартову ячейку разреза (ССС) и итеративный алгоритм инверсии повторного взвешивания. Для гравитационных моделей использовались воксели размером $250 \times 250 \times 250$ м.

В модели использовался рельеф для представления верхней части модели и глубина 5000 м для ограничения нижней поверхности модели. Размер ячейки Z-вокселя находится в логарифмической прогрессии с глубиной. Допустимый уровень абсолютной погрешности для всех моделей был установлен на уровне 0,02 мГал. Фон линейного тренда был удален из входной гравитационной сетки, чтобы упростить процесс моделирования и избежать получения ошибочных результатов и нежелательных краевых эффектов. Было использовано гравитационное поле Буге вместо изостатических аномалий (в определенных инверсионных областях рельеф плоский).

5. Результаты.

5.1. Гравитационные и магнитные характеристики.

Район Вале-ду-Кюрасас.

Гравитационные аномалии над рудным районом (рис. 6б) показывают, что вмещающие гнейсы и др. обладают высокой плотностью в среднем - 2,78, 3,1 и 3,3 г/см³, а в пределах месторождений - от 3,5 до 4,35 г/см³ (руда включает минералы с высокой плотностью - халькопирит, магнетит и борнит, связанные с роговой обманкой, биотитом, апатитом и цирконом).

Район расположен в пределах магнитного максимума, сопровождаемого удлиненными минимумами, которые фиксируют основные сдвиговые структуры. Минерализация меди в районе связана с линейными магнитными аномалиями NS-тренда

от 26 до 100 нТл. Магнитная восприимчивость колеблется от 100 до 800×10^3 . Магнитная восприимчивость рудных зон района Вале-ду-Кюрасас в десять раз выше, чем в районе Риачо-ду-Понтал (рис. 7а,b).

Район Риачо-ду-Понтал.

Район Риачо-ду-Понтал расположен на градиенте силы тяжести (рис. 6b), который геологически соответствует зоне коллизионного шва, между кратоническим блоком с более высокой плотностью и корой с более низкой плотностью, подвижного пояса Риачо-ду-Понтал. В этой зоне были нанесены на карту офиолитовые тела. Месторождения меди расположены на границе гравитационного градиента, где породы, подвергшиеся сильным изменениям, имеют плотность, которая перекрывается с плотностями менее измененных пород и колеблется от 2,75 до 3,1 г/см³ (рис. 7б). Область гравитационного градиента включает породы, богатые биотитом и гранатом, которые залегают вдоль зон сдвига и содержат рудные залежи.

В районе оруденение не связано с сильными магнитными аномалиями. Оно проявлено в немагнитных гнейсах, имеющих диапазон магнитной восприимчивости от $0,2 \times 10^{-3}$ СИ и в основном расположено в зонах со слабыми магнитными аномалиями (ТМІ) или без них с интенсивностью ниже 40 нТл (рис. 5).

5.2. 3D инверсионные модели.

Район Вале-ду-Кюрасас.

Трехмерная модель магнитной восприимчивости медного выявляет магнитные особенности, соответствующие многочисленным геологическим структурам, которые отражают эпизодическую тектоническую активность. Трехмерная интерпретация была построена с использованием полевых геологических и структурных данных (рис. 9).

Перевернутая модель представлена контуром тела с высокой магнитной восприимчивостью и высокой плотностью контраста. Был выбран дискриминантный уровень, который позволяет представить повышенную плотность и намагниченность через положительные значения контраста плотности (>0 г/см³) и значения чувствительности выше 0,005 СИ. В 3D-рендеринге модель этих относительно высоких значений проиллюстрирована на рисунке 9, где указаны известные сдвиговые нарушения и местоположение месторождения Карамба, ниже которого обнаружено характерное крупномасштабное уплотнение и повышенная восприимчивость, что и контролирует минерализацию ЮСГ. Желтая пунктирная

область на рисунке 9 обозначает основную поисковую цель с высоким потенциалом размещения новых рудных тел IOCG

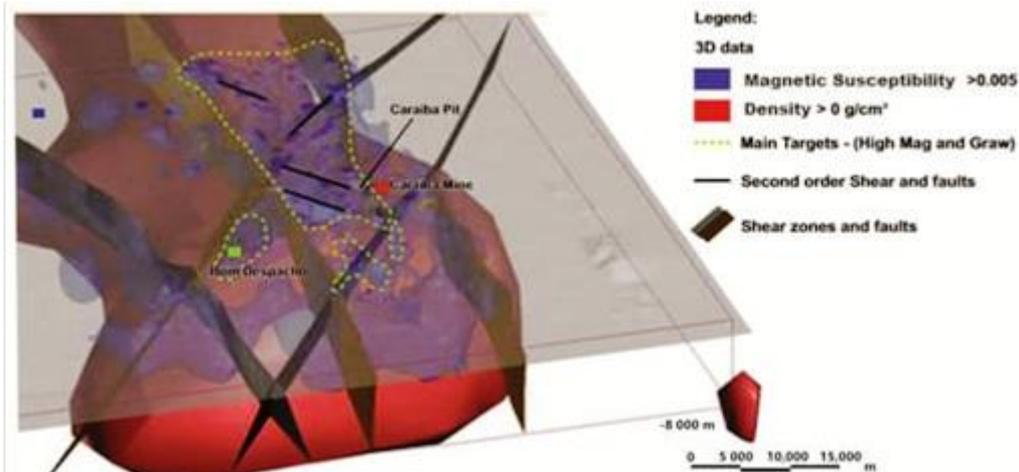


Рис. 9. Инверсия магнитного поля MVI ($SI > 0,005$) и контраста плотности ($> 0 \text{ г/см}^3$) рудного района.

В трехмерной тектонической обстановке месторождение неразрывно связано с высокой магнитной восприимчивостью и с положительной аномалией плотности (рис. 10).

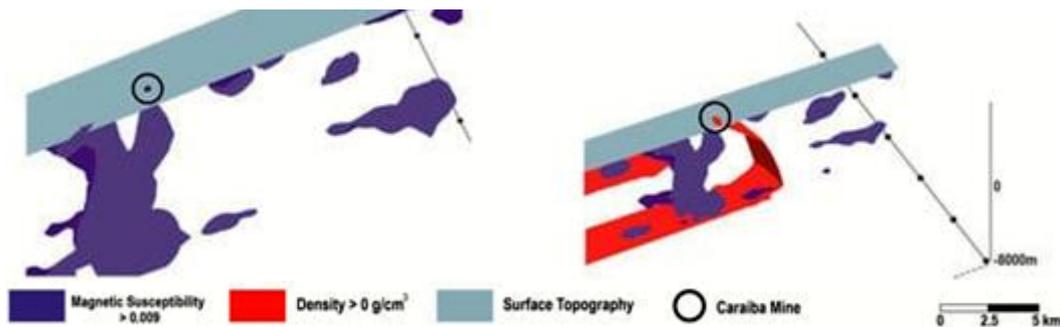
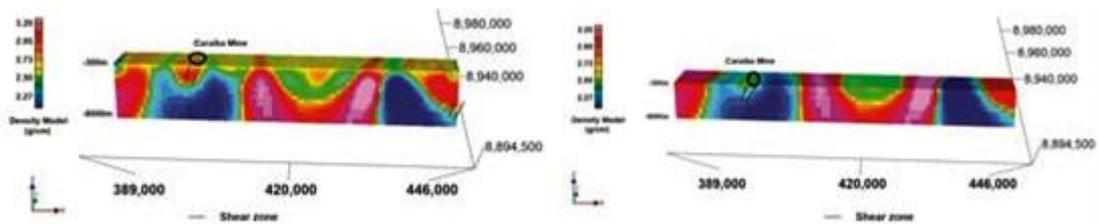


Рис. 10. Трехмерная модель магнитной восприимчивости (в единицах $> 0,009 \text{ СИ}$) и инверсии гравиметрической плотности ($> 0 \text{ г/см}^3$), интегрированной для м-ния Караиба.

Глубина модели до 8000 м. Синее - относительно высокая восприимчивость со значениями, превышающими $0,009 \text{ СИ}$, синее и красное - суперпозиция восприимчивости и положительного контраста плотности, серое - абсолютно плоский рельеф. Оруденение тесно связано с аномалиями восприимчивости и плотности вдоль ловушек сдвига.

На рисунке 11 показаны результаты гравиметрических и магнитных инверсий вдоль профиля EW м-ния Караиба.



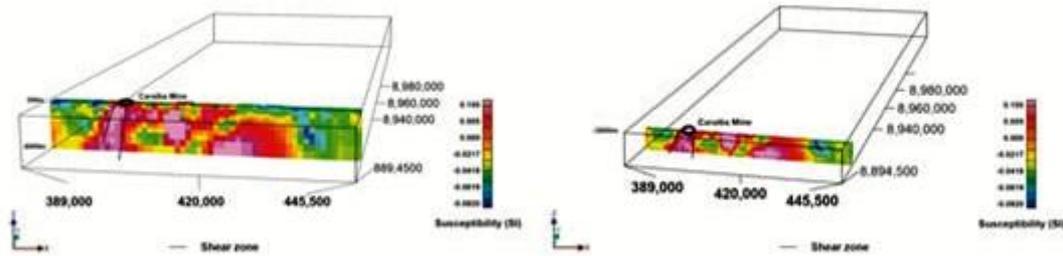


Рис. 11. Профили плотности и магнитной восприимчивости EW на глубине от 300 до 3000 м.

Области с высокой магнитностью ($>0,005$ SI) и плотностью ($>3,20$ г/см³) связаны со свойствами горных пород на различных глубинах. В тех же профилях, на глубине 3000 м, аномалии намагниченности демонстрируют непрерывность вплоть до более глубоких зон (-8000 м), в случае аномалий плотности, в более глубоких зонах (-3000 м) аномалии не демонстрируют непрерывности: геологически это интерпретируется как граффитированные породы, которые возникают на меньших глубинах, и, вероятно, метаосадочные породы на больших глубинах. Было обнаружено, что зоны гидротермальных изменений связаны с магнитными зонами в зонах сдвигов, что открывает возможность развития минерализации с глубиной.

На рисунке 12 показана интегрированная модель с гравиметрическими значениями Буге, наложенными на перевернутую магнитную модель и модель плотности.

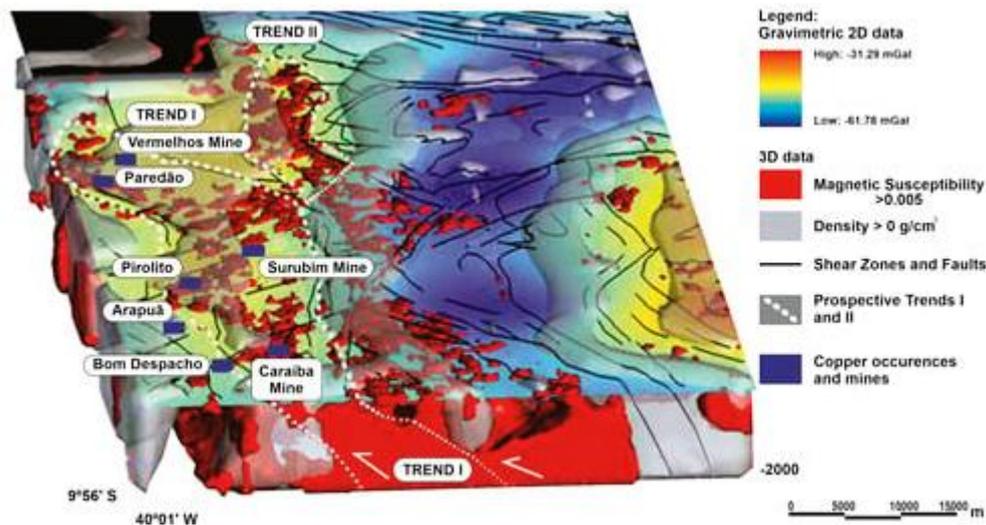


Рис. 12. Минеральная система IUCG в региональном разрезе. Основные перспективные тренды расположены в зоне контакта между доменами с высокой магнитной восприимчивостью ($> 0,005$ SI) и плотностью (> 0 г / см³).

На 3D-изображении красным обозначены области повышенной магнитной восприимчивости, серым - с положительным контрастом плотности. Можно видеть, что месторождения меди в основном связаны с повышенной восприимчивостью и повышенными значениями плотности. Фактически, они расположены вдоль тренда I - структуры, высокой плотности и восприимчивости. На северо-востоке эти условия схожи, но не исследованы.

Трехмерные магнитные и гравитационные инверсии показывают две основные перспективные тенденции, обе имеют форму сигмоидального сдвига. Эти тренды расположены в зоне контакта областей с высокой магнитной (восприимчивость $>0,005$ SI) и аномальной плотностью (>0 г/см³), связанной с содержанием магнетита и т.п.

Гидротермально-метасоматические изменения и связанная с ними минерализация в районе связаны с магнитными и гравитационными аномалиями, сходными с другими районами IOCG в кратоне Голер, Австралия; Кируне, Швеция; и магматической зоне Грейт-Беар, Канада.

Район Риачо-ду-Понтал.

В районе залежи меди не связаны с очевидными положительными значениями плотности и магнитной восприимчивости. Это согласуется с тем фактом, что вмещающие породы показали характеристики без явных аномалий плотности и восприимчивости. Оруденение меди связано со сдвиговыми разломами, но не с повышенной плотностью и содержанием магнетита. Эти сдвиговые зоны сопровождаются дискретными линейными магнитными особенностями: низкими магнитными аномалиями вблизи поверхности и высокой магнитной сигнатурой ($>0,005$ СИ) с увеличением глубин (>400 м) (рис. 13).

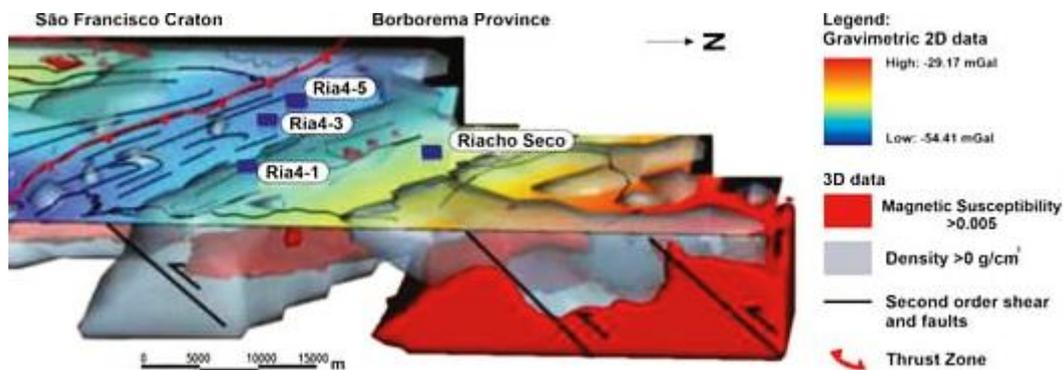


Рис. 13. Магнитно-гравиметрические инверсии MVI в районе Риачо-ду-Понтал. *Ria4-1, Ria4-3, Ria4-5 и Риачо-Секо являются основными месторождениями меди в районе.*

6. Минеральные системы рудных районов IOCG.

В региональном масштабе крупные литосферные структуры (ловушки минерализующих систем IOCG), контролирующие потоки рудоносных флюидов часто «видны» в гравитационных и магнитных данных - 3D инверсионных моделях.

В целом, сейсмотомографические изображения могут показывать границы кратонов. Эти граничные зоны благоприятны для рудоносных флюидов. Сохранившиеся кратонические регионы (SCLM) могут быть нанесены на карту как области с высокой сейсмической скоростью. Провинция IOCG Карахас и рудные районы Вале-ду-Кюрасас и Риачо-ду-Понтал расположены в переходной зоне между областями высоких и низких скоростей (рис. 4) и

могут отражать рефертилизацию SCLM. Месторождения IOCG, расположены вдоль кратонических краев. В этом контексте следует более подробно оценить обширные градиенты, обрамляющие зону высоких скоростей по обе стороны от восточно-центральной Бразилии.

Края кратонов характеризуются истончением литосферы и представляют собой зоны сильной тектонизации, создающие участки растяжения или транспрессии вдоль транзитосферных разломов. Эти крупные сдвиговые зоны часто используются для внедрения расплавов в земную кору. Например, районы IOCG в Австралии, включая м-ние мирового класса Олимпик Дам в кратоне Гоулер, связаны с наличием крупных магматических провинций, которые могут содержать значительное количество интрузивных кислых пород. В рудных районах Риачо-ду-Понтал и Вале-ду-Кюрасас структурные интерпретации показывают, что региональная зона первичного надвига неоднократно активизировалась с образованием многочисленных сдвиговых зон.

Сигмоидальные или “SC-образные” структуры указывают на основные системы сдвига. Фрактальные структуры, имитирующие структуры типа “SC”, систематически повторяются на макро- и микромасштабах. Эти структуры служат критическими путями для восходящего потока флюидов, способствуя взаимодействию между флюидом и породой. Дуплексные, полосовые и асимметричные структуры довольно распространены вдоль системы сдвига. Наиболее важные ловушки для вмещающих рудных тел включают (а) зоны соединения структур типа “SC”; (б) фрактальные структуры типа “С” второго или третьего порядка; (в) изгибы вдоль зон сдвига как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях, где обычно залегает высококачественная брекчия; (г) пересечения разломов, весьма благоприятные для вмещающих брекчиевых руд; и (д) зоны пластичного сдвига, активизированные позднехрупкими разломами, которые обогащают рудные отложения.

Часто литологические границы между подразделениями с разной компетенцией имеют решающее значение для размещения коридоров высоких деформаций. Таким образом, зоны контакта с подходящими породами, такими как парагнейсы, гранулиты, гранулитовые ортогнейсы и формации полосчатого железа (BIFs), обычно захватываются для просачивания гидротермальных флюидов, связанных с зонами сдвига. В районе Вале-ду-Кюрасас, учитывая только эпигенетический процесс минерализации IOCG, вмещающими породами являются преимущественно кислые гранулитовые породы.

Рудные тела часто принимают сигмоидальную форму, поскольку они часто располагаются в зонах сдвига. Часто вдоль гидротермальных систем IOCG обнаруживаются зоны трубчатых брекчий раннего, син- и позднектонического типа. Изменение направления

и понижение вдоль зон сдвига, как по горизонтали, так и по вертикали, действует как структурная ловушка как для гидротермальных, так и для трубчатых брекчий. Как правило, богатые брекчией руды расположены в центральной зоне гидротермальной системы.

Гидротермальные изменения характеризуются ранним высокотемпературным превращением Na (альбита) (500-700°C; в низкотемпературное превращение K-Fe (<350 °C)). Высокотемпературное изменение альбита может быть связано с магма-гидротермальными системами. Железо хорошо растворимо при высоких температурах и в солевых жидкостях и усиливается за счет увеличения H^+ в системе жидкостей, что приводит к более интенсивным потокам железа.

В районах Риачо-ду-Понтал и Вале-ду-Кюрасас гидротермальные изменения связаны с флюидами средней и высокой температуры. Гало изменений простирается от 1 до 5 км в ширину, следуя за основными зонами сдвига. Содовое изменение более дистальное и калиевое, а кальциевое и железистое изменения более проксимальные в обоих районах. Южные месторождения Суссуарана, Карайба и Сурубим связаны с более глубокими и высокотемпературными натриево-калиевыми гидротермальными изменениями в отличие от месторождения Вермельо, в котором гидролитические изменения происходили в более мелких зонах гидротермальной системы IOCG. Как правило, серия магнитных диполей связана с зонами сдвига и гидротермальными ореолами.

Общая схема гидротермального районирования месторождений IOCG обычно вертикальная - от преобладающего магнетита на глубине до преобладающего гематита на более мелких уровнях. Используя эту модель, можно интерпретировать район Риачо-ду-Понтал как расположенный в самой мелководной части системы IOCG (рис. 14).

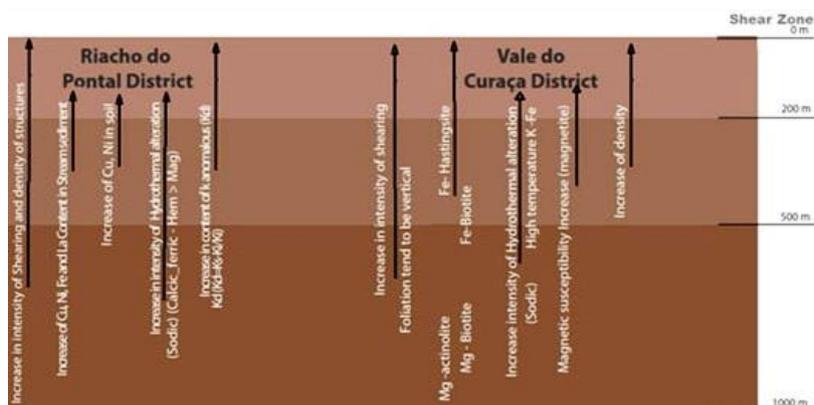


Рис. 14. Основные геологические, геохимические, структурные и геофизические векторы, иллюстрирующие рудные районы Вале-ду-Кюрасас и Риачо-ду-Понтал.

Таким образом, необходимо выполнить дополнительную работу по выявлению более глубоких (или более эродированных) участков системы IOCG, связанных с большим количеством магнитных и плотностных объектов.

7. Поисковый потенциал рудных районов.

С помощью 2D- и 3D-картографирования можно проверить изменение этих параметров в зависимости от расстояния до месторождений или проявлений. Увеличение или уменьшение интенсивности этих процессов отражает векторы, ведущие к изученным системам IOCG (рис. 14).

Район Риачо-ду-Понтал:

(a) Структура: увеличение интенсивности сдвига и плотности структур в направлении вторичных структур. Слоистость имеет тенденцию быть вертикальной. Независимо от структурного режима, большинство месторождений в обоих районах контролируются изгибами вмещающих пород.

(b) Речные отложения и почва: аномалии содержания Cu, Ni, Fe и La в речных отложениях и Cu (Ni, Ce и La) в почве.

(c) Низкие магнитные аномалии, связанные с Kd (Kd-аномальный калий) и зонами сдвига.

(d) Низкие магнитные аномалии (обилие гематита, связанное с рудными зонами).

Район Вале-ду-Кюрасас:

(a) Связь на региональном уровне с высокими гравиметрическими и магнитными аномалиями.

(b) Исследуемая нами территория находится внутри области с относительно высокой скоростью, ограниченной на востоке областью с низкой скоростью. Область с высокой скоростью предположительно указывает на кратоническую область, а область с меньшей скоростью - на границу кратона.

(c) Месторождения тесно связаны с магнитными и гравиметрическими тенденциями NS, которые интерпретируются как имеющие чувствительность $>0,09$ SI и плотность >0 г/см³.

(d) Гидротермальные изменения: увеличение аномалий связано с гидротермальными процессами: (1) дистальные изменения содержания натрия и (2) минерализованная зона, в значительной степени связанная с изменением содержания железа и кальция. Увеличение содержания Fe-актинолита FeO_t/и Fe-биотита в направлении более гидротермализованных измененных зон.

Тем не менее, в районе Вале-ду-Кюрасас сохраняется нетипичная парадигма: выбор новых объектов не обязательно проводится в ультраосновных породах. Система IOCG может развиваться в любой вмещающей породе на различной глубине.

8. Выводы.

1. Изучение особенностей месторождений IOCG в Бразилии показывает, что эти месторождения могут находиться в любом типе горных пород с определенными типами гидротермальных изменений и на разных глубинах. Трехмерное геологическое моделирование в сочетании с геофизической и структурной интерпретацией может облегчить пространственное и временное понимание гидротермальных систем районов Вале-ду-Кюрасас и Риачо-ду-Понтал.

2. Рудные районы Вале-ду-Кюрасас и Риачо-ду-Понтал расположены в различных геологических и тектонических условиях, и более раннее событие минерализации IOCG, произошедшее в пределах кратона Сан-Франциско, связано с гидротермальными процессами палеопротерозоя (около 2-2, 2 млрд лет назад). В подвижном поясе Бразилии обнаружена более молодая фаза минерализации IOCG в неопротерозое (около 750-570 млн лет назад).

3. Оба района IOCG развивались в тектонической обстановке дуги, перекрытой сдвиговыми зонами.

4. Интерпретация гравиметрических и магнитных данных показывает различные магнитные и гравиметрические характеристики для этих двух рудных районов:

Район Вале-ду-Кюрасас находится в зоне высокой региональной гравиметрической активности. Он имеет 110 км в длину и 22 км в ширину и демонстрирует сильную взаимосвязь с магнитными и гравиметрическими аномалиями

Региональная гравиметрическая сигнатура района Риачо-ду-Понтал в основном связана с отрицательной аномалией Буге NW–SE. Эта отрицательная аномалия представляет собой коллизионный шов между кратонным блоком и подвижным поясом Риачо-ду-Понтал. Залежи IOCG района находятся в областях с низкой гравиметрической подписью. Породы имеют плотность 2,7–2,78 г/см³, а наиболее сильно измененные породы имеют плотность 2,75–3,1 г/см³.

5. Магнитные сигнатуры довольно отчетливы. Рудные коридоры в районе Вале-ду-Кюрасас связаны с магнитными аномалиями, расположенными в западной части орогена. С другой стороны, месторождения меди, расположенные в поясе района Риачо-ду-Понтал, расположены в зонах с очень слабыми магнитными аномалиями или без них.

6. MVI показывает две основные перспективные тенденции северо-запада в районе Вале-ду-Кюрасас: тенденции I и II имеют форму сигмоидального сдвига. Эти тренды расположены в зоне контакта между доменами с высокой намагниченностью (восприимчивость >0,005 SI) и аномалиями плотности (>0 г/см³) и демонстрируют контраст по плотности и содержанию магнетита. Trend I имеет 40 км в длину и 10 км в ширину. Здесь расположены м-ния Карайба,

Сурубим, Вермельо и др., и это наиболее важная тенденция размещения месторождений IOCG в районе.

7. Общая схема гидротермального районирования месторождений IOCG в основном вертикальная - от магнетитового с преобладанием на глубине до гематитового с преобладанием на верхних уровнях. Неопротерозойский рудный район Риачо-ду-Понтал можно интерпретировать как расположенный в самой «мелководной» части системы IOCG. Необходимо выполнить дополнительную работу по поиску более глубоких (или более эродированных) участков системы IOCG, связанных с более магнитными и плотными участками (цели в северной части района).

8. Обширные территории, расположенные по бокам от изображения высокоскоростной сейсмической томографии, которые уже контролируют в широком масштабе провинцию Каракас IOCG и рудные районы Риачо-ду-Понтал и Вале-ду-Кюрасас в Бразилии, должны быть оценены более подробно в рамках дальнейших поисковых программ.

ИСТОЧНИКИ:

1. Douxdoux Kumakele Makutu, Jung Hun Seo, Insung Lee, Jihye Oh, Pilmo Kang, Albert Tienge Ongendangenda and Frederic Mwanza Makoka. «MAGMATIC-HYDROTHERMAL FLUID PROCESSES OF THE SN-W GRANITES IN THE MANIEMA PROVINCE OF THE KIBARA BELT (KIB), DEMOCRATIC REPUBLIC OF CONGO». *Minerals* 2023, 13.
2. Guang Qi, Guixiang Meng, Jiayong Yan, Hejun Tang and Ronghui Xue. «THREE-DIMENSIONAL GEOLOGICAL–GEOPHYSICAL MODELING AND PROSPECTING INDICATIONS OF THE ASHELE ORE CONCENTRATION AREA IN XINJIANG BASED ON IRREGULAR SECTIONS». *Minerals* 2023, 13.
3. Mao Tan, Xiaowen Huang, Yumiao Meng and Houmingrui Tan. «TRACE ELEMENT COMPOSITION OF MOLYBDENITE: DEPOSIT TYPE DISCRIMINATION AND LIMITATIONS». *Minerals* 2023, 13.
4. Martin Köhler 1, Delira Hanelli, Stefan Schaefer, Andreas Barth, Andreas Knobloch, Peggy Hielscher, Joana Cardoso-Fernandes, Alexandre Lima and Ana C. Teodoro. «LITHIUM POTENTIAL MAPPING USING ARTIFICIAL NEURAL NETWORKS: A CASE STUDY FROM CENTRAL PORTUGAL». *Minerals* 2021, 11.
5. Sankaran Rajendran, Salah al-Khirkbash, Bernhard Pracejus, Sobhi Nasir, Amani Humaid Al-Abri, Timothy M. Kusky, Abduwasit Ghulam. «ASTER DETECTION OF CHROMITE BEARING MINERALIZED ZONES IN SEMAIL OPHIOLITE MASSIFS OF THE NORTHERN OMAN MOUNTAINS: EXPLORATION STRATEGY». *Ore Geology Reviews* 2011.
6. Sérgio Roberto Bacelar Hühn, Adalene Moreira Silva, Francisco José Fonseca Ferreira and Carla Braitenberg. «MAPPING NEW IOCG MINERAL SYSTEMS IN BRAZIL THE VALE DO CURAÇÁ AND RIACHO DO PONTAL COPPER DISTRICTS». *Minerals* 2020, 10.
7. Yun Bai, Chunying Guo, Pengfei Zhu, Jianji Tian and Zilan He. «THREE-DIMENSIONAL PREDICTION AND EVALUATION OF BAIYANGHE URANIUM DEPOSIT IN THE XUEMISTAN VOLCANIC BELT, XINJIANG». *Minerals* 2023, 13.