



ФГБУ «ВИМС»

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

№ 7

Редактор-составитель: В.В. Коротков

СОДЕРЖАНИЕ:	Стр.
ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ В ПОИСКОВЫХ ЦЕЛЯХ на примере медно-порфирирового района Дубаошань (Китай)	4
1. Введение.....	4
2. Геология района.....	5
3. Используемые методы и полученные результаты.....	7
3.1 Сбор и обработка данных.....	7
3.2 Многомерный компонентный анализ	9
3.3 Анализ фрактальной модели спектральной области.....	13
4. Выводы.....	16
МНОГОМЕРНОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ ДАННЫХ ДЛЯ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МЕТОДА ПРИНЯТИЯ РЕШЕНИЙ (регион Кодеган-Басиран, Восточный Иран)	17
1. Введение.....	17
2. Геология района.....	18
3. Материалы и методы обработки.....	19
3.1 Геохимическое опробование.....	19
3.2 Данные дистанционного зондирования.....	20
3.3 Геофизические данные.....	21
3.4 Анализ геохимических данных.....	21
4. Анализ и результаты.....	23
4.1 Анализ дистанционного зондирования ЕТМ.....	23
4.2 Анализ аэромагнитометрических данных.....	25
4.3 Геохимический прогноз состава минерализации.....	26
5. Полевые заверочные работы.....	33
6. Выводы.....	34
МУЛЬТИСЕНСОРНАЯ СЪЕМКА С БПЛА, ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ И 3D-МОДЕЛЬ М-НИЯ ПСЕВДОСКАРНА (Плуманак, Французская Бретань)	35
1. Введение.....	35
2. Геология района.....	36
3. Данные с БПЛА.....	37
3.1 Мультиспектральные.....	37
3.2 Магнитные.....	38
4. Наземная петрофизика.....	39
5. Результаты.....	40
5.1 Геологическое картирование с БПЛА.....	40
5.2 Магнитное моделирование.....	42
5.3 Окончательная модель с геологическими ограничениями.....	44
5.4. 3D-геологическое моделирование.....	45
6. Обсуждение.....	47
7. Выводы.....	48
ОРУДЕНЕНИЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО УРАНА: СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ, ГЕОХИМИЯ ИЗМЕНЕНИЙ, ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ (Рохиле, Штат Раджастанхан, Западная Индия)	50
1. Введение.....	50
2. Геология района.....	53

3. Геология месторождения.....	54
4. Методы исследований.....	59
4.1 Петрография.....	59
4.2 Электро-зондовый микроанализ.....	60
4.3 Химическая характеристика ключевых минералов с помощью EPMA.....	62
4.4 Характеристика гидротермально-метасоматических изменений.....	65
5. Обсуждение.....	66
5.1 Контроль полиметаллической минерализации.....	72
5.2 Признаки полиметаллической минерализации.....	74
5.3 Сравнение м-ния Рохиле с мировыми объектами данного типа.....	75
6. Выводы.....	77
2D и 3D СЕЙСМОРАЗВЕДКА ДЛЯ ПРОГНОЗНЫХ МОДЕЛЕЙ М-НИЙ УРАНА ПЕСЧАНИКОВОГО ТИПА. (<i>бассейн Эрлиан, Китай</i>).....	79
1. Введение.....	79
2. Геология и урановое оруденение района.....	81
3. Сейсмические исследования.....	83
3.1 Сбор и обработка данных.....	83
3.2 Интерпретация и инверсия.....	84
4. Результаты и обсуждение.....	86
4.1 М-ние Баянвул- Юг.....	86
4.2 М-ние Сайхангаоби-Юг.....	89
4.3. М-ние Хадату-Юг.....	90
4.4. Прогнозная модель.....	94
5. Выводы.....	96
ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ВОЛЬФРАМОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ОБУЧЕНИЯ ЗА НЕСКОЛЬКО ШАГОВ (<i>Южная Провинция Цзянси, Китай</i>).....	98
1. Введение.....	98
2. Геология и минеральные системы района исследований.....	99
3. Используемые данные и методы машинного обучения.....	103
3.1 Платформа обучения с «несколькими выстрелами».....	103
3.2 Сравнительные алгоритмы машинного обучения.....	106
3.3 Метрика производительности.....	107
4. Результаты.....	108
4.1 Анализ дисбаланса данных SMOTE Augmentation.....	108
4.2 Оценка точности и обобщения модели.....	110
4.3 Цели прогнозного моделирования.....	114
5. Обсуждение.....	116
6. Выводы.....	118
<i>ИСТОЧНИКИ:</i>	119

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ В ПОИСКОВЫХ ЦЕЛЯХ на примере медно-порфирового района Дуобаошань (Китай) [6]

1. Введение

Геохимические методы разведки были доминирующими в разведке полезных ископаемых и количественном прогнозировании минеральных ресурсов. С 1970-х годов геологи в разных странах накопили большое количество многомасштабных и многоэлементных геохимических данных в процессе разведки полезных ископаемых. Обработка геохимических данных особенно важна, незаменима и имеет решающее значение в поисковой геохимии.

В текущем исследовании предложено несколько методов обработки геохимических данных для распознавания пространственных образов и выделения аномалий в моделях геохимических данных съемок, таких как обычный статистический анализ, методы статистики локальных разрывов, многомерный статистический анализ, анализ поиска данных, геостатистика, а также фрактальные и мультифрактальные методы, среди которых фрактальная и мультифрактальная теория идентификации аномалий и извлечения является методом обработки, который был предложен и быстро и эффективно развивался в последние годы.

Концепция "фрактальной геометрии" была создана в 1983 году. Она была применена к анализу сложных явлений, за которым последовали несколько смежных исследований, предполагающих, что пространственное распределение и частоты геохимических элементов могут подчиняться самоподобию во фрактальных моделях. Для выделения геохимических аномалий была предложена серия фрактальных локальных методов: фрактальная модель "концентрация–площадь" (C–A), фрактальная модель "концентрация–объем" (C–V), фрактальная модель "площадь спектра" (S–A), фрактальная модель фрактальная модель пространств признаков с собственными значениями (N– λ) и аналогичная фрактальная модель пространства Уолша. Эти методы не только учитывают распределение глубинной информации о геохимических полях, но также учитывают пространственную корреляцию, геометрические закономерности и масштабную инвариантность, тем самым обеспечивая эффективную декомпозицию сложных в дополнение к глубоким фоновым и наложенным аномалиям в комплексной геохимии. Изучение и количественный анализ фрактальных и мультифрактальных геохимических данных позволяет извлечь информацию о слабо проявленных геохимических аномалиях, которые трудно идентифицировать в сложных геологических условиях, что позволяет понять закономерности распределения геохимических элементов. В настоящее время фрактальные и мультифрактальные методы обработки геохимических данных широко используются при поисках.

С развитием цифровизации требования к способности идентифицировать геохимические аномалии постепенно возрастают. Предложен метод преобразования логарифмического отношения для улучшения способности распознавания геохимических аномалий, поскольку геохимические данные обычно представляют собой данные о составе – пространство Эйтчисона. В методах обработки данных геохимических съемок, их геометрическое пространство основано на евклидовом пространстве, поэтому использование логарифмических преобразований для преобразования компонентных данных в соответствующее пространство может помочь в более точном выявлении и разложении геохимических аномалий. Многие исследования показали, что метод преобразования логарифмического отношения может более эффективно выявлять истинные схемы пространственного распределения элементов, и устранение эффекта замыкания данных геохимических съемок. Распространенные методы преобразования логарифмического отношения включают аддитивное логарифмическое отношение - преобразование (ALR), центрированное логарифмическое отношение - преобразование (CLR) и изометрическое логарифмическое отношение - преобразование (ILR).

2. Геология района.

Район Дуобаошань в провинции Хэйлуцзян расположен на северной оконечности полиметаллического металлогенического пояса Восточный Уджимцинь Баннерно–Ненцзян. В течение последних десятилетий поисков в этом районе было выявлено ряд месторождений (рис. 1). Из-за геологической сложности района и многофазного характера минерализации геохимические данные обычно не удовлетворяются единой формой статистического распределения, поэтому традиционные статистические методы плохо подходят для выявления и идентификации распределения минерализации в геохимических данных. В этом исследовании 14 элементов, Ag, As, Au, Bi, Cu, Fe, Hg, Mn, Mo, Ni, Pb, Sb, W и Zn в геохимических почвенных данных масштаба 1:50,000 из района Дуобаошань были обработаны на основе многомерного компонентного анализа данных и пространственного распределения, а также внутренних структурных характеристик исходных данных, логарифмических данных и преобразованные в ILR данные сравнивали с использованием данных (EDA). Для получения комбинаций основных компонентов PC1 и PC2, связанных с минерализацией исследуемой территории, был применен анализ основных компонентов (RPCA). Фрактальная модель spectrum–area (S-A) была дополнительно использована для декомпозиции составных геохимических аномалий основного компонента PC1 и PC2, таким образом, более эффективно выявляя истинную картину пространственного распределения геохимических элементов в

исследуемом районе, предоставляя идеи и направления для дальнейших поисков полезных ископаемых в этом районе.

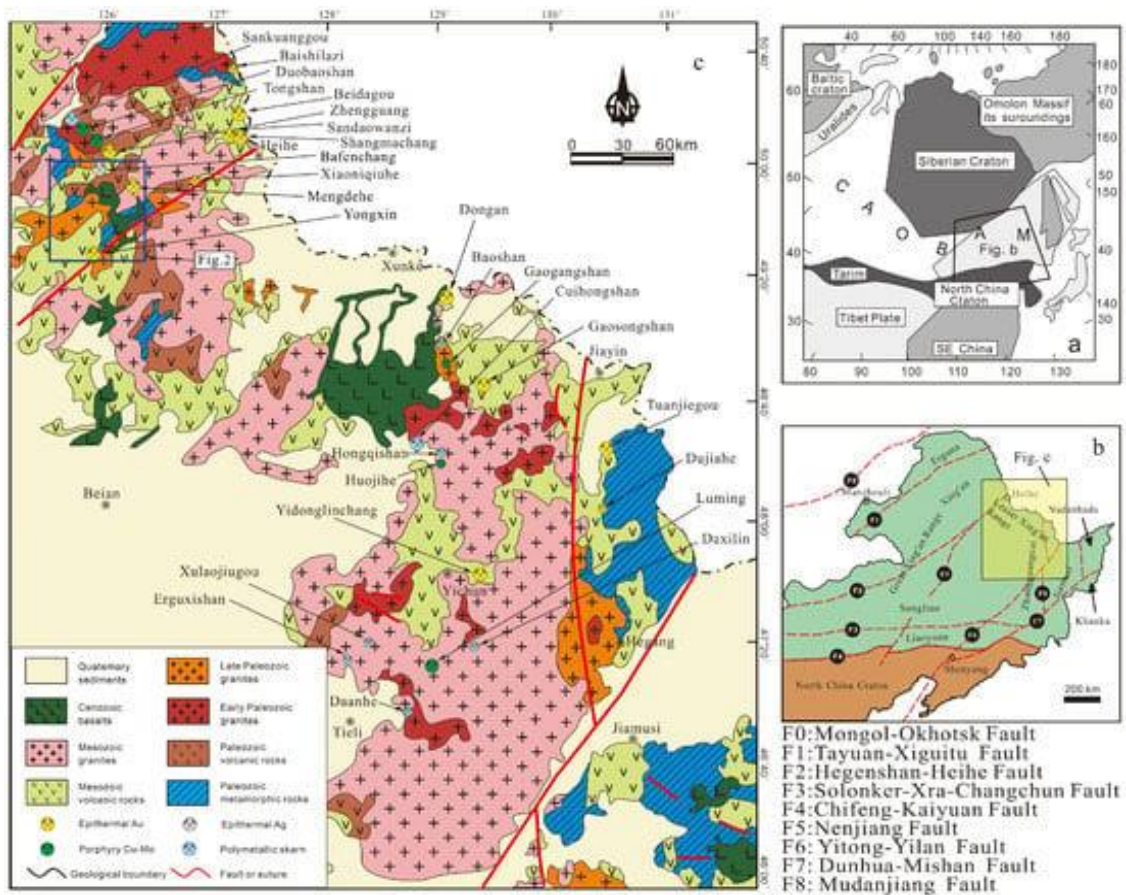


Рис. 1. (a,b) Тектонические подразделения Северо-Восточного Китая и (c) региональная геологическая карта Малого Синяньского хребта.

Исследуемый район расположен на восточной оконечности Центрально азиатского орогенного пояса (рис. 1a), на слиянии Большого и Малого хребта Синъянь (рис. 1б). Северо-восточный хребет Большого Синъяня представляет собой сложную тектоническую зону, которая претерпела длительную и магматическую и тектоническую эволюцию, со сложной серией микроплитных переходов между Сибирской и Северо-Китайской плитами. Район Малого Синъяньского хребта характеризуется развитием вулканических, метаморфических и интрузивных пород разного возраста. В последние годы были обнаружены различные крупные и средние месторождения, такие как порфировые медно-молибденовые месторождения в Туншане и Дуобао Шане; железо-медные (молибденовые) месторождения кремнеземного типа, такие как в Цуйхуншане и Сюлаоцзюгоу; и низкотемпературные гидротермальные месторождения Au, такие как Чженгуан, Сандаованзи и Туаньцзегоу (рис. 1с). Этот район обладает также большим металлогеническим потенциалом на золото - были обнаружены месторождения Юнсинь, Мендехэ, Бафенчан и многие другие.

Большинство месторождений расположены на пересечении основных разломов СВ ориентировки и вторичных структур, ориентированных на СЗ, и обычно сопровождаются

гидротермальные изменениями, такими как окремнение, пиритизация, хлоритизация и карбонатизация.

3. Используемые методы и полученные результаты.

3.1. Сбор и обработка данных

Геохимические данные взяты из опробования почвы в масштабе 1:50 000 на площади в 1334 км². Всего было собрано 10 314 образцов почвы. Плотность отбора составляла 9 проб на км². Слой отбора - слой В, глубина отбора - 30-80 см. Образцы были обработаны до 200 меш. Методы анализа на четырнадцать элементов, Ag, As, Au, Bi, Cu, Fe, Hg, Mn, Mo, Ni, Pb, Sb, W и Zn приведены в таблице 1.

Табл. 1.

Element	Analysis Method	Detection Limit	Precision (RSD%)
Ag	ES	0.02 mg/kg	5.32
As	AFS	0.20 mg/kg	4.98
Au	GAAS	0.30 mg/kg	4.39
Bi	AFS	0.03 mg/kg	4.71
Cu	XRF	1.00 mg/kg	4.54
Hg	AFS	0.01 mg/kg	6.72
Mn	XRF	5.60 mg/kg	2.49
Mo	ES	0.24 mg/kg	6.99
Ni	XRF	2.80 mg/kg	1.31
Pb	XRF	1.50 mg/kg	3.67
Sb	AFS	0.05 mg/kg	5.37
W	POL	0.31 mg/kg	4.92
Zn	XRF	3.00 mg/kg	2.59
Fe	XRF	0.05 mg/kg	2.22

Преобразование логарифмического соотношения и анализ главных компонент.

Геохимические данные являются типичными данными о составе. Сумма всех содержаний элементов в композиционных данных представляет собой постоянную величину, известную как “эффект замыкания”. Эффект замыкания может привести к псевдокорреляции между геохимическими переменными, что делает результаты методов обработки данных, основанных на корреляциях между элементами, неопределенными. Большинство данных о составе не соответствуют характеристикам нормального распределения; в традиционных геохимических исследованиях часто выбирается логарифмическое преобразование, чтобы они соответствовали характеристикам нормального распределения. Однако эффект замыкания влияет на логарифмически преобразованные данные и не позволяет получить комбинации элементов с четким указанием минерализации. Использовались преобразования ALR и CLR для преодоления эффекта замкнутости в данных о составе. Преобразование ILR, основано на предположении, что пространству выборки задана евклидова геометрия. Преобразование логарифмического отношения устраняет эффекты замкнутости в данных о составе путем преобразования исходных геохимических данных из геометрии данных о составе в евклидово пространство.

По сравнению с неизометрическими преобразованиями, ALR и CLR, переменные в евклидовом пространстве изменятся после преобразования; преобразование ILR может гарантировать, что относительное расстояние между переменными до и после преобразования компонентных данных остается неизменным и более подходит для обработки компонентных данных. Однако этот метод является асимметричным, и соответствие между переменными будет нарушено после преобразования ILR, поэтому преобразованные переменные не могут быть интерпретированы напрямую. Использовалась комбинация преобразования ILR и анализа главных компонент (RPCA), в которой ILR преобразует исходные данные, которые затем анализируются с использованием метода RPCA для получения оценок основных компонент, а также нагрузок, а затем преобразует их в систему координат CLR с использованием стандартного обратного ортогонального базиса. Затем данные преобразуются в систему координат CLR для установления взаимосвязи с исходными переменными. Таким образом, решена проблема несоответствия переменных после преобразования ILR. Более того, по сравнению с традиционным анализом главных компонент, RPCA основан на надежной статистике, которая может подавлять влияние выбросов в геохимических данных на результаты анализа главных компонент путем построения надежной ковариационной матрицы. В настоящем исследовании используется формула преобразования ILR, как показано ниже:

$$CLR(x) = \ln \frac{x_i}{\left\{ \prod_{j=1}^D x_j \right\}^{\frac{1}{D}}}, i = 1, 2, \dots, D$$

$$ILR(x) = \sqrt{\frac{i}{i+1}} \ln \frac{\sqrt[i]{\prod_{j=1}^i x_j}}{x_{i+1}}, i = 1, 2, \dots, D-1$$

Фрактальная модель спектральной области.

Использован фрактальный метод разложения составных и наложенных аномалий, разработанный на основе принципа обобщенного самоподобия, который также известен как фрактальная модель области спектра (S-A) или метод фрактальной фильтрации. Геохимическое поле подчиняется самоподобию между индексами и шкалами, и конкретные геологические процессы или явления, имеющие пространственное значение, обычно реагируют на фракцию самоподобием. В пространстве частотной области метод S-A основан на этом самоподобии для построения фрактального фильтра и инвертирования отфильтрованной фракталом информации обратно в пространственную область с использованием преобразования Фурье для получения разложенных карт фона и аномалий. Выражение S-A показано ниже:

$$A(\geq S) \propto S^{-\beta}$$

где S отражает плотность спектра; $A(\geq S)$ отражает область в пространственной области, где плотность энергетического спектра больше S ; и β - экспоненциальный коэффициент. Когда спектральная плотность энергии (S) больше, чем спектральная плотность ($A(\geq S)$) в пространственной области, подчиняющейся экспоненциальной зависимости, тогда они одновременно берутся логарифмически и наносятся на логарифмический график. На построенном графике $\ln S - \ln A(\geq S)$ могут быть отражены различные линейные и фрактальные взаимосвязи в соответствии с различиями между интервалами, где берется S , и различиями между прямолинейными сегментами при использовании интервалов. Распределение демаркационных точек используется для определения порога фрактального фильтра.

3.2 Многомерный компонентный анализ.

Результаты элементного анализа 10 314 образцов почвы, собранных в пределах исследуемой территории, были проанализированы с использованием программного обеспечения SPSS и R. Геохимические характеристики 14 элементов обсуждались в соответствии с их средними значениями и стандартными отклонениями (табл. 2), и исходные данные, данные, преобразованные в журнал, и данные, преобразованные ILR, были статистически проанализированы для выявления статистических закономерностей между элементами. Метод поискового анализа данных (EDA) также использовался для визуализации данных с использованием прямоугольных графиков, гистограмм плотности и графиков с двойными метками, чтобы можно было быстро и точно получить внутреннюю структуру и характеристики рассеивания данных.

Табл. 2.

Статистика исходных данных, логарифмически преобразованных данных и данных преобразования изометрического логарифмического отношения проб исследуемой области.

Element		Ag	As	Au	Bi	Cu	Hg	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	W	Zn	Fe
Minimum		0.04	1.00	0.10	0.05	3.20	0.01	85.00	0.25	3.10	9.00	0.04	0.27	15.00	0.59
percentiles	25%	0.07	8.30	0.70	0.30	18.90	0.03	658.00	0.80	22.40	23.20	0.49	1.76	62.70	3.57
	50%	0.08	9.80	1.00	0.34	22.50	0.03	972.00	0.96	25.70	25.60	0.57	1.96	73.50	3.96
	75%	0.10	12.10	1.50	0.38	25.90	0.04	1228.00	1.18	29.60	28.40	0.69	2.17	84.60	4.34
Maximum		3.58	151.20	1309.50	23.04	193.50	1.22	6865.00	108.90	194.20	228.60	12.89	50.86	347.00	8.67
Std		0.08	5.35	17.60	0.36	8.57	0.02	455.00	1.50	8.85	5.94	0.30	1.11	18.80	0.63
Mean		0.09	10.70	1.74	0.37	23.40	0.03	977.00	1.11	26.70	26.20	0.62	2.06	75.30	3.93
Raw	Skew	17.77	9.22	66.50	37.28	4.82	22.19	1.42	42.38	5.20	8.55	13.11	22.75	2.32	-0.27
	Kurt	547.06	169.66	4655.68	1966.62	55.15	930.34	9.08	2682.53	68.48	195.55	379.33	765.61	17.65	2.28
	MAD	0.02	2.67	0.59	0.06	5.19	0.01	418.09	0.28	5.34	3.85	0.13	0.31	16.16	0.58
log10	Skew	2.27	0.44	1.41	2.13	0.16	0.64	-0.76	2.04	-0.17	1.17	0.96	1.68	0.16	-1.58
	Kurt	9.72	6.05	7.40	19.70	4.03	5.89	0.60	13.43	5.32	9.64	7.87	19.51	2.63	7.41
	MAD	0.10	0.11	0.23	0.07	0.10	0.13	0.18	0.13	0.09	0.06	0.11	0.07	0.10	0.06
ILR	Skew	1.78	0.50	1.45	2.43	0.66	0.77	-0.73	1.86	0.67	0.12	0.94	1.87	0.41	-0.66
	Kurts	7.32	4.38	8.30	20.50	4.11	5.52	0.42	12.05	6.63	2.30	8.69	15.45	0.85	4.22
	MAD	0.24	0.26	0.49	0.15	0.19	0.28	0.44	0.28	0.17	0.18	0.22	0.16	0.23	0.15

Значение медианного абсолютного отклонения (MAD) отражает медиану абсолютного значения новых данных, полученных путем вычитания медианы из исходных данных. Среднее значение и стандартное отклонение данных подвержены выбросам и менее стабильны, тогда как MAD, основанный на надежной статистике, меньше подвержен выбросам, более стабилен и точнее представляет центр обработки данных и степень рассеивания данных. В таблице 2 видно, что значения MAD исходных данных сильно варьируются в среднем значении и

стандартном отклонении содержания элементов. Этот результат также отражает разницу в пространственном распределении различных элементов из-за влияния различных геологических элементов исследуемой области.

Из таблицы 2 и прямоугольного графика (рис. 2а) видно, что асимметрия и эксцесс исходного набора данных слишком высоки, чтобы соответствовать требованиям нормального распределения; пространственный масштаб исходного набора данных велик, данные разбросаны, а некоторые элементы имеют большое количество дискретных точек с высоким значением. По сравнению с исходным набором данных, преобразованные в логарифмическом формате и ILR-преобразованные данные (табл. 2 и рис. 2b, c) демонстрируют существенно меньшую изменчивость в масштабе распределения элементов, и данные по каждому элементу лежат по существу на том же порядке величины; асимметрия элементов и пиковое состояние были значительно улучшены, смещение и эксцесс элементов приблизились к нормальному распределению. Кривая плотности (рис. 3) также показывает распределение с одним пиком. Напротив, исходные данные не показывают соответствующей кривой плотности из-за больших различий в масштабе; преобразованные элементные данные однородны, и данные имеют тенденцию к центрированию, что в большей степени соответствует требованиям многомерного статистического анализа.

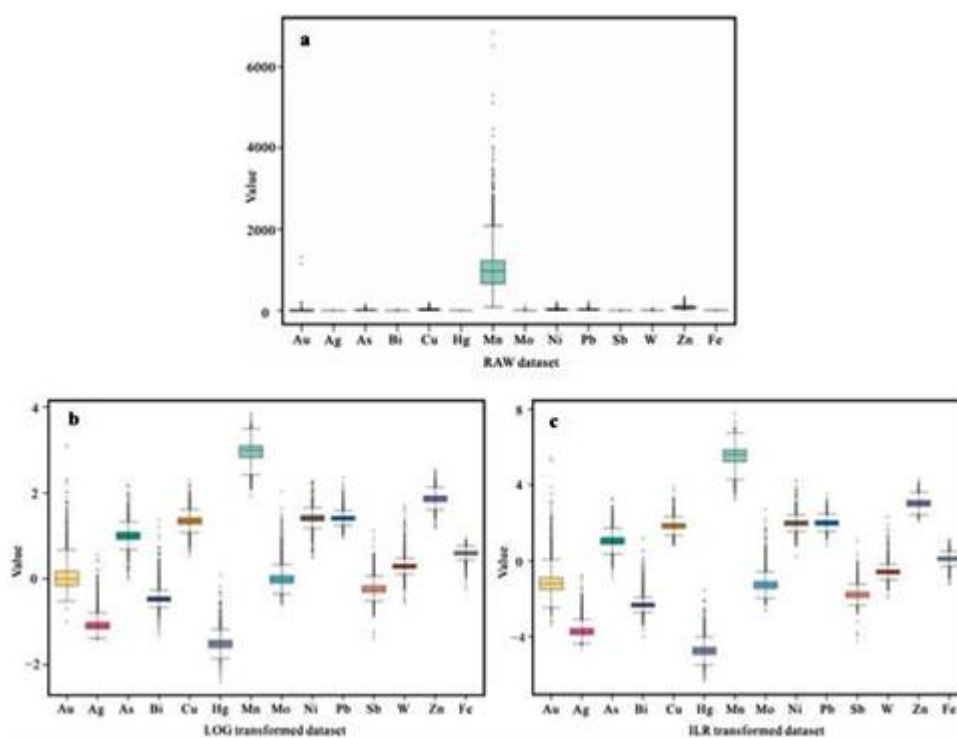


Рис. 2. Прямоугольные графики (а) необработанных, (b) логарифмически преобразованных и (c) ILR-преобразованных наборов данных о металлогенетических элементах.

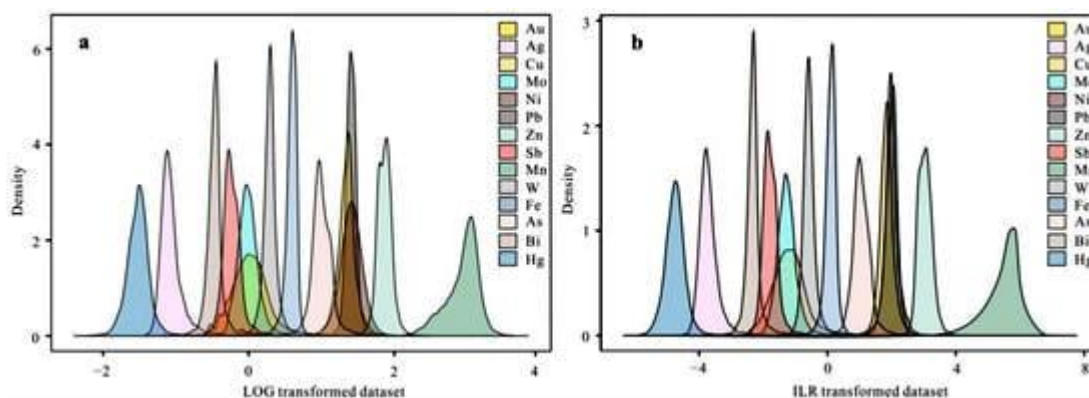


Рис. 3. Кривые плотности (а) логарифмически преобразованных и (б) ILR-преобразованных наборов данных о металлогенетических элементах.

Чтобы лучше изучить закономерности корреляции и совместной ассоциации между элементами в исследуемой области, результаты анализа главных компонент (PCA) визуализированы в этом исследовании путем объединения графиков меток метода EDA. Из рисунка 4а, б видно, что исходные данные и логарифмически преобразованные данные имеют положительную нагрузку на все элементы в главном компоненте PC1, и никакой информации о корреляции между элементами получить невозможно. В отличие от основного компонента PC2, два показывают лишь незначительные различия, и результаты анализа главного компонента ограничены эффектом закрытия данных. Для данных, основанных на преобразовании ILR (рис. 4с, d), после PCA и RPCA переменные были активными, эффект замыкания был явно устранен, и взаимосвязь между преобразованными данными была намного более четкой. Они также указывают на то, что основные компоненты, полученные этим методом, являются более репрезентативными, при этом Au, As, Cu, Fe, Hg, Pb и Sb демонстрируют положительные нагрузки в основном компоненте PC1, а Au, Ag, Mn и Zn демонстрируют положительные нагрузки в основном компоненте PC2, причем Au является наиболее дискретным элементом, а также имеет высокие нагрузки как в основных компонентах PC1, так и в компонентах PC2, что указывает на то, что Au является основным компонентом PC1. основной рудообразующий металл, и что основные компоненты PC1 и PC2 могут отражать комбинацию элементов, связанных с минерализацией Au.

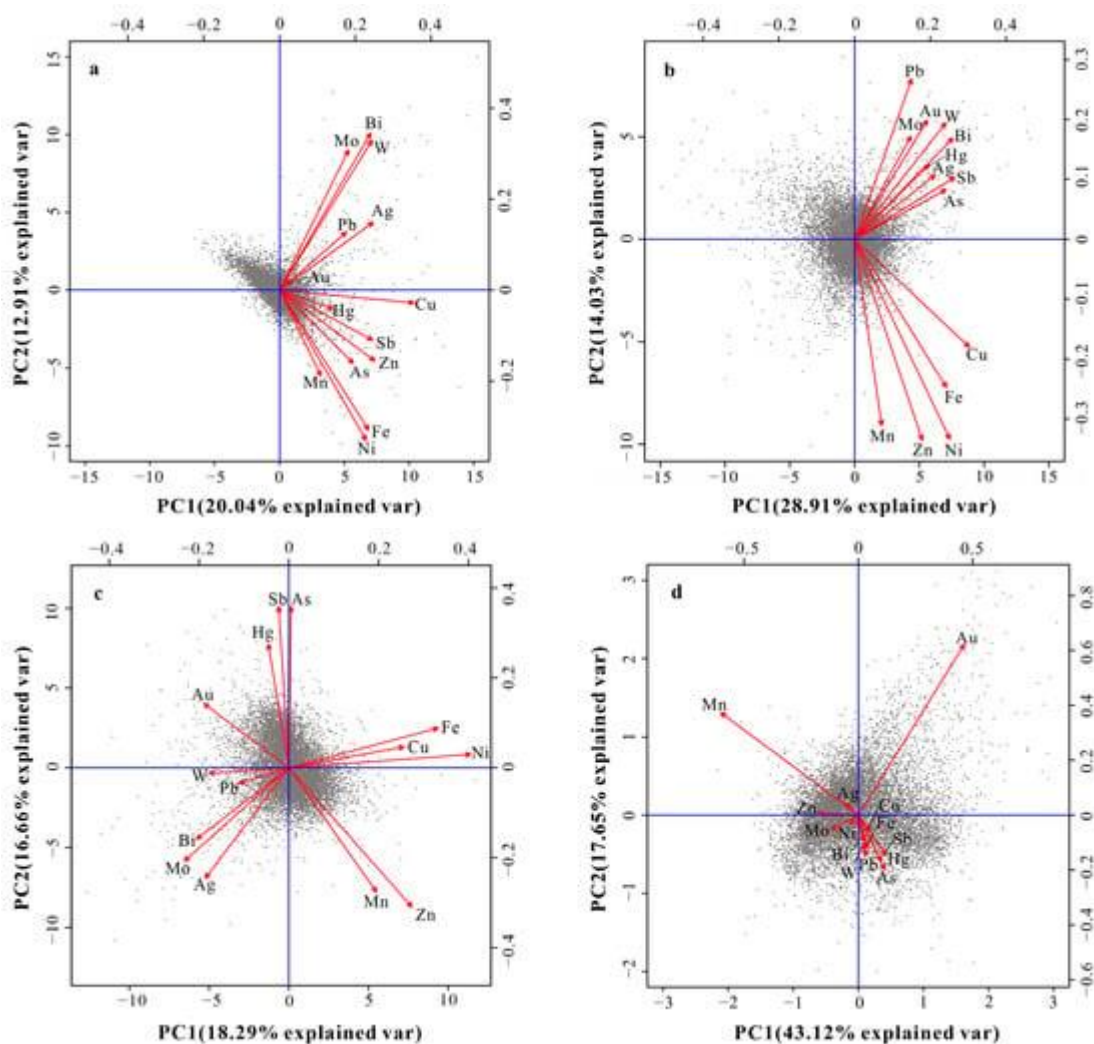


Рис. 4. Биplotки PC1 и PC2 были получены с помощью необработанного набора данных с PCA (a) и логарифмически преобразованного набора данных с PCA (b) и преобразованного ILR набора данных с PCA (c) и преобразованного ILR набора данных с RPCA (d).

На основе двухплоскостного анализа в этом исследовании построены точечные графики оценки основных компонентов для данных оценки основных компонентов PC1 и PC2, полученных из RPCA с использованием преобразованных данных ILR. Согласно карте баллов по основным компонентам (рис. 5), можно видеть, что оценки по основным компонентам PC1 в западной части исследуемой территории ниже по сравнению с восточной частью. Напротив, области с более высоким показателем на востоке сосредоточены над базальтом Даксюншань, что указывает на то, что в этом районе может быть более высокий фон его влияния. В то же время этот высокий фон, создаваемый базальтом восточного Дасьюншаня, может препятствовать выявлению слабых аномалий в западной части исследуемой территории. В баллах по основным компонентам PC2 зоны с высоким баллом относительно дискретны, в основном перекрывают раннемеловые вулканические, субвулканические породы и каменноугольные граниты с хорошим совпадением и пространственной корреляцией с известными месторождениями, возможно, в результате магма-гидротермальной минерализации.

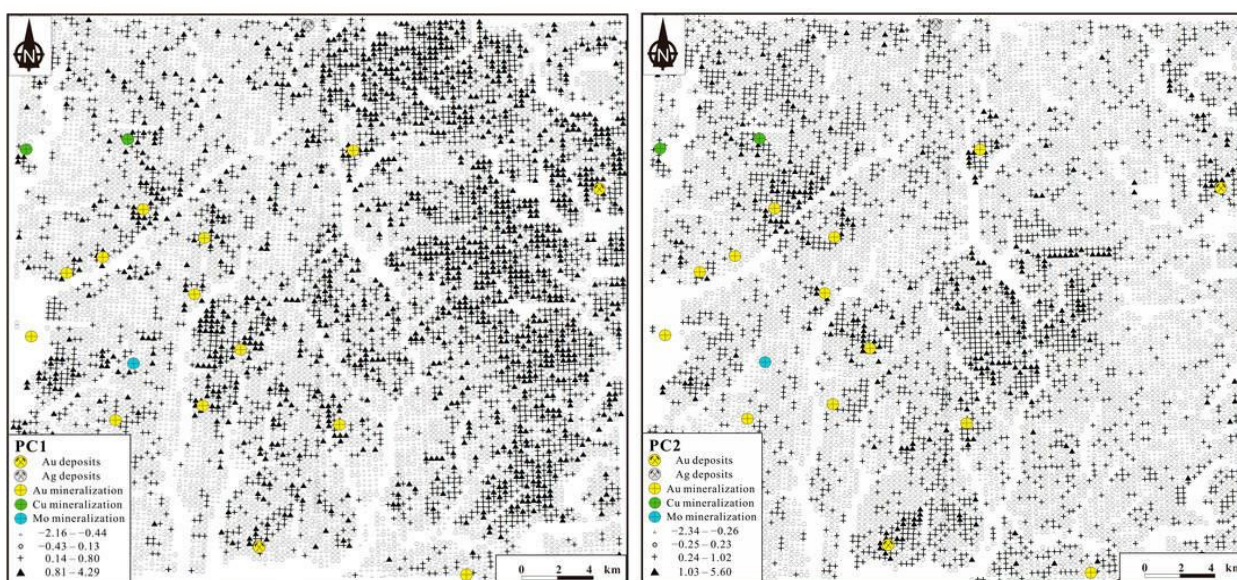


Рис. 5. Карты, показывающие оценки первого и второго компонента RPCA.

3.3 Анализ фрактальной модели спектральной области.

Для устранения влияния таких факторов, как минерализация и региональная геология, и, таким образом, более точного декодирования информации о геохимических аномалиях, данные основных компонентов PC1 и PC2 из оценки RPCA на основе преобразования ILR были дополнительно отобраны для обработки интерполяции по кригингу и S-A-декомпозиции. Модель S-A была реализована с помощью системы количественного прогнозирования минеральных ресурсов Geodas, разработанной Китайским университетом наук о земле. Данные о показателях основных компонентов PC1 и PC2 были преобразованы в частотную область с помощью преобразования Фурье, и взаимосвязь между энергетической спектральной плотностью (S) и совокупной площадью (A) была получена на построенной кривой $\ln S - \ln A (\geq S)$. В соответствии с характером изменения обоих параметров была выполнена линейная подгонка на основе наименьшего количества квадратов, чтобы разделить значения энергетической спектральной плотности данных на различные интервалы значений в соответствии с наклоном подгонки (количество подразмерностей). На графике $\ln S - \ln A (\geq S)$ главного компонента PC1 (рис. 7а) линия $y = -2.09x + 17,10$ представляет поле шума, линия $y = -1,69x + 14,98$ представляет поле аномалий, а линия $y = -1,55x + 14,06$ представляет фоновое поле. На графике $\ln S - \ln A (\geq S)$ главного компонента PC2 (рис. 7б) линия $y = -2.21x + 17.05$ представляет шумовое поле, линия $y = -1.76x + 14.86$ представляет аномальное поле, а линия $y = -2.10x + 17.05$ представляет фоновое поле.

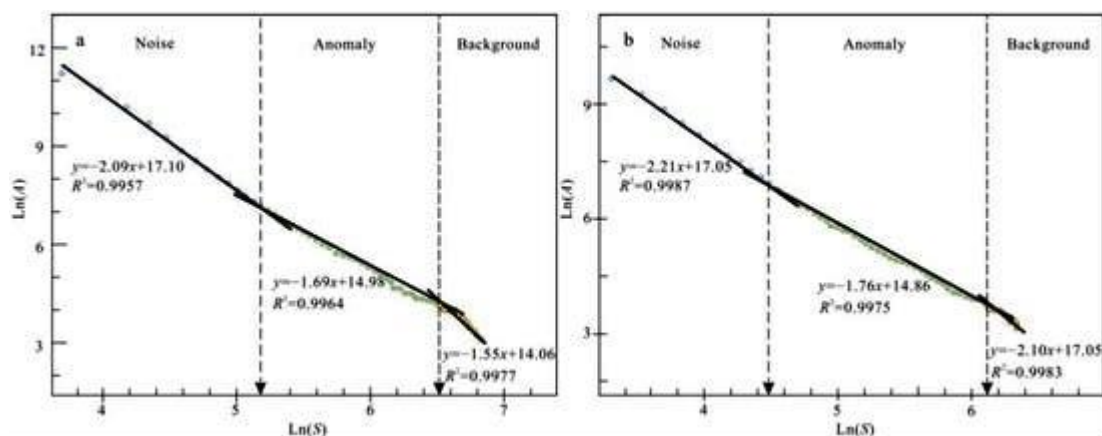


Рис. 6. Логарифмические графики значений спектра мощности S в зависимости от области со спектром мощности, превышающим S , для основного компонента набора данных $\log=$ ratio из PC1 (a) и PC2 (b).

Фоновое поле, полученное методом S-A декомпозиции, в основном отражает фоновый состав массовых долей элементов; области с высоким фоном могут быть благоприятными для поисков полиметаллических объектов; колебания интенсивности фона отражают присутствие элементов в благоприятном геологическом контексте для минерализации, а поле аномалий в основном отражает локальные молекулы элементов с аномальной массой и шум, генерируемый во время обработки данных. Соответственно, карты фона и аномалий, соответствующие основным компонентам PC1 и PC2 оценки RPCA, были составлены на основе аномалий и фоновых полей, определенных выше. После декомпозиции фоновая карта основного компонента PC1 (рис. 7b) отражает различия между востоком и западом района Дубоашань, и в сочетании с геологическими условиями исследуемого района можно увидеть, что область с высоким фоном расположена над базальтом Даксюншань. Напротив, известные месторождения расположены над зоной с низким фоном. Оставшиеся аномалии главного компонента PC1 (рис. 7a) были получены после удаления фоновых аномалий, что не только уменьшило масштабы аномалий в восточной части исследуемой территории, но и увеличило силу локальных аномалий в западной части исследуемой территории, выделив слабую аномальную информацию, которая скрыта в зоне с низким фоном в западной части исследуемой территории. В то же время известные месторождения расположены вблизи областей аномалий с высоким значением. В сочетании с геологическими условиями исследуемого района фоновая карта разложившегося основного компонента PC2 (рис. 7d) показывает, что фоновая область контролируется трещинами и интрузивными породами. Аномалия с высоким фоном расположена над позднекаменноугольным гранитным милонитом; аномалия разложения (рис. 7c) тесно связана с породами, и распределение аномалии основного компонента PC2 с разложением в некоторой степени аналогично аномалии основного компонента PC1 в областях средней и высокой аномалий; оба распределены вблизи известных месторождений Au и имеют некоторую пространственную корреляцию. Это дополнительно иллюстрирует информацию об аномальной минерализации,

отраженную в основных компонентах PC1 и PC2, в которых преобладает минерализация Au. Что касается построенной $\ln S - \ln A (\geq S)$, наклон подобранной кривой отражает различные характеристики самоподобия. В то же время распределение энергетического спектра в исследуемой области является линейным, что отражает тот факт, что аномалии, распределенные в исследуемой области, самоподобны в частотной области и принадлежат к одному и тому же фрактальному распределению, с высокой вероятностью являющиеся продуктами одного и того же процесса, дополнительно демонстрируя, что аномалии и фоновые поля, извлеченные методом S-A, в большей степени соответствуют фактическим геологическим условиям и могут более эффективно указывать на местоположение скрытых объектов.

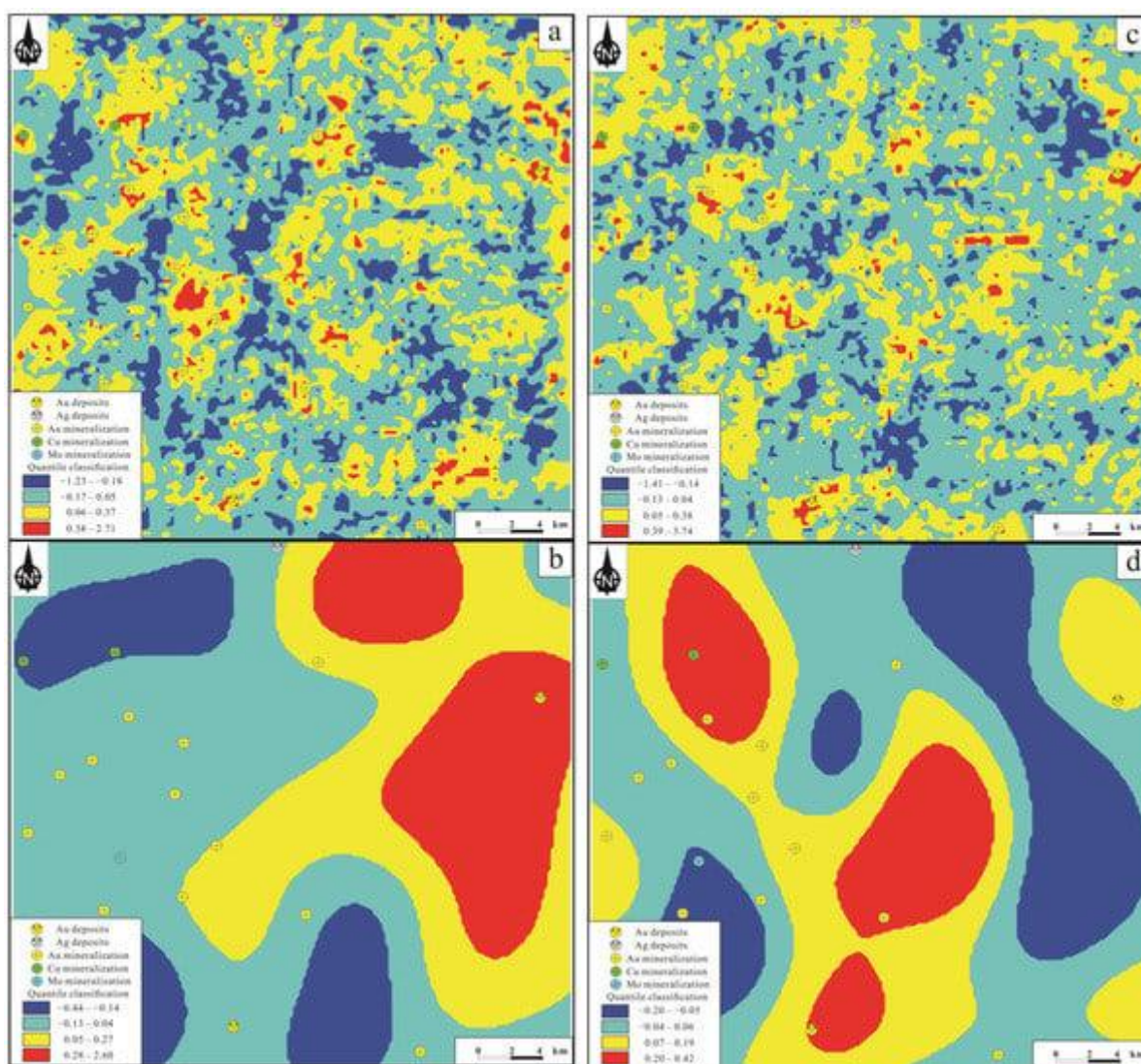


Рис. 7. Разложенные карты аномалий (а) и фонового компонента (б) компонента PC1. Разложенные карты аномалий (с) и фонового компонента (д) компонента PC2.

4. Выводы

1. Геохимические данные представляют собой типичные данные о составе с эффектом замыкания. Прежде чем данные могут быть подвергнуты статистическому анализу, требуется IIR-преобразование данных. Этот метод может эффективно устранить эффекты замыкания в геохимических данных, одновременно выявляя истинную структуру пространственного распределения элементов.

2. Основные компоненты PC1 и PC2, связанные с минерализацией, были получены с помощью надежного анализа основных компонентов преобразованных в IIR данных исследуемой области. Основные компоненты PC1 и PC2 отражают комбинацию элементов, связанных с минерализацией Au.

3. Метод S-A учитывает пространственную геометрию и частотное распределение геохимических закономерностей. Это обеспечивает эффективное средство для характеристики полей геохимических аномалий и разложения разнообразных геохимических полей.

4. Метод S-A использовался для разложения составных аномалий комбинаций основных компонентов PC1 и PC2 в исследуемой области, и разложенные аномалии и справочная информация хорошо соответствовали известным месторождениям Au. В то же время на их периферии был получен ряд геохимических аномалий с потенциалом поиска, что обеспечило теоретическую основу и фокус для следующего этапа поиска руд в исследуемом районе.

МНОГОМЕРНОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ ДАННЫХ ДЛЯ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МЕТОДА ПРИНЯТИЯ РЕШЕНИЙ.
(регион Кодеган-Басиран, Восточный Иран) [2]

1. Введение

Объединение информационных слоев с целью прогнозирования полезных ископаемых имеет большое значение - многомерные данные могут повысить точность. Дистанционное зондирование и геологическая информация - это две общие группы данных, которые используются для прогнозирования. Информационные слои - дистанционное зондирование, геохимия, геология и геофизика, изучаются аналитическими методами, формируются прогнозно-поисковые критерии и признаки, затем, на основе метода принятия решений, составляется окончательная прогнозная карта.

Исследуемый район обладает потенциалом минерализации Cu, Au и Fe. Основными исходными данными исследования аэрогеофизические (аэромагнитные), геохимические (образцы донных отложений) и дистанционного зондирования.

Гидротермально-метасоматические изменения, связанные с рудной минерализацией, были выявлены с использованием изображений Landsat-7 (ETM⁺). Для разделения геологических единиц был проведен анализ оптимального коэффициента индекса (OIF). Затем были использованы методы соотношения полос (BR) и соответствия наименьшим квадратам (LS-Fit) для идентификации гидротермальных изменений и в т. ч. оксидов железа. Интрузивные породы района были откартированы с помощью градиентного тензорного анализа по бортовым магнитометрическим данным и рассматривались в качестве перспективных объектов. Впоследствии на основе анализа 1428 проб геохимического опробования был рассчитан индекс вертикальной геохимической зональности (V_z) и получены карты геохимических аномалий с использованием аналитических методов мультифрактальности и сингулярности "концентрация-площадь" (C-A). Для уточнения соотношений концентраций между надминеральными элементами и субминеральными элементами с особым акцентом на Cu был применен алгоритм кластеризации k-средних для Pb, Zn, Bi, Ag, Cu и Mo. На последнем этапе информационные слои были интегрированы с использованием метода принятия решений в процессе нечеткой аналитической иерархии (Fuzzy-АНР). Fuzzy-АНР как метод, основанный на знаниях, обеспечивает интеллектуальное решение на основе информационных слоев на стадии прогноза.

Основными целями этого исследования были: (1) анализ информационных слоев дистанционного зондирования, геофизических и геохимических данных; (2) нанесение на карту перспективных зон металлического оруденения на основе информационных слоев; (3)

объединение информационных слоев и подготовка окончательной прогнозной карты металлов методом fuzzy-АНР.

2. Геология района.

Район Кодеган-Басиран, провинция Южный Хорасан расположен в металлогенической провинции восточного Ирана (рис. 1А). Эоцен–олигоценые субвулканические образования района связаны с медно–золотой минерализацией, включая порфировые медно–золотые месторождения (Хопик, Шадан и Махер Абад), руды эпитермального типа (Калех Зари, Нанят, Шураба, Сехчанги и Хауз Раси), жилы Au-Ag и Pb-Zn-Sb- месторождения типа (Чупан, Хур и Рахи) и магматически-скарновые месторождения (Сорх Кух и Бишех), а также многие другие более мелкие объекты. Район исследования был выбран для определения перспективных целей будущих поисков (в более крупных масштабах) на основе региональных геологических и др. данных (рис. 1В).

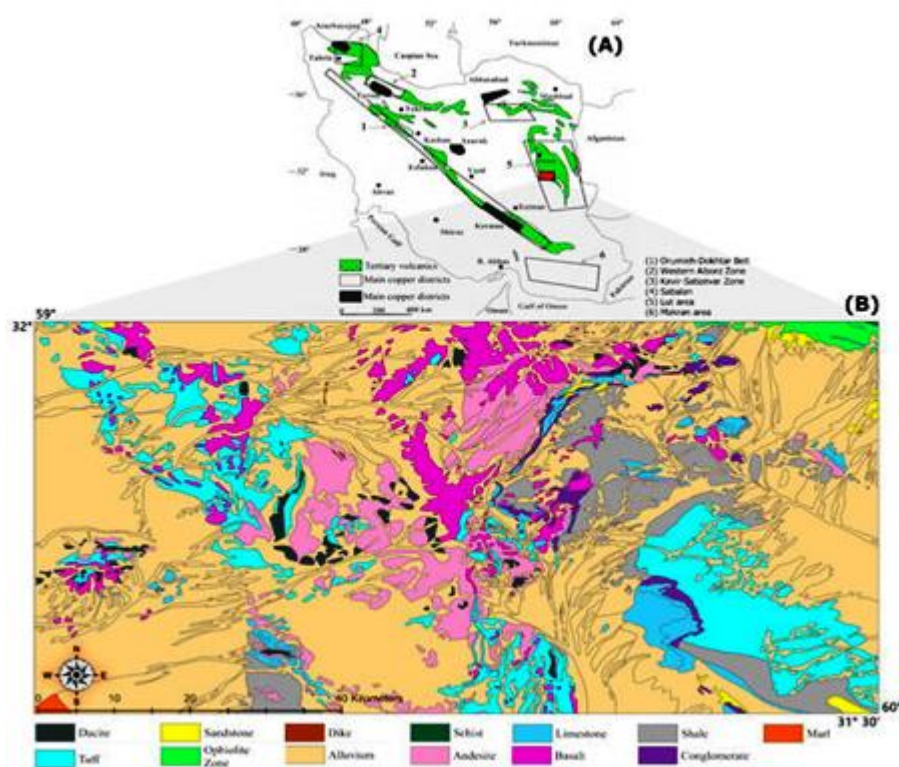


Рис. 1. (А) Зоны минерализации Cu в Иране и (В) упрощенная геологическая карта района исследования

Наиболее важной особенностью района, которая выделяет его из других частей центрального Ирана, является наличие интенсивной третичной магматической активности. Магматическая активность с уникальными геохимическими характеристиками в разных частях района привела к тому, что он обладает потенциалом для формирования различных типов металлической и неметаллической минерализации. На исследуемой территории имеются интрузивные и субвулканические породы от умеренных до кислых, которые

внедрены в эоценовые вулканические образования. В целом, магматические образования в исследуемом районе представлены андезитами, базальтами, дацитами, офиолитами и туфами. Геология района включает также меловые осадочные и метаморфизованные породы и эоценовые вулканические образования, в которые вторглись массы монцонитовых и диоритовых пород эоценово-олигоценного возраста.

3. Материалы и методы обработки.

На рисунке 2 представлена блок-схема методов, использованных в этом исследовании. Сначала информационные слои, включая (1) дистанционное зондирование, (2) геологию, (3) геофизику и (4) геохимию, были сгенерированы с использованием методов анализа.

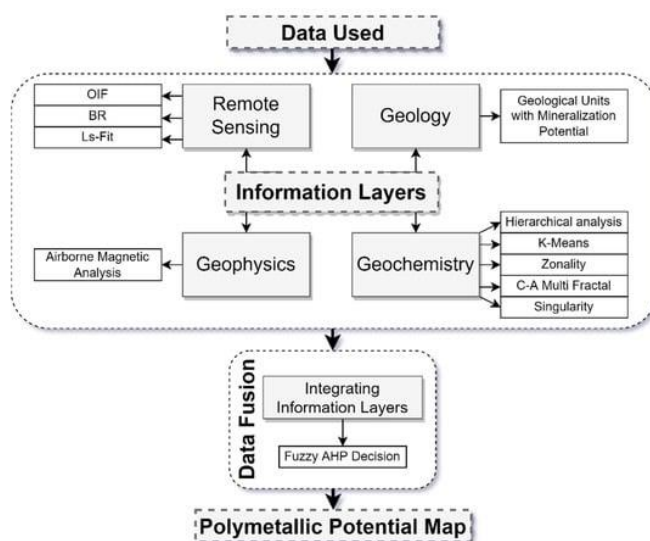


Рис. 2. Блок-схема методологии, используемой в настоящем исследовании.

Впоследствии, на этапе сбора данных, все информационные слои были интегрированы с использованием гибридного метода fuzzy-АНР. В качестве конечного результата исследования была подготовлена прогнозная карта.

3.1. Геохимическое опробование.

Геохимический отбор проб донных отложений в исследуемом районе был выполнен Геологической службой Ирана (GSI). Было отобрано 1428 образцов донных отложений ручьев (рис. 3) с размерами частиц -80 меш.



Рис. 3. Плотность геохимического опробования в исследуемом районе.

Для проверки точности анализа на каждые 10-15 геохимических проб был проанализирован дублирующий образец (около 10% от общего количества проб). Таким образом, случайным образом было отобрано 110 образцов. На рисунке 4 показана диаграмма относительной частоты ошибок для разных элементов, где элементы Au имеют высокую относительную частоту ошибок. Образцы были проанализированы методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) в лаборатории GSI.

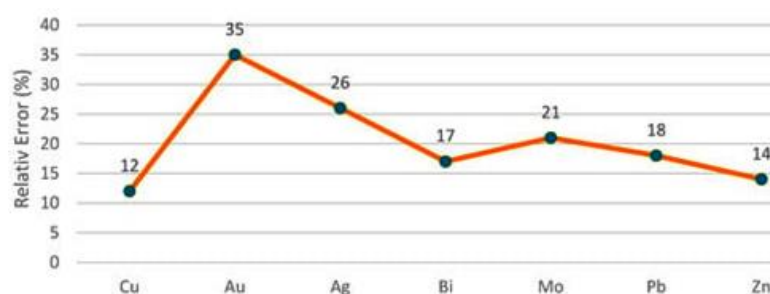


Рис. 4. Диаграмма относительных ошибок повторяющихся проб при анализе донных отложений ручьев.

3.2. Данные дистанционного зондирования.

Использовались снимки со спутника Landsat-7 (ETM⁺), полученные 15 июля 2002 года. Коррекция изображений, включала геометрические, топографические и атмосферные методы внутреннего среднего относительного отражения (IARR).

Обработка ДДЗ.

Для обработки спутниковых изображений ETM⁺ использовались OIF, BR и LS-Fit. Литологические единицы были разделены с помощью OIF для использования на других этапах исследований, таких как аэромагнитометрический анализ. Изменения, связанные с глинистыми минералами и оксидами железа, были идентифицированы методом BR. Впоследствии на снимках был проведен анализ LS-Fit для обнаружения гидротермальных изменений.

3.3 Геофизические данные.

Метод тензора градиента был использован для изучения аэромагнитных данных района. Целью использования магнитометрического анализа данных является оценка тенденции и положения магматических масс. Впоследствии, чтобы определить перспективность оруденения, была исследована взаимосвязь между магматическими массами и региональной геологией. Среди различных методов, которые используют градиентный анализ для оценки положения магматических масс, метод тензора градиентов использует горизонтальные градиенты и вертикальные градиенты одновременно (dx , dy и dz). Этот метод может генерировать более точные результаты при оценке границы магнитных аномалий. Была подготовлена карта остаточных магнитных аномалий с использованием метода тензора градиента для исследования магматических масс, связанных с магнитными аномалиями.

3.4 Анализ геохимических данных

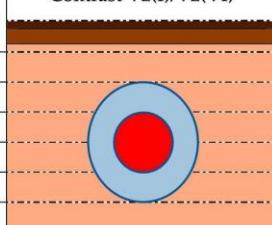
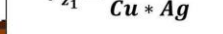
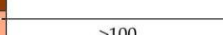
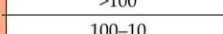
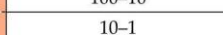
Метод зональности.

Первичные геохимические ореолы характеризуются обогащением или истощением желаемых элементов. Они являются ценными ориентирами при поисках полезных ископаемых. Индекс вертикальной геохимической зональности (V_z), который получается на основе над/субминеральных элементов, применим для составления карт перспективности. Индекс V_z показывает уровень минерализации и ее первичные геохимические ореолы.

Модель идентификации эрозионной поверхности медно-порфировых месторождений по трем типам индексов V_z (V_{z1} , V_{z2} и V_{z3}) представлена в таблице 1. Индексы V_z , основанные на минеральных элементах sub/supra, показывают фазу минерализации и первичные ореолы.

Табл. 1.

Типы индекса V_z для идентификации эрозионной поверхности медно-порфировых месторождений (Ирана, Казахстана, Армении и Болгарии)

Erosional Surface	No	Vertical Section Contrast $V_z(I)/V_z(VI)$	$V_{z1} = \frac{Zn * Pb}{Cu * Ag}$	$V_{z2} = \frac{Zn * Pb}{Cu * Mo}$	$V_{z3} = \frac{Zn * Pb * Bi}{Cu * Ag * Mo}$
Supra-Ore	I		>100	>5	>1
Upper-Ore	II		100–10	5–0.5	1–0.1
Ore	III		10–1	0.5–0.05	0.0–0.01
Ore	IV		1–0.1	0.05–0.005	0.001–0.0001
Lower Ore	V		0.1–0.01	0.005–0.0005	0.001–0.0001
Sub-Ore	VI		<0.01	<0.0005	<0.0001
LEGEND	Ground Surface		Ore Body		
	Enclosing Rocks		Primery Halo		

Метод кластеризации К-средних.

Для группировки геохимических элементов в кластеры (на основе общих характеристик) был использован метод кластеризации К-средних. Использовался центр кластеров вместо анализа большого количества данных. Ниже приведены пять основных этапов алгоритма К-средних:

(1) Количество K выбирается случайным образом, и все участники делятся на K кластеров.

(2) Вектор Z_j рассчитывается по формуле (1). В представленном уравнении C_j является значением центра класса.

$$z_j = \frac{\sum_{x \in C_j} x}{\#C_j} \quad j = 1 \dots k \quad (1)$$

(3) Формула (2) является калькулятором рассмотренных кластеров.

X : вектор из C_j элементов; $\#C_j$: Количество членов C_j .

(4) Формула (2) вычисляет целевую функцию, из которой определяется расстояние элементов от центров.

$$f(C_1, C_2, \dots, C_k) = \sum_{j=1}^k \sum_{X \in C_j} |X - z_j|^2 \quad (2)$$

(5) Наконец, оптимальное количество кластеров (K) определяется в соответствии с минимальной целевой функцией.

Целью использования метода кластеризации K -средних является моделирование изменений концентрации надминеральных элементов и субминеральных элементов в зависимости от C_u .

Фрактальный метод "Концентрация-Площадь" (С-А)

Некоторые редкие неправильные формы не соответствуют принципам геометрии Евклида. Фрактальная геометрия - это название, данное геометрии, которая описывает эти явления. Фрактальный и мультифрактальный анализ применим к геохимическим и геологическим исследованиям. Пространственное распределение и форма аномалий могут быть изучены фрактальными методами.

Применимы различные методы использования фрактального анализа для разделения геохимических сообществ. Ниже приведена концентрация фрактальных свойств - представлено уравнение для концентрации материалов или фрактальных свойств:

$$A(\geq v) \propto v^{-\alpha} \quad (3)$$

где $A(\geq)$ показывает совокупную площадь, окруженную контурными линиями (соответствующая концентрация которых больше или равна v). Значение α представляет собой фрактальную размерность различных амплитуд. Целью использования фрактального метода С-А в настоящем исследовании было найти геохимические пороги сообществ надминеральных и субминеральных элементов.

Метод сингулярности.

Метод сингулярности определяет геохимические аномалии с мягкой пороговой формой. Этот метод использует локальные пороговые значения и некоторые оконные карты контрастных особенностей. Анализ особенностей подходит для использования на основе

непрерывной выборки для определения аномалий, при которых оруденение имеет хвост Парето. Уникальность элемента определяется по средней концентрации $C(A)$ при различных значениях A путем Ls-подгонки прямой линии на листе логарифмического журнала. Уравнения сингулярности могут быть найдены в виде уравнений (4) и (5):

$$C(A) = cA^{\alpha/2-1} \quad (4)$$

$$\log C[A(r_i)] = C_0 + (\alpha - 2) \log(r_i) \quad (5)$$

где $C(A)$ показывает концентрацию в области размером r_i , C и C_0 являются постоянными значениями, а α - показатель взаимосвязи. В уравнении (4) $\log(C)$ Vs. $\log(r_i)$ - это линия, где C_0 - пересечение y , а ее наклон равен $\Delta\alpha = \alpha - 2$. Отрицательный наклон линии ($\Delta\alpha < 0$) показывает обогащение элементов и счетчик. Следовательно, участки с индексом сингулярности менее 2 ($\alpha < 2$) указывают на обогащение концентрацией.

Гибридный метод нечетко-аналитической иерархии (Fuzzy-АНР)

Метод fuzzy-АНР использовался для создания прогнозной карты. Фактически, fuzzy-АНР - это метод принятия решений, основанный на приоритетах. Каждый из информационных слоев, включая геологию, геохимию, аэромагнитометрию и дистанционное зондирование, взвешиваются. Впоследствии, на основе присвоенных весов, все слои с фаззификацией интегрируются. В общем, используемый процесс состоит из четырех принципов: (1) определение основных критериев и подкритериев решения; (2) вычисление весов основных критериев и подкритериев; (3) этап фаззификации: все информационные слои размыты; и (4) заключительный этап: интеграция информационных слоев на основе вычисленных весов основных критериев и подкритериев.

4. Анализ и результаты.

4.1. Анализ дистанционного зондирования ETM⁺

Анализ оптимального коэффициента индекса (OIF)

Метод OIF был применен к изображению ETM⁺ для разделения геологических единиц. После применения OIF на разных диапазонах спутникового датчика ETM⁺ комбинация полос RGB 5-3-1 имеет самый высокий оптимальный коэффициент индекса. Фактически, можно сказать, что гистограмма этих трех выбранных полос имеет наименьшую корреляцию и из нее можно извлечь наибольшее количество информации. На рисунке 5 показан результат анализа OIF на спутниковом изображении ETM⁺. Как можно видеть, геологические единицы были хорошо разделены.

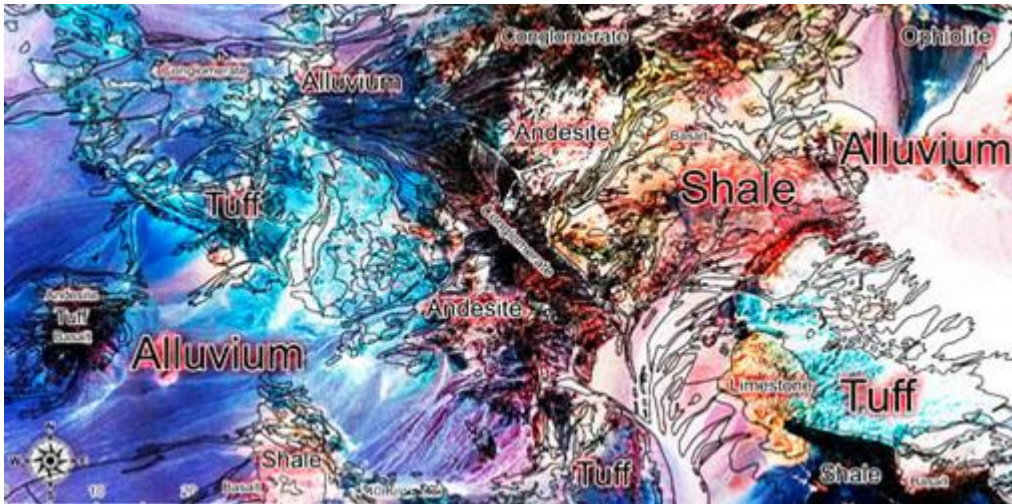


Рис. 5. Результирующее изображение из состава полос RGB 5-3-1 на спутниковом датчике ETM⁺

Анализ соотношения полос (BR).

Для определения изменений оксида железа применялось соотношение полос 3/1, а для выделения областей с наибольшим количеством глинистых минералов использовалось соотношение полос 5/7. На рисунке 6 подготовлена комбинация полос RGB = 5/7, 3/4, 3/1, чтобы лучше выделить оксиды Fe (бледно-голубой) и минералы, включая гидроксил (розовый).

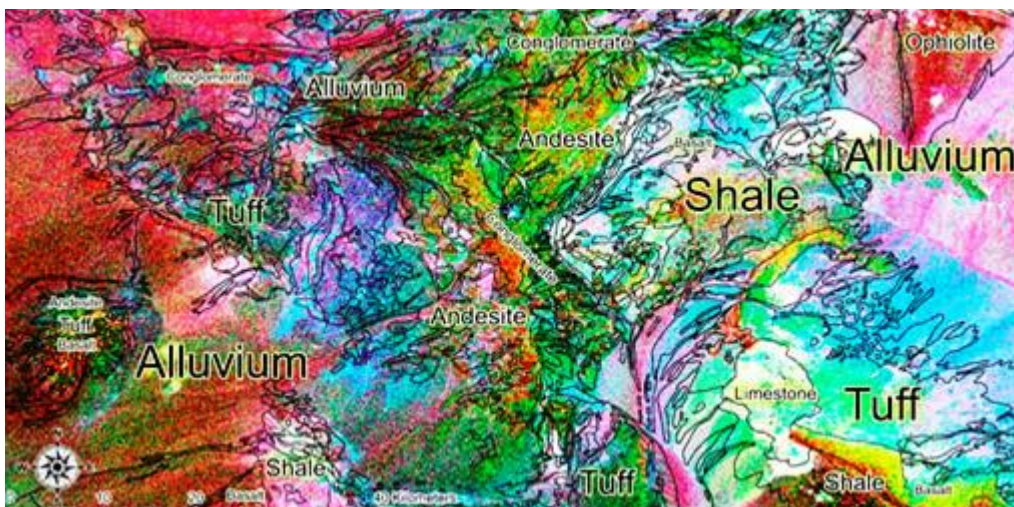


Рис. 6. Изображение, полученное в результате комбинации соотношения полос (RGB = 5/7, 3/4, 3/1)

Анализ соответствия по методу наименьших квадратов (LS-Fit).

В данных спутниковых датчиков ETM⁺ были выбраны полоса 7 для гидротермальных изменений и полоса 3 для оксидов Fe. В результате для подготовки ложной цветовой комбинации (RGB) были использованы обратный остаток полосы 7 ($-R_7$), остаток полосы 4 (R_4) и остаток полосы 3 (R_3). На рисунке 7 розовые и синие пиксели представляют глинистые и пропилитовые изменения соответственно.

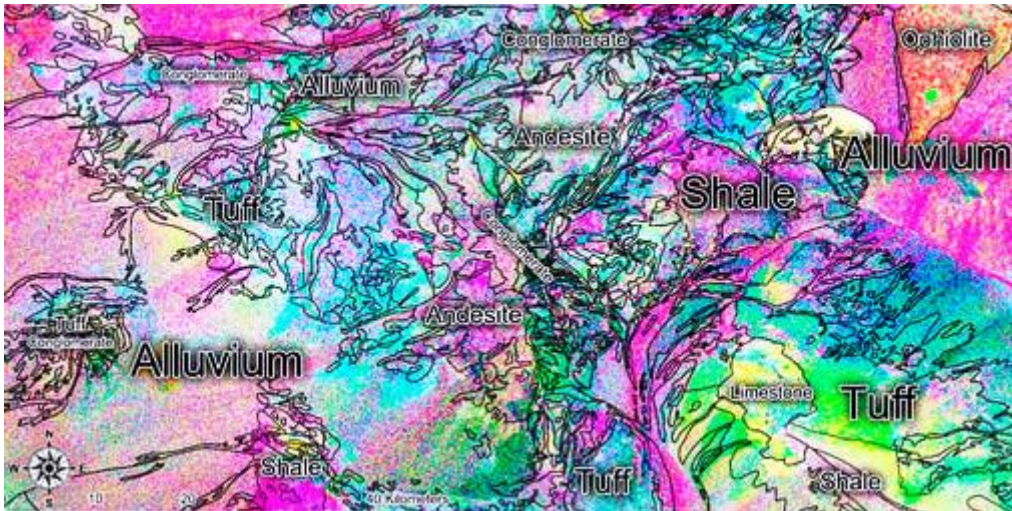


Рис. 7. Изображение, полученное в результате ложной цветовой комбинации остатков $-R7$, $R4$ и $R3$ ($RGB = -R7, R4, R3$) с использованием метода Ls-Fit от спутникового датчика ETM⁺.

4.2. Анализ аэромагнитометрических данных.

Как видно на карте (рис. 8) на восточном секторе района виден резкий провал, который в настоящее время покрыт аллювиальными отложениями.

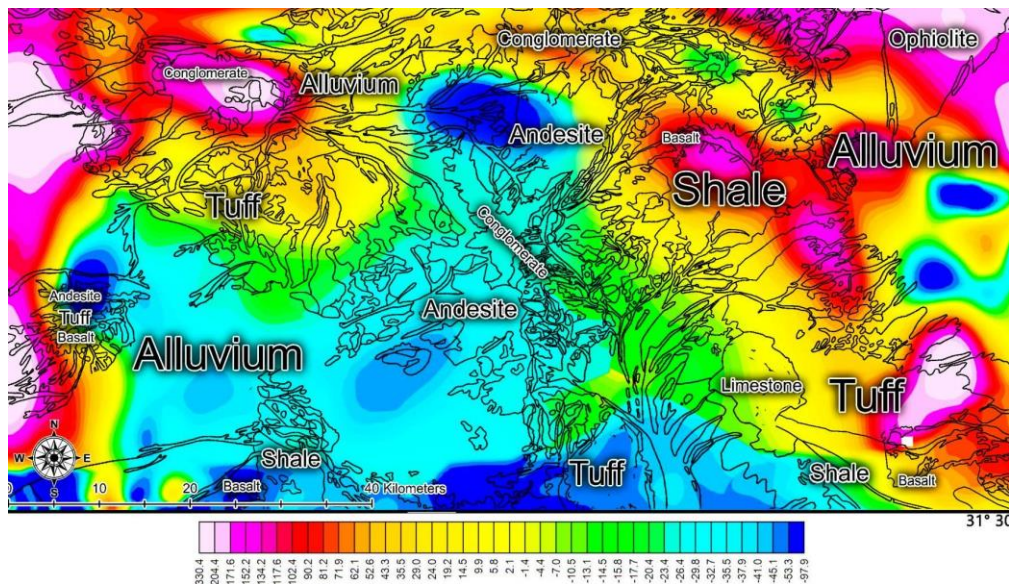


Рис. 8. Карта остаточных аномалий магнитометрических данных, проанализированных методом тензора градиента.

На основе результатов дистанционного зондирования восточная часть района была идентифицирована как зоны развития оксидов железа, поэтому эту площадь можно рассматривать в связи с возможной минерализацией Fe. Отрицательные аномалии очевидны в центральных областях, которые могут быть связаны с сульфидной минерализацией в соответствии с распределением гидротермальных изменений. В западной части района можно увидеть еще одну биполярную аномалию, согласно геологической карте возможно связанную с массивами базальта, андезита и дацита.

4.3. Геохимический прогноз состава минерализации.

Описательные статистические параметры элементов Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Au и Bi представлены в таблице 2. Pb, Zn и Bi расположены в надминеральных ореолах, а элементы Cu, Ag и Mo - в субминеральных ореолах.

Табл. 2.

Параметры Cu, Au, Ag, Bi, Mo, Pb и Zn на основе 1428 геохимических образцов донных отложений (необработанные данные).

Elements	Cu	Au	Ag	Bi	Mo	Pb	Zn
Mean (ppm)	38.88	2.53	0.16	0.85	1.27	19.15	107.75
Median (ppm)	38.84	1.10	0.13	0.30	1.15	15.40	98.57
Mode (ppm)	17.30	1.00	0.05	0.30	1.35	17.00	74.00
Std. Deviation (ppm)	69.35	25.10	0.51	4.00	2.26	27.28	44.03
Variance (ppm ²)	4809.79	629.84	0.26	15.96	5.10	744.27	1938.20
Skewness	21.15	25.19	21.92	9.18	29.14	13.03	2.78
Kurtosis	500.87	659.82	523.89	95.78	987.58	204.39	21.20
Range (ppm)	1738.28	702.95	13.37	57.03	78.70	520.29	588.89
Minimum (ppm)	0.15	0.30	0.01	0.10	0.30	0.15	0.15
Maximum (ppm)	1738.43	703.25	13.38	57.13	79.00	520.44	589.04

Геохимические данные были обработаны, чтобы использовать их в статистических методах. На первом этапе данные о выбросах были идентифицированы методом прямоугольных графиков и заменены значениями самых высоких и самых низких данных. На следующем этапе данные были оценены как логарифмически нормальное распределение. Поэтому данные обычно распределялись логарифмическим методом.

Анализ иерархической кластеризации (НСА).

Были построены диаграммы НСА, касающиеся элементов Ag, Au, Zn, Pb, Mo, Sn и Cu. Как показано на рисунке 9, диаграмма прямой зависимости показывает Ag, Cu и Mo как одну ветвь, а Bi, Zn, Pb и Au - как другую ветвь.

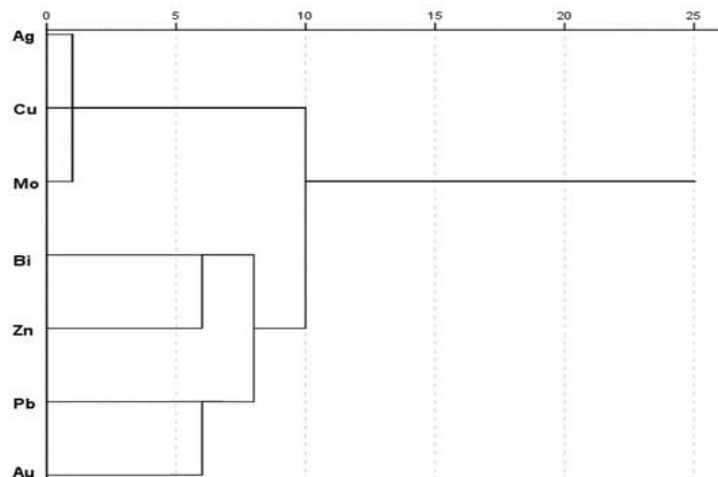


Рис. 9. Результат анализа иерархической кластеризации (НСА) данных в форме дендрограммы.

Кластеризация K-средних

Взаимосвязь концентрации элемента Cu с элементами Au, Ag, Mo, Pb, Zn и Bi была исследована с использованием метода кластеризации K-средних. Чтобы определить оптимальное количество кластеров при кластеризации по K-среднему значению, число K было

увеличено с 3 до 10. На рисунке 10 показано значение функции полезности в зависимости от количества кластеров для всех элементов в той же группе, что и элемент Cu. Наконец, поведение Cu по сравнению с упомянутыми элементами моделируется в соответствии с приведенными ниже диаграммами.

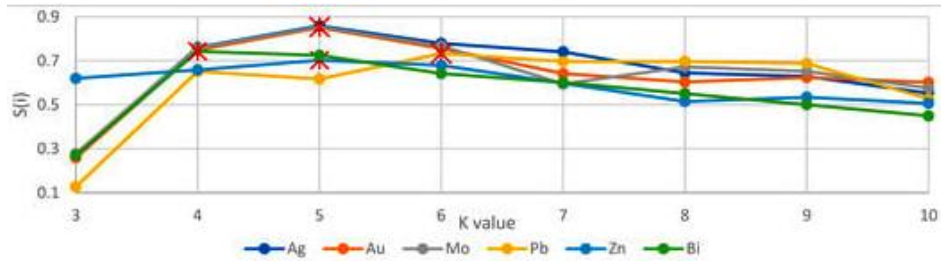


Рис. 10. График зависимости значения функции полезности $S(i)$ от количества кластеров для Cu в сравнении с Ag, Au, Mo, Pb, Zn и Bi.

Исходя из рисунка 10, количество из пяти кластеров является оптимальным количеством кластеров для поведения элемента меди по сравнению с элементами Ag, Au, Mo и Zn, с шестью кластерами для элемента Pb и четырьмя кластерами для элемента Bi (рис. 11 и 12).

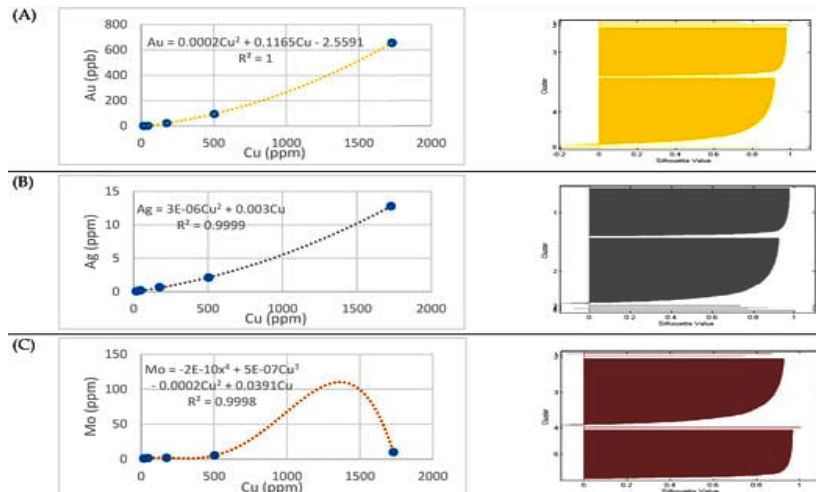


Рис. 11. Поведение Cu и Au, Ag, Mo и концентраций в центрах кластеров. (A) Au-Cu, (B) Ag-Cu, (C) Mo-Cu.

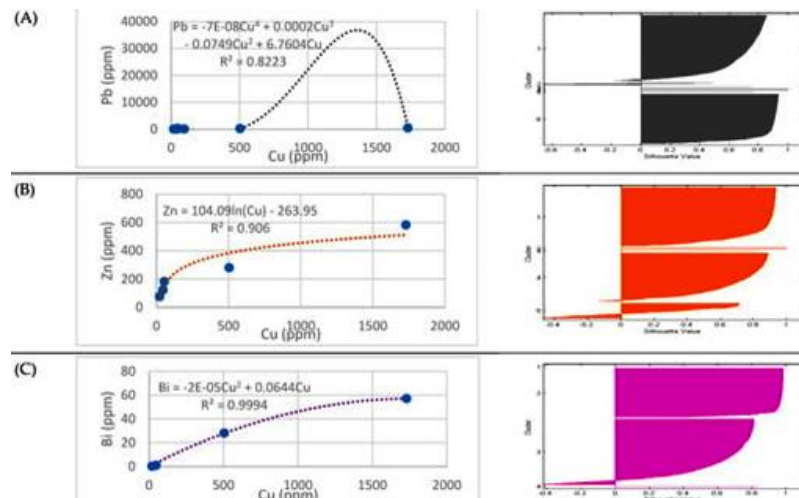


Рис. 12. Поведение концентраций Cu и Pb, Zn и Bi в центрах кластеров. (A) Pb-Cu, (B) Zn-Cu, (C) Bi-Cu.

Геохимический прогноз по модели G (V_{23}).

Были подготовлены карты распределения надминеральных элементов (Pb, Zn, Bi) и субминеральных элементов (Cu, Ag, Mo) на основе образцов донных отложений ручьев, как показано на рисунках 13 и 14 соответственно. Эти схемы распределения были подготовлены с использованием метода интерполяции IDW. Для стандартизации при подготовке использовались логарифмические данные.

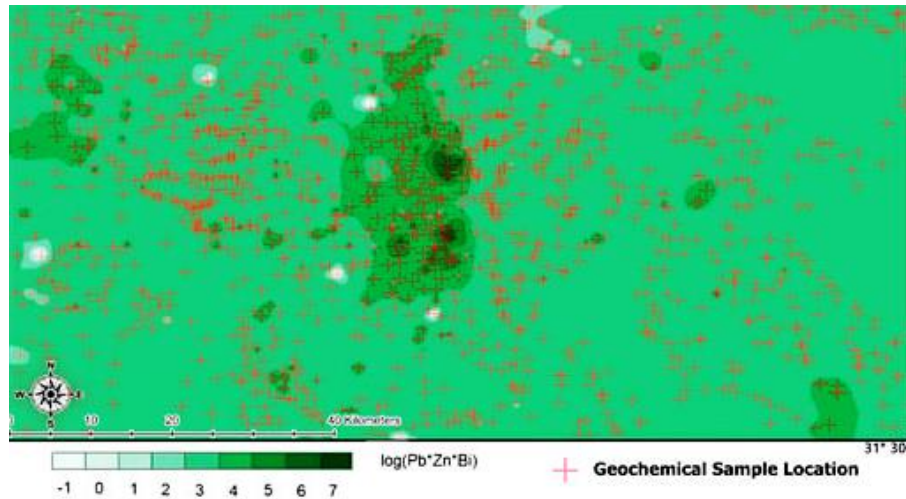


Рис. 13. Схема распределения надминеральных элементов.

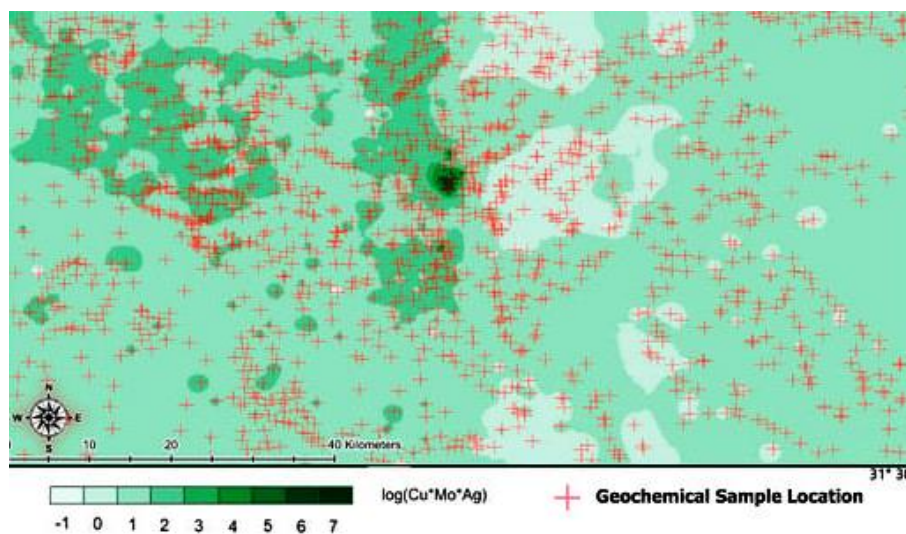


Рис. 14. Схема распределения субминеральных элементов

В районах с минерализацией Cu, Mo и Ag, если запасы надминеральных элементов истощены, высока вероятность эрозии этих порфировых объектов. Для этой цели необходима карта распределения субминеральных элементов.

Мультифрактальный анализ по площади концентрации (С-А).

Для определения порогового значения геохимических аномалий в исследуемом районе использовался мультифрактальный метод С-А. На рисунке 15 показана мультифрактальная диаграмма, связанная с картой надминеральных элементов, представленной на рисунке 16.

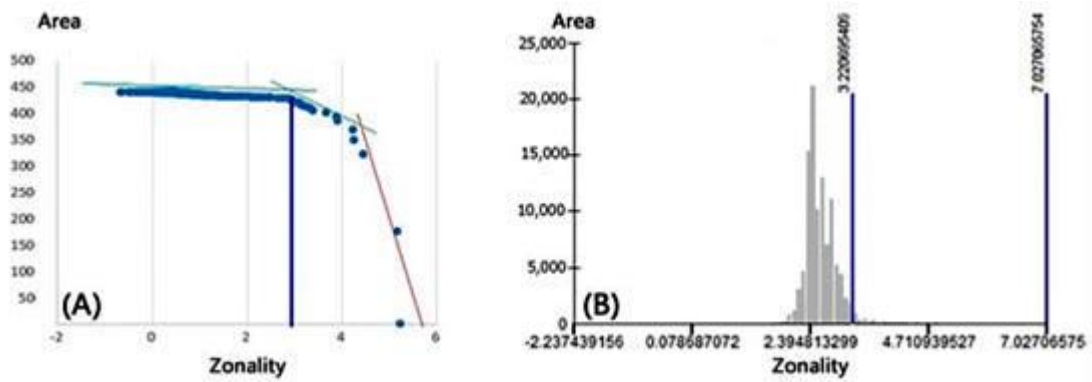


Рис. 15. (А) Мультифрактальная диаграмма надминеральных элементов ($\text{Log}(\text{Pb} * \text{Zn} * \text{Bi})$); (В) Гистограмма вычисленных площадей.

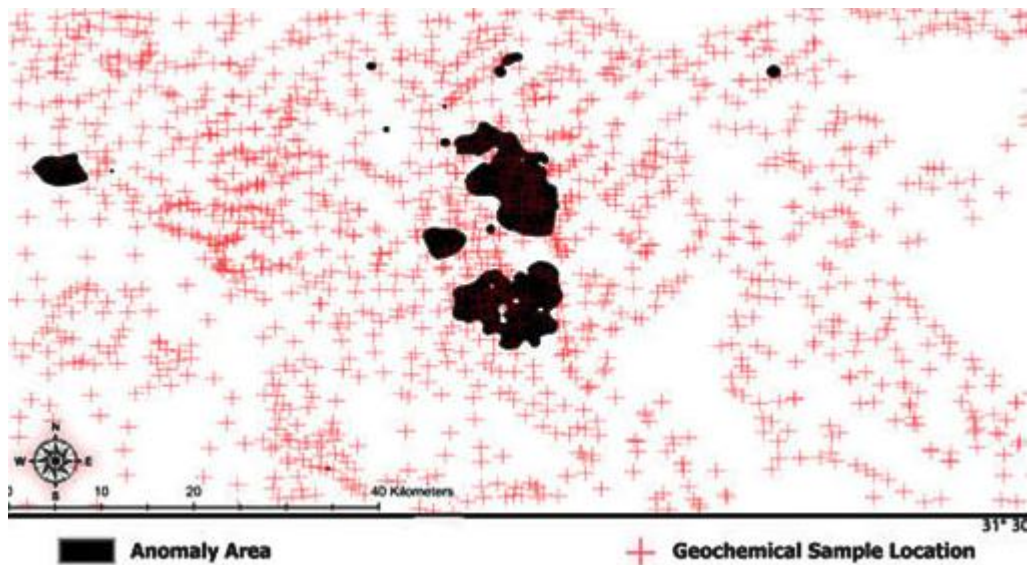


Рис. 16. Карта перспективности надминеральных элементов на основе образцов донных отложений.

На основе рисунка 14 были получены надминеральный индекс и фрактальные измерения модели, а также был определен пороговый предел геохимических сообществ, который показан в таблице 3.

Табл. 3.

Геохимические сообщества надминеральных элементов ($\text{Pb} * \text{Zn} * \text{Bi}$)
на основе мультифрактального анализа С-А.

Geochemical Communities	Threshold Limit of Supra-Mineral Elements ($\text{Pb} * \text{Zn} * \text{Bi}$)
Background	$\text{Pb} * \text{Zn} * \text{Bi} < 1584$
Anomaly	$1584 < \text{Pb} * \text{Zn} * \text{Bi} < 14,850$
Enrichment	$\text{Pb} * \text{Zn} * \text{Bi} \leq 14,850$

В дальнейшем фрактальный анализ был применен к карте распределения субминеральных элементов, чтобы определить геохимические пороговые значения. Результаты представлены на рисунке 17 и таблице 4.

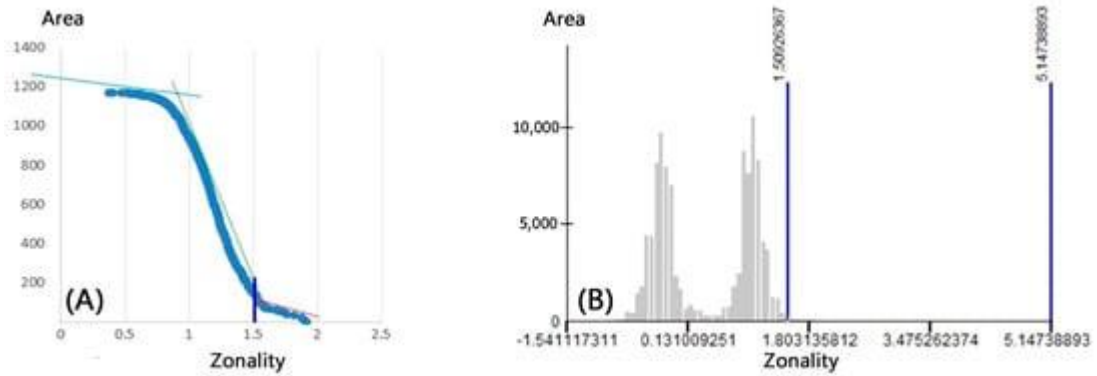


Рис. 17. (А) Мультифрактальная диаграмма субминеральных элементов ($\text{Log}(\text{Ag} * \text{Cu} * \text{Mo})$); (В) Гистограмма вычисленных площадей.

Табл. 4.

**Геохимические пороговые значения субминеральных элементов
на основе мультифрактального анализа С-А.**

Geochemical Communities	Threshold Limit of Sub-Mineral Elements ($\text{Ag} * \text{Cu} * \text{Mo}$)
Background	$\text{Cu} * \text{Mo} * \text{Ag} < 6.3$
Anomaly	$6.3 < \text{Cu} * \text{Mo} * \text{Ag} < 31$
Enrichment	$\text{Cu} * \text{Mo} * \text{Ag} \leq 31$

В соответствии с пороговыми значениями геохимических сообществ для субминеральных элементов карта сообщества аномалий показана на рисунке 18.

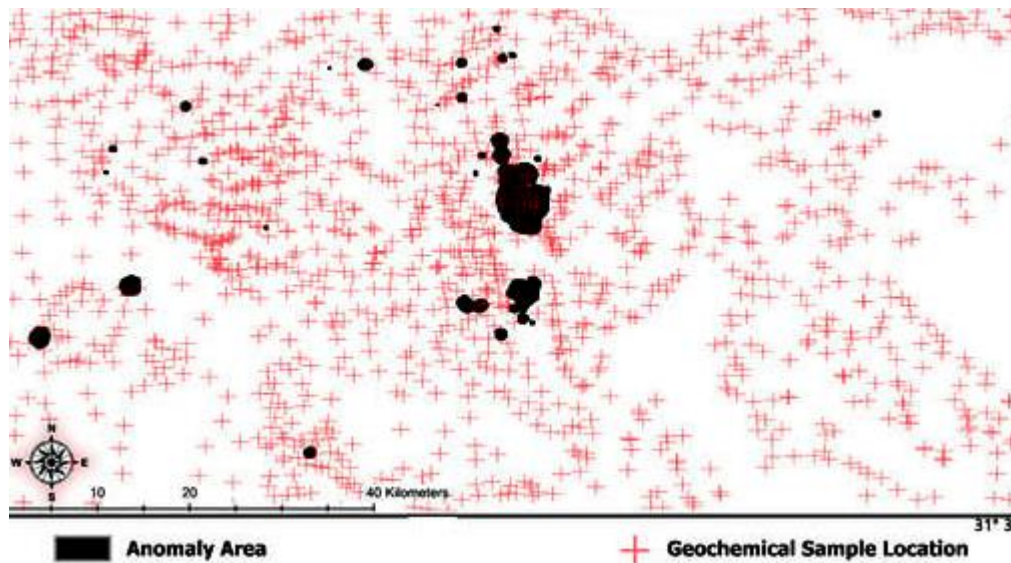


Рисунок 18. Карта сообщества аномалий.

Анализ особенностей.

В соответствии с методом сингулярности, применяемым к индексу зональности, на рисунке 19 представлена карта сингулярности индекса зональности.

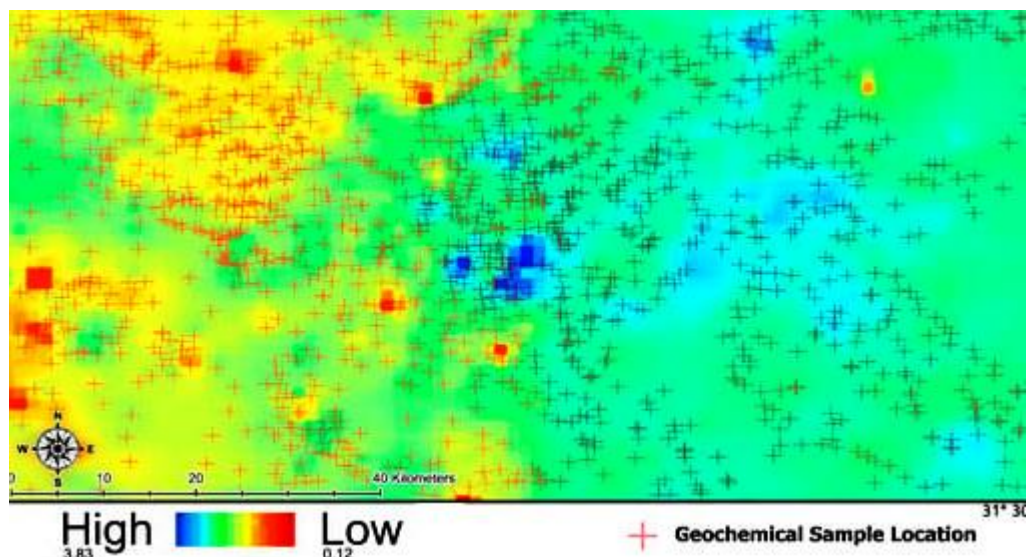


Рис. 19. Карта особенностей индекса зональности— $(Pb * Zn * Bi)/(Cu * Mo * Ag)$.

Сеть выборки была взвешена в 1 км^2 пикселей, и значения сингулярности, превышающие два, рассматривались как аномалия перспективности металлов.

Гибридный процесс нечетко-аналитической иерархии (Fuzzy-АНР).

В поисковых целях были исследованы информационные слои: (1) геология; (2) геохимия; (3) изменения; и (4) геофизика. Иерархическая диаграмма критериев и подкритериев, используемых в гибридном методе fuzzy-АНР, представлена на рисунке 20.

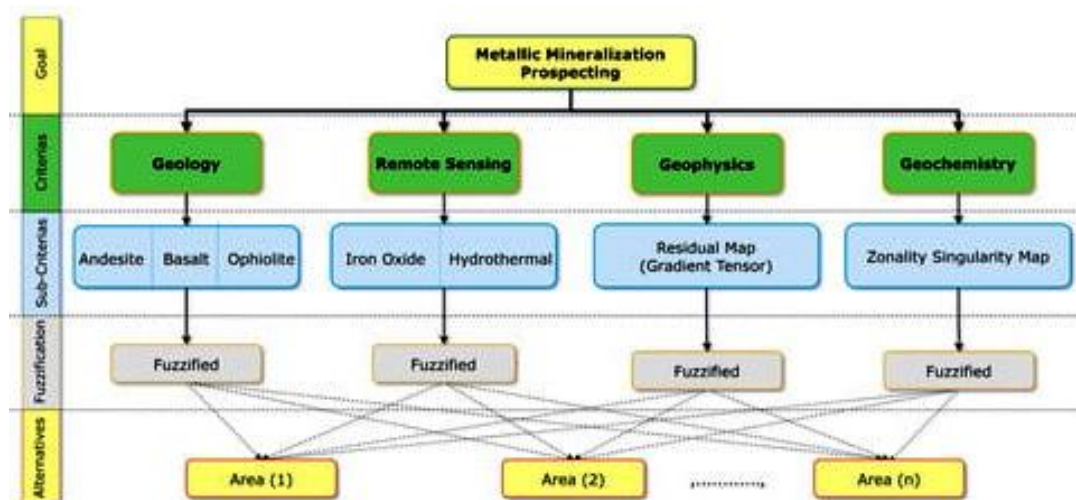


Рис. 20. Иерархическая диаграмма гибридного метода fuzzy-АНР, критериев и подкритериев, учитываемых при принятии решений.

Каждый критерий и подкритерий, учитываемые в процессе интеграции, должны быть взвешены. Это взвешивание основано на мнениях экспертов, подтвержденных многими исследованиями металлов на востоке Ирана, а также таблицей приоритетов. Информация, относящаяся к взвешиванию основных критериев и подкритериев, приведена в таблице 5. Следует отметить, что значение CR для всех расстановок приоритетов составило менее 0,1%, что указывает на соответствие результатов.

Матрица парного сравнения и вычисленные веса основных критериев и подкритериев методом АНР.

Main-Criteria Weighting						
	Geology	Geochemistry	Geophysics	Remote Sensing	Priority	Rank
Geology	1	0.33	2	1	17.90%	2
Geochemistry	3	1	7	3	55.70%	1
Geophysics	0.5	0.14	1	0.5	8.60%	3
Remote Sensing	1	0.33	2	1	17.90%	2

Sub-Criteria Weighting						
		Andesite	Basalt	Ophiolite	Priority	Rank
Geology	Andesite	1	1	6	46.20%	1
	Basalt	1	1	6	46.20%	1
	Ophiolite	0.17	0.17	1	7.70%	2

		Iron Oxide	Hydrothermal	Priority	Rank
Remote Sensing	Fe Oxide	1	1	50.00%	1
	Hydrothermal	1	1	50.00%	1

Все информационные слои должны быть фазифицированы в соответствии с нечеткой логикой. Размытые слои представлены на рисунке 21. Впоследствии эти размытые слои интегрируются на основе вычисленных весов для всех основных критериев и подкритериев в методе АНР.

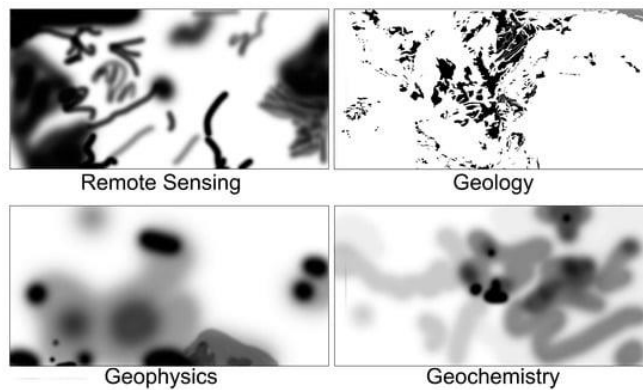


Рис. 21. Слои размытой информации.

На рисунке 22 показана прогнозная карта, основанная на нечеткой логике. Области с низким потенциалом обозначены белым или серым цветом, а области с высоким потенциалом - черным.

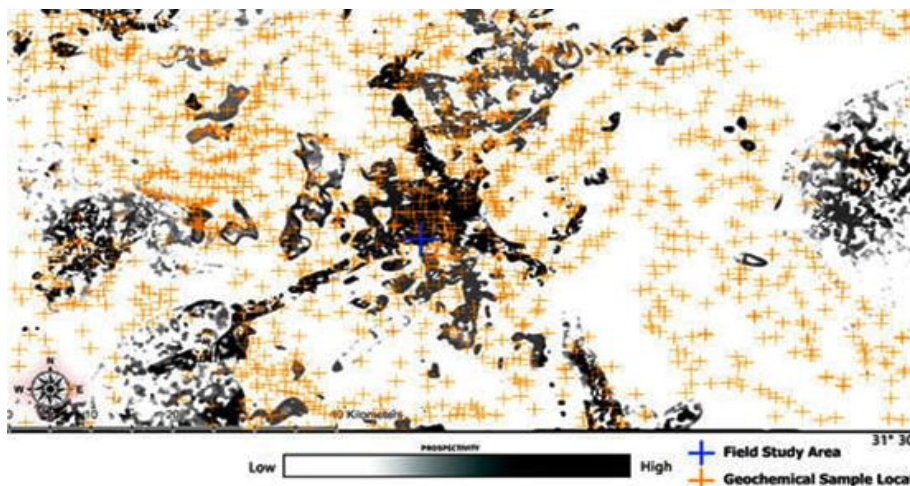


Рис. 22. Прогнозная карта, основанная на гибридном методе интеграции Fuzzy-АНР.

5. Полевые заверочные работы.

После завершения аналитических вычислений и интеграции информационных слоев некоторые точки были проверены для подтверждения прогноза. Был выбран участок в центре исследуемого района. Микроскопические минералогические исследования полевых образцов подтвердили минерализацию малахита, пирита, гидроксидов железа и лимонита. Микроскопические изображения полированных срезов, полученных из собранных образцов, представлены на рисунке 23.

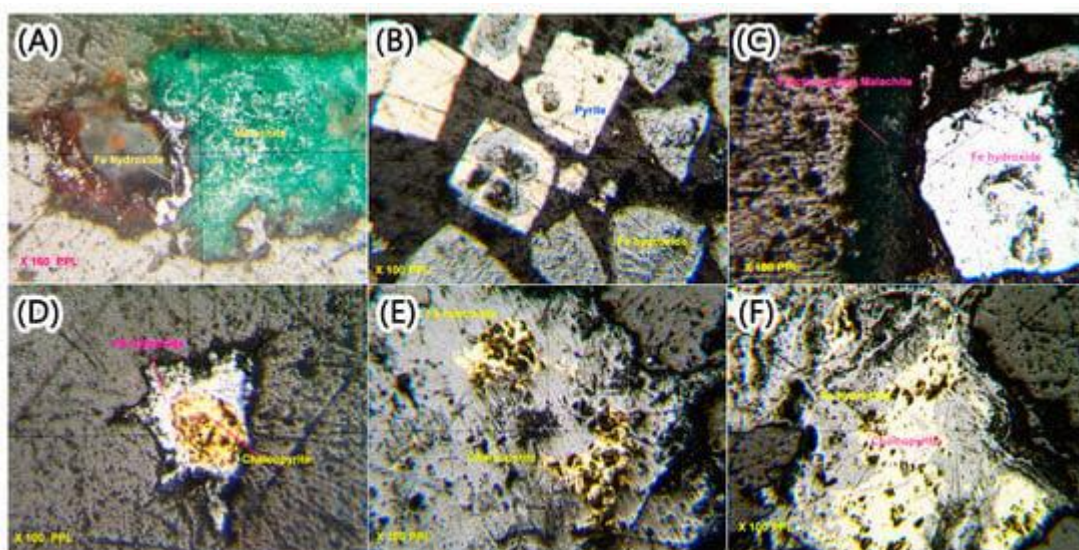


Рис. 23. Шлифы минералогических образцов из контрольных точек. (А) Малахит с гидроксидами железа в кварцевой пустоте; (В) пирит и оксиды железа, краевые части которых были заменены лимонитом и гетитом; (С) гидроксиды железа и малахит, образовавшиеся вторично вдоль трещин; (D) халькопирит и гидроксид железа в соединениях и трещинах; (Е) халькопирит, большая часть которого были заменены гидроксидами железа из-за гипергенных изменений; (F) Пирит и халькопирит, лимонит и гетит по краям.

На основе петрографических исследований андезитобазальтовых образцов было обнаружено, что в разрезе присутствуют плагиоклазовые микролиты, которые были полностью заменены глинистыми материалами (рис. 24 А-С). Образцы донных отложений, бинокулярные изображения которых показаны на рисунке 24D-F, указывают на присутствие в отложениях оксида меди (малахит), магнетита, лимонита и халькопирита.

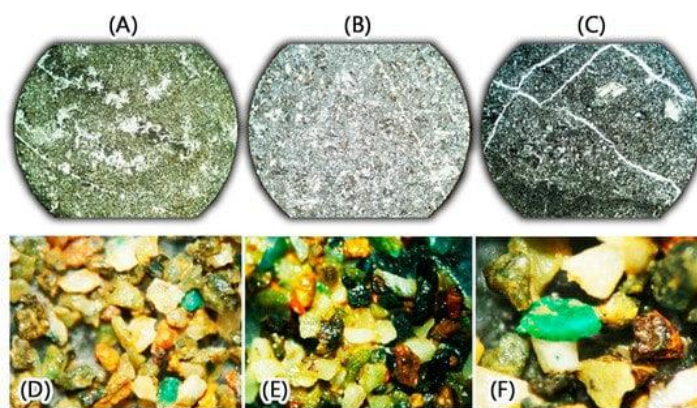


Рис. 24. (А) Андезито-базальт, содержит плагиоклазовые микролиты, которые были полностью заменены глинистыми минералами; (В) Базальт, содержит клинопироксен и плагиоклазовые иглы; (С) Андезито-базальт,

содержащий плагиоклазовые микролиты от альбита до олигоклаза; (D) Малахит и небольшое количество халькопирита; (E) Магнетит, кварц, кальцит, лимонит и оливин; (F) Малахит, кварц и лимонит.

6. Выводы

Наиболее важными результатами являются:

(1) выявленные геологические единицы андезитов, базальтов и офиолитов в качестве рудовмещающих пород;

(2) откартированные зоны гидротермально-метасоматических изменений, в т. ч. оксидов железа, сопровождающих оруденение;

(3) картирование интрузивных массивов на основе аэромагнитных аномалий;

(4) составленная карта геохимических аномалий концентраций Pb, Zn, Bi, Ag, Mo и Cu в образцах донных отложений;

(5) интегрированная прогнозная карта, полученная с использованием fuzzy-АНР, с площадями, перспективными на медно-порфировое оруденение..

Предполагается, что для повышения эффективности будущих поисков следует увеличить плотность геохимического пробоотбора, геологических и геофизических исследований.

МУЛЬТИСЕНСОРНАЯ СЪЕМКА С БПЛА,
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ И 3D-МОДЕЛЬ М-НИЯ ПСЕВДОСКАРНА
(Плуманак, Французская Бретань) [3]

1. Введение

За последнее десятилетие геофизика с помощью БПЛА претерпела быстрые изменения. В настоящее время проводится съемка несколькими датчиками (геофизические методы, такие как магнитные, радарные, VLF, радиометрические), от исследований и разработок до оперативного режима, и разработки быстро развиваются во всех частях мира, в том числе для новых методов, таких как электромагнетизм или гравитация. Горнодобывающий сектор не является исключением из этого повального увлечения: этот новый способ быстрого восстановления данных малого и среднего размера с высоким разрешением интегрируется в инструментарий компаний. Соответственно, более высокое разрешение на погребенных структурах достигается за счет плотной информации и близкого обнаружения, достигаемого с помощью БПЛА. Геофизическая съемка с БПЛА также устраняет разрыв между полевыми наблюдениями/измерениями и большим количеством региональных данных, таких как традиционная аэрогеофизика.

Ключевым моментом, который рассматривается в этой статье - съемки с беспилотников предоставляют данные в масштабе, идеально совместимом с полевыми наблюдениями, что позволяет совместно использовать поле и беспилотник в процессе интерпретации. Кроме того, интерпретации/модели могут сопоставляться с геофизическими данными, полученными в различных масштабах (например, беспилотный летательный аппарат и региональный аэрофотоснимок): это усиливает и уточняет геологические интерпретации.

Демонстрируется взаимное применение геологических и геофизических данных во всех масштабах, от полевых до региональных аэро- масштабов, посредством тематического исследования, сфокусированного на рудном участке (протяженностью в несколько сотен метров), расположенном на побережье французской Бретани в окрестностях города Плуманак (рис. 1).



Рис. 1. Исследуемый район вдоль побережья, между городами Плуманак и Перрос-Гирек, во время среднего отлива (вид в Юго-Восточном направлении).

Это минерализованное псевдоскарновое (значение термина псевдоскарн пояснено ниже) оруденение было известно в течение длительного времени, потому что оно отображает яркую и сфокусированную магнитную аномалию, пересекающую хорошо обнаженные участки, выступающие вдоль скалистого побережья. Поскольку это месторождение имеет очень небольшой промышленный потенциал (Плуманак - популярная туристическая точка, а магнитная аномалия в основном расположена в море), оно никогда специально не исследовалось. Поэтому в качестве методологической демонстрации в рамках проекта Muverdrone EIT-RM была проведена мультисенсорную съемку с БПЛА в пределах региональной магнитной аномалии вдоль побережья, включая мультиспектральные, гамма-и магнитные измерения, а также заверочные полевые наблюдения. В основном сопоставляются полевые наблюдения и измерения магнитной восприимчивости. Моделирование магнитных данных выполняется в двух масштабах с использованием съемки с беспилотника и региональной аэрофотосъемки. Итоговая 3D-модель последовательно объединяет всю структурную и геофизическую информацию. Показано, что взаимное усиление магнитной информации в двух масштабах, жестко ограниченных полевыми данными, позволяет достичь согласованной геометрической и концептуальной модели минерализации в ее геологической среде.

2. Геология района

Исследуемый район (рис. 2) расположен в неопротерозойском панафриканском террейне Европы.

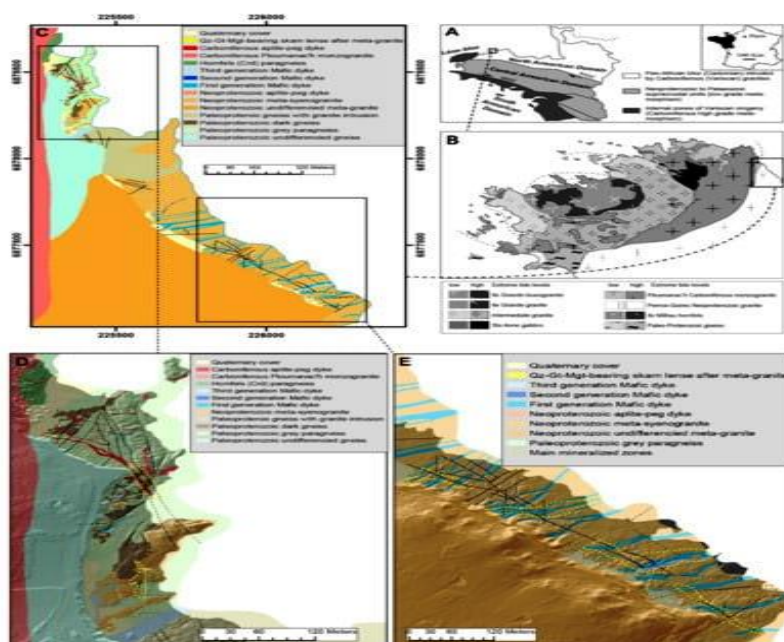


Рис. 2. (А) Эскизная карта Армориканского массива. (В) Карта магматического комплекса Плуманак. (С) Карта рабочей зоны исследования. (D) Карта сектора Ранолиен, пегматиты и дайки аплитов (выделены красным), (Е) Карта сектора Трестрау, основные минерализованные зоны вдоль разломов NW-SE выделены желтыми пунктирными линиями.

В палео-протерозойский фундамент вторгается вулканический комплекс, датируемый 615 ± 7 млн.лет (U/Pb в цирконе), состоящий из гранитов и их вулканических эквивалентов. Этот фельзитовый комплекс пересечен несколькими поколениями мафитовых даек юго-северо-западного направления. Два поколения мафического роа дайк датированы 440 и 350 млн.лет (K/Ar). Магматический комплекс Плуманак состоит из монцогранитов, сиеногранитов, габбро и гранитов. 302 ± 15 млн. лет (Rb/Sr) и 295 ± 3 млн. лет (циркон U/Pb). Сиенограниты и монцограниты характеризуются высоким содержанием тория и урана (до 94 и 48 ppm соответственно). Метасоматическое замещение гидротермальными флюидами образует вдоль геологических контактов *подобные* скарну массы, состоящие из граната (гроссуляр-андрадита), магнетита, эпидота, альбита, кварца, пирита, молибденита и шеелита.

3. Данные с БПЛА

3.1 Мультиспектральные данные.

Была проведена многоспектральная съемка высокого разрешения с помощью беспилотника в два пролета/блока с помощью камеры MicaSenseRedEdge-M, установленной DTU на мультироторном дроне DJI M210. Отдельные сцены были получены в растрах с разрешением 1,23 мегапикселя (1280×960), закодированных в 16 битах, включая географическую привязку. Полеты выполнялись на постоянной высоте 80 м над уровнем моря и постоянной скорости 6 м/с. Линии съемки были проведены примерно параллельно побережью с интервалом в 20 метров. Более 800 сцен были выложены мозаикой, географически привязаны и ортотрансформированы на каждом блоке съемки с использованием программного обеспечения Pix4Dmapper. Конечные продукты включают DTM и сетку поверхности, а также 3-полосную мозаику с размером пикселя 5 см. Фрагмент мозаики южного блока показан на рисунке 3 вместе с подробными геологическими контурами.

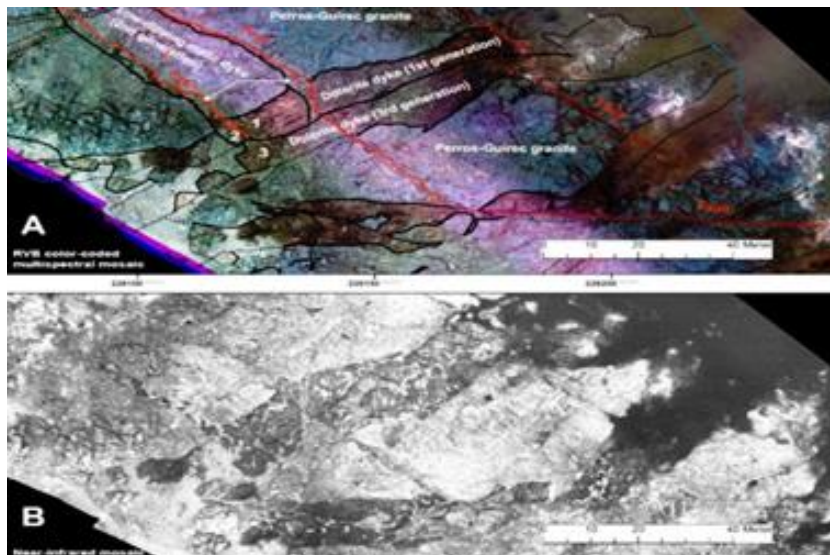


Рис. 3. (А) многоспектральная мозаика RVB с цветовой кодировкой и (В) мозаика в инфракрасном диапазоне.

Наложены геологические контуры (черным цветом) и разломы (красным), полученные в результате совместной интерпретации полевых наблюдений и мозаики. Выделены взаимосвязи между тремя поколениями мафитовых даек: мафитовая дайка первого поколения, простирающаяся на СВ (долерит) (1), пересечена вторым поколением мафитовых даек СЗ направления (2), расположенных в пределах разломов (выделено красным). 1 и 2 разрезаны третьим поколением (3) мафитовых даек СЮЗ направления (долерит).

3.2. Магнитные данные.

Были использованы как региональные аэро- магнитные данные, так и данные, полученные с БПЛА (рис. 4).

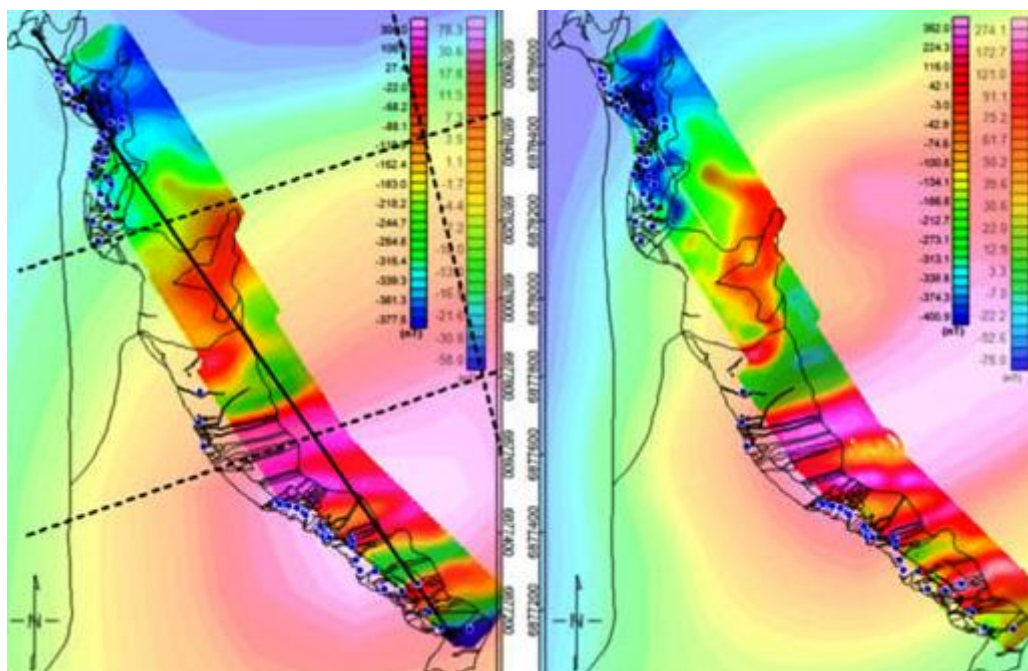


Рис. 4. Магнитная карта района: (а) магнитная аномалия и (б) аномалия, уменьшенная до полюса. (Бледные цвета относятся к региональной аэромагнитной карте, а яркие цвета - к магнитной съемке с беспилотника. Геологические контуры наложены черным, а темно-синие точки локализуют измерения магнитной восприимчивости. Расположение смоделированных магнитных профилей, представленных толстыми черными пунктирными линиями.)

Региональные аэромагнитные данные получены с помощью бортовой магнитной и радиометрической съемки, проведенной в 1998 году по всей французской Бретани компанией SanderGeophysics для BRGM. Съемка проводилась в режиме скрытого полета на высоте 120 м над топографией с использованием дифференциального GPS и радиолокационного высотомера. В районе исследования расстояние между линиями полета и привязки составляет 500/10000 м. Бортовые магнитные данные были записаны с помощью абсолютного магнитометра на парах цезия Scintrex CS-2, а суточные магнитные колебания были скорректированы с использованием непрерывной записи G822A Geometrics, расположенного в нескольких десятках километров от района исследования.

Магнитные данные с БПЛА, были получены в четырех полетах/блоках менее чем за три часа с помощью многороторного дрона исследовательского класса от DTU, буксирующего

один рубидиевый абсолютный магнитный датчик QuSpin, установленный в «птице». Птица была отбуксирована на 4,5 м ниже БПЛА на постоянной высоте 15/30 м над уровнем моря и постоянной скорости 13 м/с. Линии съемки/привязки были соответственно проведены примерно параллельно/перпендикулярно побережью с интервалом 10/80 м. Суточные изменения магнитного поля были скорректированы с учетом использования данных базовой станции GSM-19, непрерывно регистрируемых вблизи района съемки.

4. Наземная петрофизика.

Чтобы ограничить магнитную интерпретацию и моделирование, измерения k (магнитной восприимчивости) проводились в полевых условиях с использованием портативного каппаметра SM-30. Были отобраны образцы всех литологий, выходящих на поверхность: фации двух гранитов и аплит-пегматитовых жил, двух гнейсов, 3 различных семейств долеритов и псевдоскарновая минерализация. В каждой фации было отобрано не менее 5 участков (с несколькими измерениями на каждом участке), чтобы получить репрезентативную статистику для каждой литологии. Местоположение измерений каппаметра представлено на рисунке 4, а в таблице 1 приведены характеристики магнитной восприимчивости каждой литологии.

Табл. 1.

Статистика измерений магнитной восприимчивости*,

Aver.	Std.	# Sites	Code	Lithology
7.6	8.7	23	GPGN	Paleoproterozoic Bt-bearing grey paragneiss.
6.1	4.8	5	PMGT	Carboniferous Ploumanac'h monzogranite
7.1	4.6	6	PAPD	Carboniferous aplite-pegmatite dyke.
7.6	5.4	8	DPGN	Paleoproterozoic. Dark Bt+-Hbl-bearing gneiss
13.2	5.4	20	NSGT	Perros-Guirec Neoproterozoic meta-syenogranite.
32.8	39.6	22	DOL	Dolerite dyke
301.2	288.2	13	SK	Pseudoskarn accompanying dolerites, granites and gneisses
25.7	20.2	5	DOLA	1st gen. of mafic dykes including numerous fine grained mafic enclaves
0.4	0.3	6	DOLF	2nd gen. of mafic dyke. Strongly foliated mafic dyke.

* для каждого геологического фациального обнажения в исследуемой области. Для единиц СИ применяется коэффициент 10^{-3} . В описаниях литологии Bt и Hbl обозначают биотит и розовую обманку соответственно.

В дополнение к таблице 1 следует отметить, что на обнажениях псевдоскарна часто показания каппаметра превышали диапазон измерений устройства (т.е. превышали 999×10^{-3} СИ). На самом деле, макроскопический магнетит был обычным компонентом обнажений псевдоскарна: визуально было оценено, что месторождение минерализации состояло в среднем из 50% магнетита, локально близкого к 100%. Эмпирическое логарифмическое соотношение связывает содержание магнетита в породах и их магнитную восприимчивость, которая показывает, что для 100% магнетита $k > 10$ SI и составляет около 5 SI для 50% магнетита. Фактически использовали это значение 5 СИ для моделирования псевдоскарна. Также вероятно, что псевдоскарновая минерализация частично остаточная. Но этот компонент намагниченности породы не был измерен, и не рассматривали его, поскольку не было

очевидных доказательств преобладающей остаточности в исследуемом районе: на самом деле, магнитная карта, уменьшенная до полюса, не отображает очевидных дипольных аномалий (рис. 4), что означает, что намагниченность в породах преимущественно индуцирована.

5. Результаты.

5.1. Подробное геологическое картирование с БПЛА.

Исследуемая территория расположена вдоль берега, у подножия утеса, доступная только во время отлива (амплитуда прилива по вертикали достигала 20 м во время съемки); она состоит из мелких и крупных валунов, частично покрытых водорослями, что делает пляж чрезвычайно трудным для осмотра пешком. Вся территория (приблизительно 2 км в длину и 150 м в ширину, во время отлива) была обследована для детальной геологии примерно за пять дней, в общей сложности более 100 точек наблюдения. Эти наблюдения были интерпретированы в соответствии с геологической картой м-ба 1:50 000, а подробные геологические контуры и структуры были нанесены в ГИС в масштабе 1:500 с помощью многоспектральной мозаики. Ниже приводится резюме подробной геологии, нанесенной на карту берега, которая будет поддерживать геофизическое моделирование.

Палеопротерозойские гнейсы представлены различными типами, которые располагаются между варисканским гранитом Плуманак и кадомским гранитом Перро-Гирек. Эти слоистые гнейсы, вероятно, являются вулканогенно-осадочными метаосаждениями, состоящими из плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата и биотита. Они локально пронизаны порфировыми ортогнейсами. Локально эти гнейсы сильно милонитизированы, брекчированы и рассечены разломами юго-восточного направления. Тенденции метаморфического слоения в среднем наблюдаются на 160° восточной долготы/ 65° южной широты. Эти гнейсы трансформированы в кордиеритоносные роговики вдоль контакта с интрузией Варискан-Плуманак и пересечены роем аплит-пегматитовых даек, связанных с этой интрузией. Палеопротерозойские гнейсы прорваны несколькими интрузиями мелкозернистого гранита и пегматит-аплитовых даек. Мелкозернистый и среднезернистый монцогранит состоит из овального кварца толщиной 3-5 мм, плагиоклаза, биотита, К-полевого шпата и мусковита. Западная граница этого гранита деформирована пластичной деформацией. Как палеопротерозойские гнейсы, так и граниты пересечены тремя поколениями мафитовых даек. Первое поколение является субвертикальным, оно имеет тенденцию от 60 до 45° в.д. Пологие разломы пересекают это первое поколение даек, они имеют тенденцию от 130° в.д. в граните и до 170° в.д. в гнейсе, со средним наклоном на 35° к западу. Третье поколение долеритовых даек пересекает оба предыдущих поколения. Скопление пегматитовых даек, связанных с гранитами, почти вертикально пересекает все предыдущие литологии вдоль тренда от 70 до

130° в.д. Рассеянный магнетит обнаружен в некоторых из этих пегматитов, а также в гранитах. Локально вдоль контактов между первым и вторым поколением мафитовых даек и гранитами образуются многочисленные выходы скарноподобного комплекса, состоящего из магнетита, граната, эпидота, кварца, альбита, пирита, шеелита и молибденита.

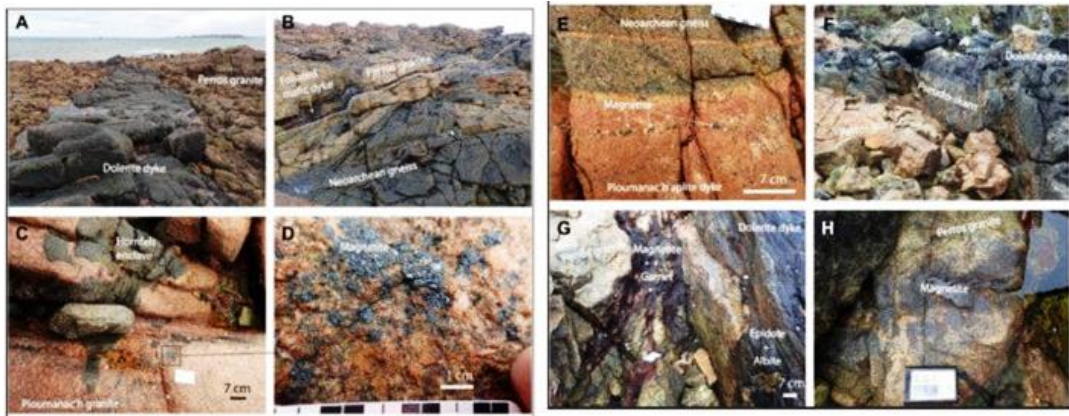


Рис. 5. Фото, иллюстрирующие взаимосвязь между псевдоскарном, каменноугольным магматизмом и связанными с ним поздними магматическими и гидротермальными флюидами.

(А) Северо-юго-восточная мафитовая дайка толщиной 3 м, пересекающая неопротерозойский гранит. (В) Сильно деформированная мафитовая дайка второго поколения, в пределах пологого разлома. (С, D) Рассеянный магнетит в пределах монцогранита. (Е) Магнетит в аплитовой дайке. (F) Псевдоскарн (светло-зеленый) на контакте первого поколения долеритовой дайки и неопротерозойского гранита. (G) Псевдоскарн вдоль контакта между дайкой долерита и гранитом. В долерите расположены многочисленные жилы, состоящие из эпидота + альбита. (H) Массивный магнетит в граните.

5.2. Магнитное моделирование

На основе подробной геологической карты и структурной информации, собранной в полевых условиях, а также петрофизических исследований было выполнено прямое магнитное моделирование по четырем профилям (расположение на рисунке 4а). Моделирование вдоль четырех пересекающихся профилей позволило усилить общую геометрию вдоль побережья, полностью охваченного магнитной съемкой с БПЛА. Сначала выполняется магнитное моделирование с использованием региональных аэромагнитных данных, а затем фокусируется на детальной съемке с БПЛА.

Региональное магнитное моделирование.

Сначала магнитное моделирование было выполнено в региональном масштабе, чтобы расположить основные геологические единицы относительно региональной геологической карты, оценить их “фоновое” магнитное воздействие с учетом их петрофизических характеристик и, наконец, нарисовать общую геометрию псевдоскарна путем подгонки к большой заметной магнитной аномалии. Поскольку магнитная восприимчивость псевдоскарна очень высока, его геометрия оказалась чрезвычайно чувствительной при моделировании. Поскольку массы псевдоскарна систематически развиваются вдоль проницаемых структур, то есть вдоль долеритовых даек и внутри трещин и разломов, считалось, что толщина минерализации не превысит нескольких десятков сантиметров (она была смоделирована как лента толщиной ± 35 см) на контакте с долеритовой дайкой, толщина которой была

установлена в среднем в два метра (опять же, на основе полевых наблюдений). На самом деле псевдоскарновая минерализация является результатом циркуляции богатых Fe-Mg флюидов, вдоль долеритовых даек. Очень чувствительное моделирование “скарново-долеритовой ленты” предполагает, что очень простая форма порога, слегка вогнутая геометрия, на небольших глубинах (в диапазоне от 10 до 150 м), может объяснить региональную магнитную аномалию (рис. 6). Такая геометрия совместима со вторым поколением даек вдоль пологих разломов. Точная настройка этой геометрии была перекрестно ограничена между четырьмя профилями, смоделированными на региональном уровне, что дает довольно хорошую достоверность в этом масштабе.

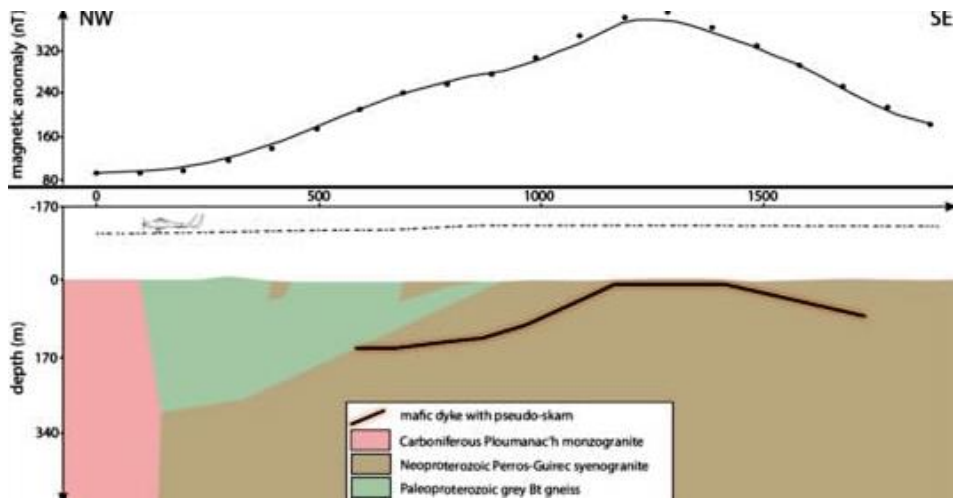


Рис. 6 Региональное магнитное моделирование.

Верхнее окно: измеренная региональная магнитная аномалия (точки) по сравнению с вычисленным эффектом магнитной модели (линия). Нижнее окно: цвета смоделированных геологических единиц соответствуют рисунку 2. Принимая во внимание реалистичный “геологический магнитный фон”, хорошего соответствия региональной магнитной аномалии может быть достигнуто с помощью псевдоскарна “лентообразной” формы (черным с красной тенью — преувеличенная толщина). Вертикальное преувеличение равно 1 для всех отображаемых поперечных сечений.

Локальное магнитное моделирование.

Геометрия, смоделированная в региональном масштабе, была перенесена в местный масштаб (для профиля, проходящего вдоль побережья, в пределах района съемки с БПЛА) и сопоставлена с магнитными данными высокого разрешения (рис. 7). По первому порядку, общее соответствие вычисленной/измеренной магнитной аномалии довольно хорошее; были внесены лишь незначительные модификации скарновой мафитовой зоны, чтобы соответствовать центральной скарновой аномалии. К юго-востоку от профиля коротковолновые аномалии не укладываются в эту региональную модель: на следующем этапе

исследуется, можно ли объяснить появление долеритовых даек, пересекающих граниты, нанесенных на карту в полевых условиях.

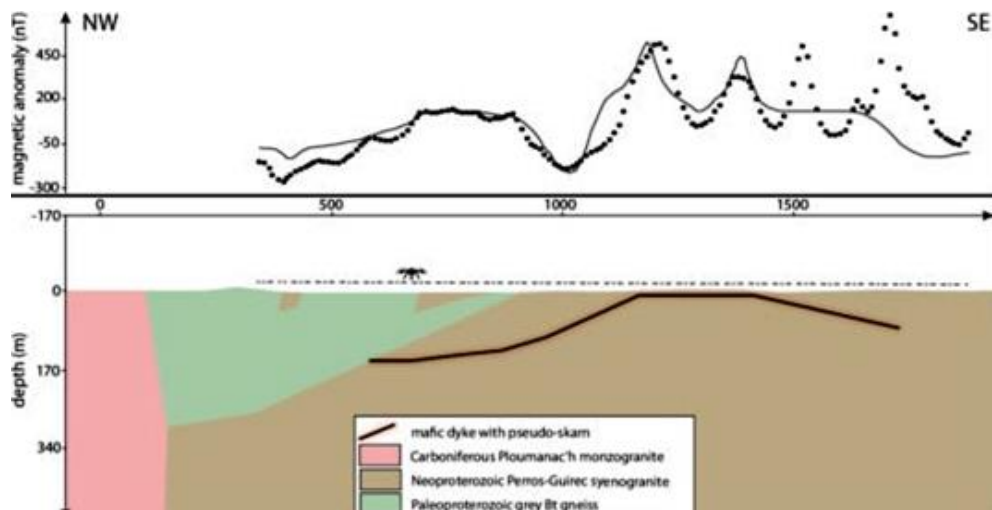


Рис. 7. Региональная магнитная модель, сопоставленная с магнитными данными БПЛА высокого разрешения.

Верхнее окно: измеренная с БПЛА магнитная аномалия (точки) в сравнении с вычисленным эффектом магнитной модели (линия). Нижнее окно: цвета смоделированных геологических единиц соответствуют рисунку 2. Общая подгонка профиля хорошая, большинство магнитных аномалий подобраны в первом порядке, за исключением коротковолновых аномалий на юго-восточном конце профиля.

Третий шаг: картографическое соответствие между большинством нанесенных на карту даек и линейными магнитными аномалиями, нанесенными на карту в ходе съемки с БПЛА (рисунки 3 и 4), свидетельствует в пользу того, что источником этих аномалий являются долериты. Соответственно, принимая во внимание положение первого и третьего поколений субвертикальных даек и их фактическую измеренную восприимчивость, были установлены коротковолновые магнитные аномалии (рис. 8). Для достижения надлежащего магнитного прилегания дайки считались анастомозирующими на глубине, что позволяет увеличить магнитное воздействие каждой отдельной дайки.

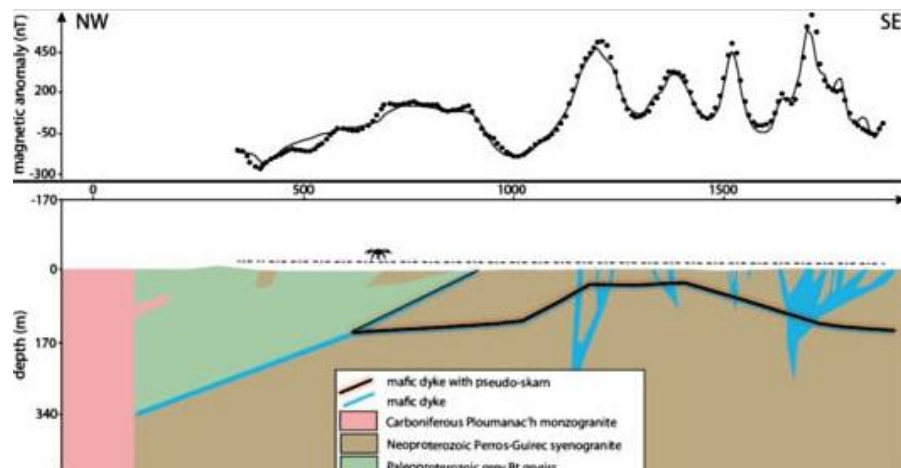


Рис. 8. Локальная магнитная модель.

Фактическая измеренная магнитная восприимчивость, а также специальный анастомоз на глубине позволяют получать магнитные данные высокого разрешения. Верхнее окно: измеренная с БПЛА магнитная аномалия (точки) в сравнении с вычисленным эффектом магнитной модели (линия). Нижнее окно: цвета смоделированных геологических единиц.

5.3 Окончательная модель с геологическими ограничениями.

В соответствии с результатами геологических полевых наблюдений и магматизма, дайки долерита, выходящие на поверхность в юго-восточной части исследуемой области, предположительно были расположены в виде псевдо-2D пластов, простирающихся как на большие горизонтальные расстояния, в региональном масштабе, так и простирающихся субвертикально на большую глубину, а не анастомозированы, как ранее “геофизически смоделированный”. Однако при моделировании одни только вертикальные слои не могут учитывать весь магнитный сигнал, как показано на рисунке 9 (их магнитный эффект, выделенный серым цветом на верхней части рисунка, не полностью соответствует наблюдаемым точкам данных). Поэтому, за прерывистой минерализацией скарна вдоль некоторых обнажающихся долеритовых даек, считалось, что минерализующие флюиды, стекающие вдоль низкоуглубленной мафитовой зоны, могли проходить вдоль некоторых вертикальных даек и могли вызывать минерализацию скарна вдоль них на вертикальных расстояниях от метров до десятков метров.

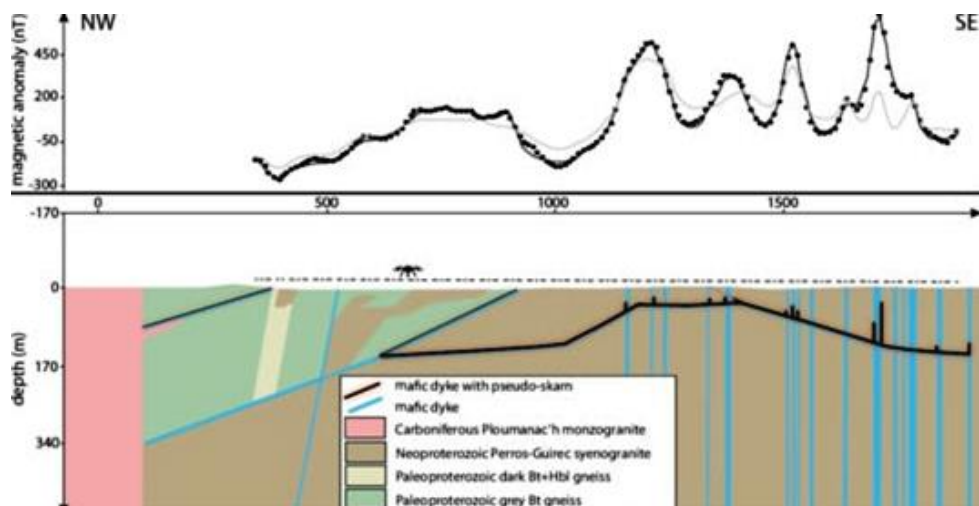


Рис. 9. Окончательная магнитная модель.

Верхнее окно: измеренная с БПЛА магнитная аномалия (точки) в сравнении с вычисленным эффектом магнитной модели (линия). Нижнее окно: цвета смоделированных геологических единиц. 1-я и 3-я поколения долеритовых даек смоделированы как 2D субвертикальные слои; только их магнитное воздействие не может учитывать весь магнитный сигнал (серая линия на верхней панели). Для окончательной подгонки магнитных данных (черная линия на верхней панели) была смоделирована псевдоскарновая минерализация (черным с красной тенью — увеличенный размер), направленная вдоль некоторых

вертикальных долеритовых даек, в связи с минерализованной мафитовой дамбой 2-го поколения с низким погружением.

5.4. 3D-геологическое моделирование

Для того, чтобы оценить трехмерную согласованность 2D-модели минерализации с имеющимися геологическими и структурными наблюдениями, она была интегрирована в 3D-геометрическую модель в программном обеспечении 3D-Geomodeller©. 3D-модель была сгенерирована с учетом данных, доступных на двух поверхностях: 1—полевые наблюдения и линеаменты ДДЗ и 2—геологические контакты в смоделированном поперечном разрезе. Процесс 3D-интерполяции в 3D-Geomodeller© создает 3D-поверхности, сформированные в соответствии с доступными измерениями погружения и которые соответствуют точкам контакта. Этот процесс последовательно учитывает все данные о контакте/погружении, предоставленные во всех поперечных разрезах.

Подмножество 3D-модели показано на рисунке 10: геометрия верхней мафической зоны с низким наклоном, основанная на полевых наблюдениях, учитывает постоянный наклон на 35° к западу и постепенное изменение ориентации структуры с северо-западной на юго-восточную. Поэтому он выглядит как слегка вогнутый “лист”, плавно опускающийся на запад. Дугообразная форма основной минерализованной структуры в магнитной модели (рис. 9) очевидна: это результат пересечения прямого геофизического сечения с выпуклой формой структуры. Таким образом, в 3D модель основной минерализованной структуры (нижняя мафитовая дайка), полученная на основе магнитного моделирования, также выглядит как слегка вогнутый “лист”, наклоняющийся к западу. Наконец, эти две структуры, полученные из совершенно разных источников данных, демонстрируют согласованную субпараллельную геометрию.

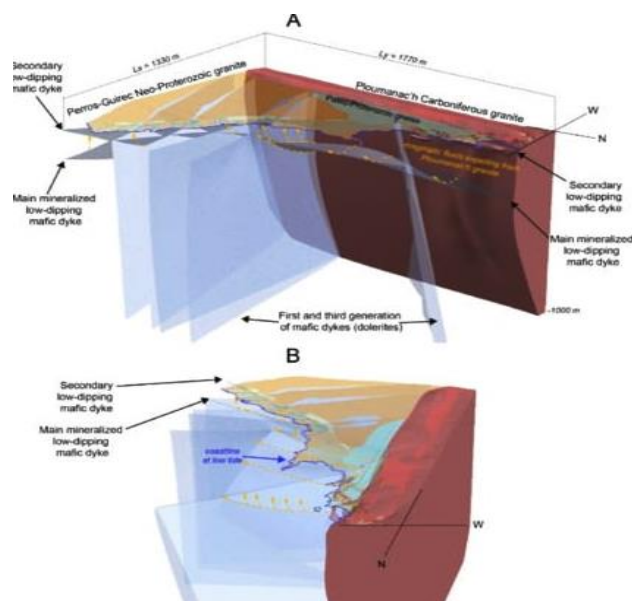


Рис. 10. Два вида (А с северо-востока и В с северо-запада) трехмерной модели (1330 × 1770 × 1000 м), сфокусированные на дайках, по которым проходят минерализующие флюиды (желтые стрелки).

3D-модель, созданная в программе Geomodeller© 4.0.7, просматривается и аннотируется в ESRI ArcScene© 10.5.1. Для наглядности граниты и палео-протерозойские гнейсы были удалены из 3D-вида на глубине, но все еще видны на поверхности, ограниченной береговой линией во время отлива (синяя линия). Кроме того, представлены только некоторые из основных мафитовых даек. Основная минерализованная мафитовая зона с низким погружением не обрезается, ее геометрия определяется магнитным моделированием. Вторичная, более поверхностная мафитовая зона с низким погружением, обнажающаяся вдоль побережья, довольно постоянно наклоняется на запад под углом 35° , с ориентацией, изменяющейся между 130° в.д. и 170° в.д. с юга на север. Подробное 3D-моделирование обеих зон с низким погружением, принимая во внимание измерения поля и геометрию магнитной модели на глубине, ясно показывает, что обе структуры субпараллельны. Таким образом, слабоминерализованная мафитовая зона с низким погружением, выступающая вдоль пляжа, расположенная в низкоугловом обратном разломе, является хорошей доступной копией основной минерализованной структуры на глубине.

Как видно из магнитного моделирования, скарнифицированная мафитовая зона с низким погружением, которая создает большую часть магнитной аномалии, не обнажается. Однако то, что может быть истолковано как небольшая копия этой основной минерализованной мафитовой зоны с низким погружением, выходит прерывисто с постоянной тенденцией вдоль всего пляжа (на рис. 2 нанесены на карту разломы, субпараллельные побережью от юго-восточной до северо-западной части исследуемого района). В полевых условиях эта структура материализуется сильно измененными флогопитоносными мафитовыми дайками, вторгшимися в пологий разлом. Эти разломы/дайки простираются от 130° в.д. на востоке, в пределах гранитов, до 170° в.д. в палео-протерозойских гнейсах. Их наклон составляет в среднем 35° к западу. Магнитное моделирование связывает эту низкоугловую структуру с батолитом, находящимся в нескольких десятках метров под поверхностью (слева от поперечного сечения, рис. 9). Понимание этой структуры, а также связанного с ней магматизма и расположения зон переносятся на основную минерализованную структуру, смоделированную на глубине. Эта структура, смоделированная на основе магнитных ограничений, интерпретируется как основная, образовавшееся на ранней стадии размещения батолита. На последних стадиях охлаждения батолита флюиды, обогащенные Fe-Mg-Mo-W, циркулировали вдоль этих ранее существовавших структур, превращая долерит и гранит в скарноподобное оруденение Fe-Mo-W. Полевые наблюдения и магнитное моделирование предполагают, что флюиды также направляются к поверхности вдоль субвертикальных старых даек. Моделирование предполагает, что это происходит там, где вертикальные зоны

пересекаются пологой основной минерализованной структурой. Для определения этой предварительной модели потребуется дальнейшее датирование трех поколений субвертикальных даек, пологих разломов и сформированной минерализации.

6. Обсуждение

При магнитном моделировании, когда магнитные свойства горных пород контрастируют (например, со скарново-магнетитовой минерализацией), моделирование чрезвычайно чувствительно к очень небольшим изменениям геометрии (и магнитных свойств). Таким образом, вводя несколько геометрических ограничений, таких как геологические обнажения и принимая несколько допущений, таких как поддержание постоянной толщины минерализации, степени свободы моделирования резко сокращаются. Даже средняя глубина минерализованной структуры ограничена: сочетание очень высокого контраста намагниченности и постоянной толщины минерализованного слоя допускает очень небольшое изменение глубины/геометрии, чтобы соответствовать измеренной аномалии. И это ограничение становится еще сильнее, когда эта геометрия должна соответствовать как региональным, так и подробным магнитным данным. Модель не предназначена для идеального соответствия геологической реальности, потому что:

1— минерализованная структура, безусловно, не является идеально непрерывной и не имеет постоянную толщину (считается ± 35 см в нашем моделировании),

2 — как свидетельствуют данные о магнитной восприимчивости в полевых условиях, ее намагниченность также не является абсолютно постоянной (считается равной 5 СИ в нашем моделировании).

В дополнение к прямому моделированию было протестировано "усиление" магнитной модели посредством 3D-инверсии в пределах ее геологической среды с использованием случайного процесса, реализованного в 3DGeomodeller. Но результаты были либо невыполнимы с вычислительной точки зрения (поскольку тонкий минерализованный слой требует очень тонкой сетки и, следовательно, удесятерять время вычисления), либо, если сетка понижена, результаты инверсии нереалистично "распыляют" зону минерализации и не показывают значительного расхождения с геометрией прямого моделирования, либо обеспечивают новое понимание системы.

Способность данных с беспилотников преодолевать разрыв между полевыми наблюдениями/измерениями и региональными геофизическими данными понятна. Это продемонстрировано в этом исследовании:

1 — сочетанием мультиспектральных изображений с полевыми геологическими наблюдениями для улучшения детализации геологического картирования, и

2 — сочетанием измерений магнитной восприимчивости поля и их использования в детальном региональном магнитном моделировании, ограниченном соответственно магнитными съемками с беспилотников и с самолета-вертолета.

Другой менее очевидный, но чрезвычайно важный аспект этого многомасштабного подхода, особенно при поисках, возникает на этапе моделирования. В конкретном исследовании — и, предположительно, в любой поисковой геофизической работе — комбинация данных беспилотника и региональных магнитных данных позволяет получить модель геологи/минерализации с большей надежностью, чем при работе только в одном масштабе:

1—только с данными беспилотника, сфокусированными в высоком разрешении, наиболее вероятно, что минерализованная мафитовая зона с низким погружением на глубине не была бы обнаружена, потому что, магнитная карта беспилотника предполагает, что E-W простирающийся рой даек удерживает намагниченность,

2-только с региональной магнитной аномалией детальная структура минерализации, направленная основной дайкой на глубине и локально связанная с поверхностью вдоль субвертикального более старого поперечного роя даек, не могла быть ограничена.

5. Выводы

Геофизическая съемка с БПЛА быстро меняется, предоставляя все более разнообразный и быстрый доступ к информации о поверхности и недрах в высоком разрешении. Способность беспилотных летательных аппаратов быстро наносить на карту небольшие и промежуточные районы, устраняя разрыв между локальными полевыми наблюдениями и региональными аэро-геофизическими исследованиями была рассмотрена в данном исследовании. Была установлена связь между полевыми наблюдениями/измерениями и 3D-моделированием геологии, ограниченной поверхностными мультиспектральными изображениями и магнитными данными. Это продемонстрировано на примере сложной многофазной магма-метаморфической среды на побережье французской Бретани. В целевом районе находится псевдоскарновая минерализация, демонстрирующая магнитную аномалию.

Многомасштабное магнитное моделирование, выполняемое на основе региональных аэрофотоснимков, а также местных подробных данных, полученных с БПЛА, заверенных полевыми геологическими наблюдениями, позволяет получить последовательное и реалистичное магнитное описание псевдоскарновой минерализации в ее геологической среде. Подчеркивается, что, скорее всего, если бы магнитное моделирование было выполнено либо только в локальном масштабе (с использованием данных беспилотника высокого разрешения), либо только в региональном масштабе (с использованием аэросъемки), геометрическая, а

также концептуальная модель геологии и минерализации не могла бы быть реалистично изображена в таком соответствии с полевыми геологическими наблюдениями. Окончательная 3D-интеграция наземных геологических наблюдений с моделируемой геометрией недр подтверждает общую геометрическую согласованность основной глубинной минерализованной структуры и поверхностной, наблюдаемой в полевых условиях.

ОРУДЕНЕНИЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО УРАНА:
СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ, ГЕОХИМИЯ ИЗМЕНЕНИЙ, ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ
(Рохиле, Штат Раджастхан, Западная Индия) [1]

1. Введение

Глобальные месторождения урана, классифицируемые по типу метасоматитов, состоят из неравномерно распределенного урана в структурно деформированных породах, на которые повлиял щелочной метасоматизм, а именно метасоматизм натрия и/или калия (рис. 1).



Рис. 1 Основные месторождения урана метасоматического типа.

Щелочной метасоматоз относится к геологическому процессу, посредством которого богатые щелочью (Na или K) гидротермальные флюиды взаимодействуют с вмещающими породами и образуют измененные породы, состоящие в основном из альбита или калиевого полевого шпата и сопровождающиеся дополнительными минералами изменений. Хотя U-минерализация, Na-метасоматоз и деформация, возможно, связаны, генезис большинства месторождений более сложный. Минерализация урана, связанная с Na-метасоматозом, варьируется по возрасту от нижнего протерозоя до мезозоя. Вмещающие породы также широко варьируются, от гранита и туфа до метаосаждений и карбонатов. В таких месторождениях взгляды на взаимосвязь между щелочным метасоматозом и урановой минерализацией значительно различаются. Некоторые исследователи рассматривают щелочной метасоматоз на стадии синтеза, другие высказываются в пользу предшествующего минерализации урана. Кроме того, известна роль других изменений, таких как хлоритизация, окремнение и сульфидизация. Геохимия микроэлементов в значительной степени варьируется из-за широкой изменчивости состава вмещающих пород и минерализующих флюидов. Лишь в некоторых из них, таких как Кировоград, Украина, Валгалла, Австралия, Мишлен, Канада, Элкон, Россия, Ляньшангуань, Китай, концентрации меди и молибдена связаны с ураном, несмотря на различия в геохимии вмещающих пород. О залежах урана в сходных геологических условиях сообщается в Лагоа Реал, Ариченге, Гайана, Китонго, Коулз Хилл, США, Эспинхарасе, Бразилия и Итатайе (табл. 1).

Обзор мировых месторождений метасоматического урана.

Deposit, Country, Resource in Kiloton U, Grade	Host Rocks (Rock Age)	Alteration Assemblage	Geochemistry	Formation Temp.	Ore Age (Ga)	References
Valhalla, Australia, 57, 0.07%	Mylonitised metabasalt and metasiltstone (Orosirian)	Early: albite, riebeckite, calcite Syn-U: apatite, zircon, brannerite Late: Uraninite, haematite, dolomite, chlorite, coffinite, quartz, galena, pyrite, Cu-sulphides	Loss: Si(?), K, Ba, Rb Gain: Na, Ca, U, Zr, P, V, Y, Sr	340–380 °C Isotope geochem.	1.56–1.51	[6]
KirovoGrad, Ukraine, >250, 0.07%–0.15%	Gneiss, granite, iron-rich rocks (Archaean–Orosirian)	Stage I: riebeckite/arfvedsonite, albite, carbonate, magnetite, apatite Stage 2: albite, apatite, pyrite, zircon, hematite, uraninite Late: aegirine, calcite, hematite, Late U: uraninite, coffinite, calcite, dolomite, biotite, Fe	Loss: Si Gain: Na, Ca, U, Zr, P, V, Y, Sr	Stage 1 and 2 alteration 300–500 °C. Late alteration 150–200 °C	1.90–1.70	[1,19]
Novokonstantinovskoye, Ukraine, 93, 0.14%	Granite, minor gabbro and monzonite (Palaeoproterozoic)	Epidote–chlorite and chlorite–albite, uraninite, brannerite, pitchblende, coffinite	Loss: Si Gain: Na, Fe, U, Ti		1.808 ± 0.027	[1]
Krivoy Rog, Ukraine, 0.07%–0.2%	Metasediments (carbonate, quartzite, schist, banded iron formations) (Proterozoic)	Carbonate–alkaline metasomatism Chlorite, carbonate and haematite, davidite, nenadkevite, pitchblende, coffinite	Loss: Si Gain: Na, Mg, Fe, U		1.80–1.75	[19]
Elkon, Russia, <62, 0.05%–0.15%	Gneiss and migmatite, (Archaean–Palaeoproterozoic)	Stage 1: K metasomatism Stage 2: albite, sericite, adularia, illite, chlorite, haematite, pyrite, carbonate	Loss: Na, Al, Ca, Mg, Mn, P and Ti Gain: K, Fe, U, Au		0.135	[1]
Coles Hill, USA, 45, 0.054%	Deformed granite, augen gneiss, amphibolite	Na- metasomatism Albite, calcite, apatite, chlorite, haematite, sericite, zeolite.	Loss: Si Gain: Na, U, Fe, P, Ca		0.417	[1]
Lagoa Real, Brazil, 100, 0.12%	Mylonitised gneiss (large-scale ductile shear zone) Orosirian	Albite, pyroxene, garnet, uraninite, Zircon, allanite, carbonate	Loss: Si, K, Rb Gain: Na, Ca, Sr	450 ± 50 °C Initial phase	1.87 ± 0.07	[13]
Michelin, Canada, 74, 0.07%–0.15%	Mylonitised metarhyolite, metavolcaniclastic rocks, metasediments, (Orosirian)	Quartz and K-feldspar with minor plagioclase, calcite, biotite, hornblende, pyroxene, magnetite, hematite, traces of titanite, apatite, zircon	Loss: Si, K Gain: Na, U, Zr, Mo, W		1.83 ± 0.03	[7,8]
Espinharas, Brazil, 8, 0.12%	Leucocratic granites and orthogneisses + mesocratic biotite–amphibole paragneisses	Albite, riebeckite, chlorite, calcite, coffinite, apatite, Ti-silicates, xenotime	Loss: Si, K, Rb, Sr Gain: Na, Ca, Fe, U, Th, Nb, Y, Pb	500 ± 50 °C Initial phase	0.820 ± 0.01	[17]
Itataia, Brazil, 142, 0.19%	Epigenetic whereby the fluids are of magmatic, metamorphic, and meteoric origin	Sodic alteration and silica leaching. Amorphous apatite (collophane) formation	Loss: Si, Fe, Mn Gain: Na, Ca, P, U, F	250–200 °C; 50–130 °C	0.63	[18]
Kurupung, Aricheng Guyana, 60, 0.1%	Monzogranite, syenite, episyenite	Albite, carbonate, chlorite, hydrothermal zircon, uraninite, Ti-U oxides.	Loss: Si, Fe Gain: Na, Ti, U	250–350 °C (fluid incl.); 210–280 °C (chlorite geochem.)	1.995 ± 0.015	[15]
Kitongo, Cameroon, <25.	Granite	Two-stage albitisation, chlorite, calcite, anatite	Loss: K, Rb, Nb, Ba, Si		0.590–0.613	[16]

0.09%			Gain: Pb, Zn, Ga, Hf, Sr, Fe, Al, P, Zr, U, Na, Ca			
Lianshanguan, China	Granite, migmatite (Archaean– Proterozoic)	Albite, sericite, fluorite, carbonate, pitchblende, coffinite, sulphides	Gain: Fe, Pb, Zn, Cu, U	280–350 °C	1.894	[1,10]
Rohil, India, >8, 0.06%	Metasediments– quartz biotite schist, quartzite, amphibole quartzite, carbonaceous (graphitic) phyllite	Albite, chlorite, hornblende, fluorite, uraninite, pyrite, chalcocopyrite, pyrrhotite, molybdenite	Loss: Si, K (?) Gain: Fe, Na, Cu, Mo, Pb, Zn, Ni, Co	350–400 °C (XRD study)	0.826	[21]

Несмотря на их распространение по всему миру (на данный момент выявлено в общей сложности 78), они представляют собой значительно недоисследованный тип, и необходимы дополнительные исследования, чтобы лучше понять генезис этого типа месторождений и разработать поисковые парадигмы. Пространственная взаимосвязь между минерализацией урана и деформационными структурами во всех метасоматических месторождениях недостаточно хорошо документирована. Кроме того, сосуществование других металлов, имеющих экономическое значение, в месторождении не только требует подходящих методов обогащения, но также влияет на оценку и экономику месторождений.

Управление по разведке и исследованию атомных полезных ископаемых (AMD) Правительства Индии располагает доказанными запасами 8000 тонн оксида урана с низким содержанием (0,062% U₃O₈) в м-нии Рохиле. Рохиль (27°33'25"с.ш: 75°29'25" в.д.) расположен примерно в 120 км к северо-западу от Джайпура, столицы штата Раджастан. Оно характеризуется урановой минерализацией средней тоннажности Na-метасоматитового типа, залегающей в альбитизированных метаосадках мезопротерозойской группы Аджабгарх Делийской супергруппы.

Изучение местной геологии вокруг Рохила до сих пор было ограниченным из-за скудных обнажений и в основном ограничивалось изучением керн скважин во время разведки. Существует несколько областей пробелов, связанных с моделями деформаций, основанными на данных о мезоскопических структурах, взаимосвязях и ограничении мультиметаллической минерализации широкой зоной деформации. Различные особенности изменений вмещающих пород, такие как альбитизация, хлоритизация, окремнение и карбонатизация, были выявлены в ходе ранних исследований, но их значение как руководящего фактора для поисков еще не установлено. Необходимо определить природу, состав и физико-химические параметры минерализующих флюидов. Минерализация в значительной степени связана со слабыми или умеренно альбитизированными метаосадками. Однако минерализация также происходит и в неальбитизированных зонах с присутствием сульфидов. Тектонические и гидротермальные процессы на месторождении Рохил и их связь с событиями деформации и изменения являются неопределенными. Это в основном связано с низкими содержаниями и линзообразной

природой рудных тел и сложной структурной эволюцией вмещающих пород, что затрудняет идентификацию морфологии и способа залегания рудных тел.

В этом исследовании предпринята попытка:

(а) интегрировать структурные данные мезоскопического масштаба в поверхностных обнажениях и кернах скважин с микроструктурными наблюдениями, чтобы установить их вклад в минерализацию, (б) идентифицировать явления изменения, предпочтительно наиболее заметные, чтобы подчеркнуть их вклад в минерализацию урана,

(в) охарактеризовать явления изменений и возможность идентификации их в качестве ориентиров для поисков, и

(г) наметить парагенетическую последовательность процесса минерализации.

Цель состоит в том, чтобы определить основные механизмы, контролируемые залежи урана, меди и молибдена, чтобы результаты помогли в разработке более эффективных стратегий поисков этого типа месторождений в аналогичных геологических условиях.

2. Геология района.

Месторождение Рохиле является частью Делийской супергруппы пород мезопротерозоя. (рис. 2).

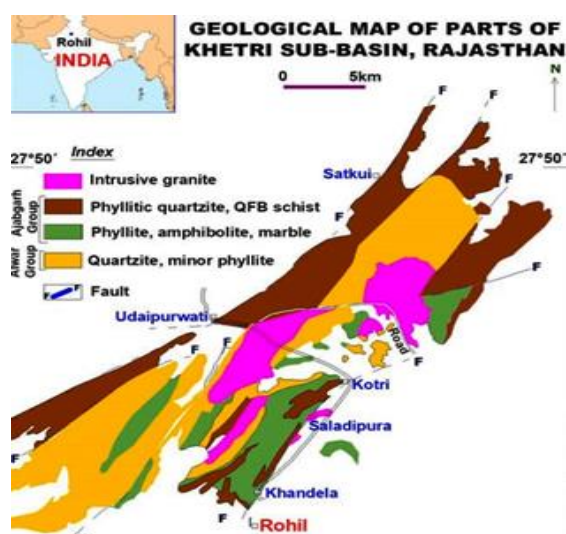


Рис. 2. Геологическая карта района.

Распространенная зона альбитизации, простирающаяся от NNE до SSW, протяженностью около 170 км и шириной 6-10 км, возможно, является выражением внутриконтинентальной рифтовой зоны.

Стратиграфически Делийская супергруппа разделена на три группы, от старейшей до самой молодой. Старейшей является группа Райало (состоящая из доминирующих карбонатов и основных вулканитов), за которой следует группа Алвар (состоящая из доминирующих пород аренообразной фации с основными вулканитами), за которой следует группа Аждабгарх

(состоящая из доминирующих известковых и глинистых фаций с основными вулканитами. Были зарегистрированы три фазы деформации (от D_1 до D_3). Первая деформация (D_1) привела к образованию складок первого поколения (F_1), которые близки к изоклинальным и наклонены с осевым плоским расщеплением (S_1). Складки второго поколения (F_2), возникающие в результате деформации D_2 , имеют вертикальный или наклонный характер, от мелкого до умеренного погружения NNE и зубчатого расщепления (S_2), которые являются плоскостными по отношению к складкам F_2 . F_1 и F_2 , в общем, соосны, тем самым делая оси складок F_1 и F_2 параллельными. Тенденция осевого следа складок достигает NNE-SSW с крутым падением. Складки третьего поколения (F_3), возникающие в результате D_3 деформации представляют собой широкие открытые складки, которые имеют тенденцию к смещению в осевой плоскости, что привело к широкому колебанию плоскостей слоения. Термическое событие сопровождается последующую стадию рифтогенеза, чему способствуют гидротермальные растворы, приводящие к широкому распространению метасоматических преобразований. Щелочной метасоматоз более выражен вдоль зон сдвигов и глубинных разломов. Породы пережили две фазы метаморфизма — прогрессивную M_1 (амфиболитовая фация 1450 млн лет) и ретроградную M_2 (фация зеленых сланцев 850-700 млн лет). U-Pb датирование монацита предполагает, что последняя региональная фаза метаморфизма имела место в 975 млн лет, на которую вскоре наложилась фаза (γ) метасоматоза в 900-850 млн лет; пиковая температура метаморфизма оценивалась в $531 \pm 16^\circ\text{C}$.

3. Геология месторождения.

Литология

Исследуемая территория перекрыта эоловыми отложениями. Обнажение горных пород ограничено единственной грядой деформированного кварцита длиной 700 м и шириной 100 м и доступно для непосредственного геологического наблюдения (рис. 3).

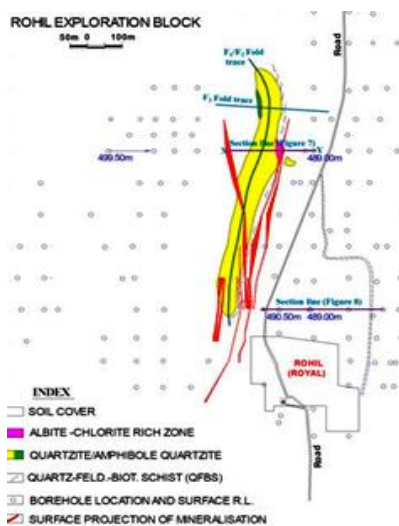


Рис. 3 Схема месторождения с расположением скважин и проекцией рудных залежей.

Вмещающие породы представлены кварцево–полевошпатово–биотитовыми сланцами (QFBS), углеродисто-графитовыми сланцами, кварцитами, известково-силикатными и кварц-амфиболовыми сланцами. Сланцевые породы состоят из различных количеств кварца, биотита, амфиболов, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и граната.

Геологическая карта района представлена на рисунке 4.

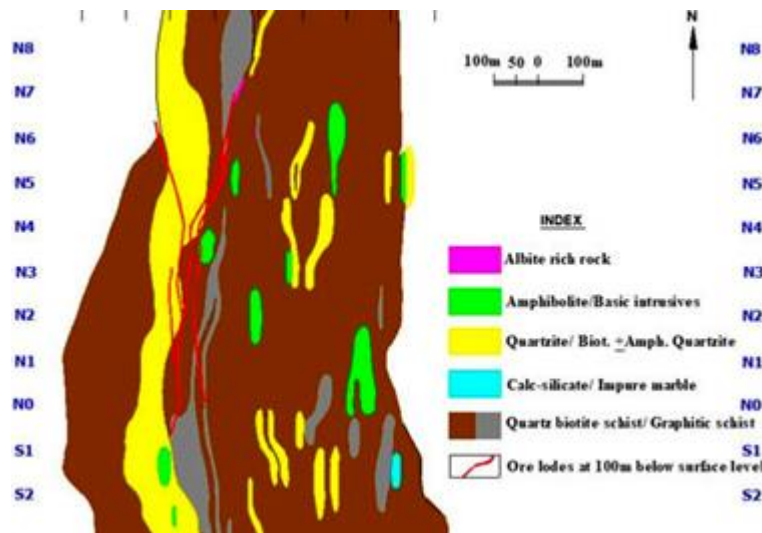


Рис. 4. Геологическая карта района.

Метаосаждения имеют разную степень изменений, а именно: альбитизации, хлоритизации и окремнения. Жилы кварца, кальцита, пегматита, альбитита и амфиболита (хорнблендита) пересекают все лито-единицы. Геохронологическое исследование показывает, что изохронный возраст Pb-Pb в уранините Рохила составляет 826 ± 9 млн лет.

Структура.

На поверхности наблюдается композиционная полосчатость с общей тенденцией N-S. Плоскости слоистости (S_1) демонстрируют изоклиную складку (F_1 , коаксиально преобразованную в F_2) с острыми шарнирами (рис. 5а).



Рис. 5. (а) изоклинные складки F_1 , преобразованные в F_2 в полосах кварцита внутри сланца; (b) зубчатые образований на S_1 осевая плоскость складок F_2 ; (d) расслоенность параллельно осевым поверхностям F_2 ; (e) переслаивания полос кварцита (S_0), слоистости (S_1 и S_2); (f) ориентация удлиненных зерен кварца параллельно плоскостям расщепления (S_1 параллельно S_2); (g) деформация D_3 деформация (F_3) на тонкослоистых кварцитах; (h) кварциты с развитием сопряженных сдвиговых трещин, N-S трещины служат путями для потока гидротермального флюида с минерализацией U-Cu-Mo; (k) пятна (зеленые) медной минерализации на

вертикальных сочлененных поверхностях в кварцитах; (l) радиационная съемка поперек простирания слоистости, сине-зеленые полосы вторичной медной минерализации связаны с обогащением урана (159 ppm), (n) пирит-пирротинная минерализация вдоль трещин внутри кварцита; (o) минерализованный брекчированный кварцит (альбитизация отсутствует); (p) жила, содержащая уран и сульфиды (в основном пирит) и хлорит вдоль трещин, (деформация D₃); (q) альбит-I параллелен плоскости слоистости, пересечен трещиной с альбитом-II; (r) kern авантюризация (коричневые пятна) на розовом альбитите; (s) kern, показывающий молибденит (M) вдоль микротрещин в альбитизированном кварците.

Зубцы на S₁ определяют спайность S₂, которая является осевой плоскостью складок F₂, развитых в кварцитовых полосах (рисунок 5b, c). Крутопадающие слои, параллельные осевым поверхностям F₂ (рис. 5d). Прослои кварцитовых полос плотно изоклинически сложены слоистостью (S₀), а слоения (S₁ и S₂) сильно транспонированы (рис. 5e). Сильная предпочтительная ориентация удлиненных зерен кварца параллельно плоскостям расщепления в кварците указывает на транспонированные слоения S₁ и S₂ (рис. 5f). Деформация D₃ привела к образованию складок от пологих до открытых (F₃) с осевой поверхностью в направлении EW (рис. 5g). Породы подвержены множественному разрушению. Кварцит в большинстве мест сильно сращен с образованием сопряженных и несопряженных групп трещин (рис. 5h). На кварциты влияют разломы E-W с развитием брекчии (рис. 5i). Разломы N-S и E-W пересекаются почти под углом 90 ° и расположены на разном расстоянии друг от друга, которые развиваются во время деформаций D₂ и D₃ соответственно (рис. 5j). Разломы N-S служат путями минерализации U-Cu-Mo, несущей поток гидротермального флюида. Зоны сдвига с северо-западной стороны, сформировавшиеся на контакте кварцита, способствовали интенсивной альбитизации и хлоризации, что формирует локализацию полиметаллического оруденения (рис. 5k).

В дополнение к характеристикам поверхности, керны скважин дополняют сложность структуры и ее роль в минерализации полиметаллической руды. Повторение концентрических композиционных наслоений в керне с интервалом в 1 м указывает на то, что ствол скважины проходил через петли сгиба под большими углами к линии сгиба (рис. 5m). Кварцит поражен трещинами переменного размера, местами брекчированными и заполненными преимущественно пиритом-пирротинном (рис. 5n). Ураносодержащие жилы, богатые сульфидами и хлоритом, приурочены к трещинам, образованным в богатой альбитом породе (рис. 5p). В жиле можно наблюдать незначительное смещение из-за деформации D₃. Оба поколения альбита можно наблюдать в тандеме в кернах скважин вблизи минерализованной зоны. В то время как Ab₁ преимущественно параллелен плоскости слоистости, альбит более поздней генерации (Ab₂) в основном приурочен к микротрещинам или в непосредственной близости от них (рис. 5q). Авантюризация является заметным явлением в кернах буровых скважин, когда ствол скважины приближается к пересечению минерализованных зон. Коричневые пятна, появившиеся на розовых альбититах, обусловлены обогащенной железом

фазой субмикронного размера, ведущей к авантюризации (рис. 5г). Стрингеры молибденита (М) залегают вдоль микротрещин в керне скважины альбитизированного кварцита (рис. 5с).

Общая структура кварцитовой гряды представляет собой погруженную на юг, перевернутую синформу с осевой плоскостью, круто уходящей на запад, которая представляет собой структуру F_2 складчатости в результате деформации D_2 . Ориентация оси складки (рис. 6а) составляет $16^\circ \rightarrow 182^\circ$.

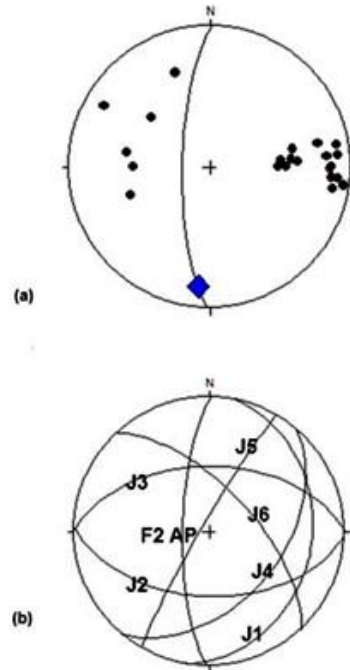


Рис. 6 Диаграммы стереографической проекции (равная площадь, нижняя полусфера) для данных ориентации структурных элементов. (а) Синоптический график с $0 // C_1$ полюсами. Заполненный синим квадратом полюс к поясу, наиболее подходящему к полюсам $S_0 // S_1$, и, следовательно, указывает ориентацию оси сгиба ($16,1^\circ \rightarrow 185,7^\circ$). Большой круг указывает ориентацию осевой поверхности перевернутой складки F_2 . (б) График совместных плоскостей множеств J1–J6 и осевой плоскости F_2 складки (F_2 AP).

Большой круг, проходящий через график трассировки оси сгиба на карте, и углубление оси сгиба на рисунке 6а указывают ориентацию осевой плоскости складчатой структуры F_2 . Осевая плоскость наклоняется на $73,9^\circ \rightarrow 271^\circ$. Синформа F_2 дополнительно сложена поперечно в открытые вертикальные складки с осевой плоскостью, проходящей с востока на запад. Шарнирная линия F_2 ориентирована на северо-восток как на северной, так и на южной оконечностях хребта, но имеет северо-юго-западный тренд в центре хребта. Горный хребет подвергся воздействию многочисленных стыков с изменяющимися тенденциями, которые в целом сгруппированы в шесть групп (рис. 6б). Набор соединений, которые проходят субпараллельно осевой поверхности синформы F_2 , называется набором соединений J1. Они имеют неглубокий провал с ориентацией $25^\circ \rightarrow 100^\circ$ и расстоянием между ними 10-13 см. Наборы соединений J2 и J3 сопряжены и проходят параллельно простиранию осевой поверхности F_3 складки вдоль E-W. Аналогично, J4 и J5 представляют собой сопряженный

набор соединений, которые проходят по северо-западному направлению (рис. 6б). J6 представляет собой изолированный набор швов, которые проходят СЗ-ЮВ (рис. 6б).

Минерализация.

Радиометрическая съемка с использованием ручного сцинтилляционного счетчика показывает, что внутреннее содержание урана выше фонового вдоль восточного контакта. Эта зона, демонстрирующая более высокое радиометрическое значение, может быть прослежена для переменной ширины 40-50 м с общей тенденцией N15°E на северо-восточном склоне хребта, что указывает на тенденцию минерализации урана. Поверхностные радиометрические данные, полученные на каждом двухметровом интервале вдоль линии профиля восток-запад, были нанесены на график, чтобы показать распределение (рис. 7).

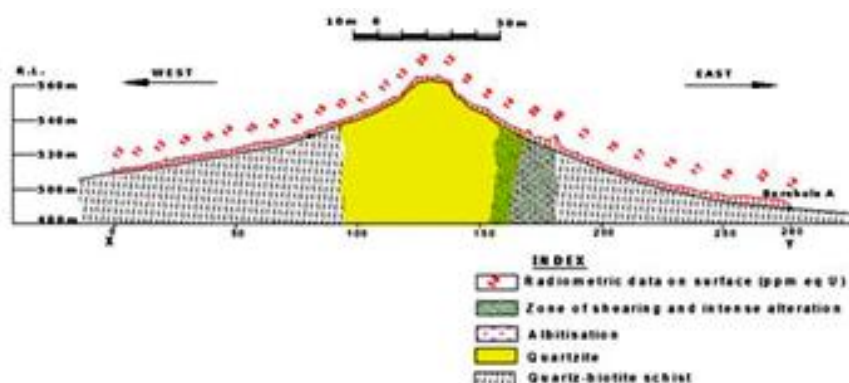


Рис. 7 Профиль (EW), показывающий расположение лито-единиц и радиометрические данные.

Нанесение данных о концентрации элемента было выполнено вдоль линии поперечного сечения, пересекающей тренд зоны месторождения (рис. 8).

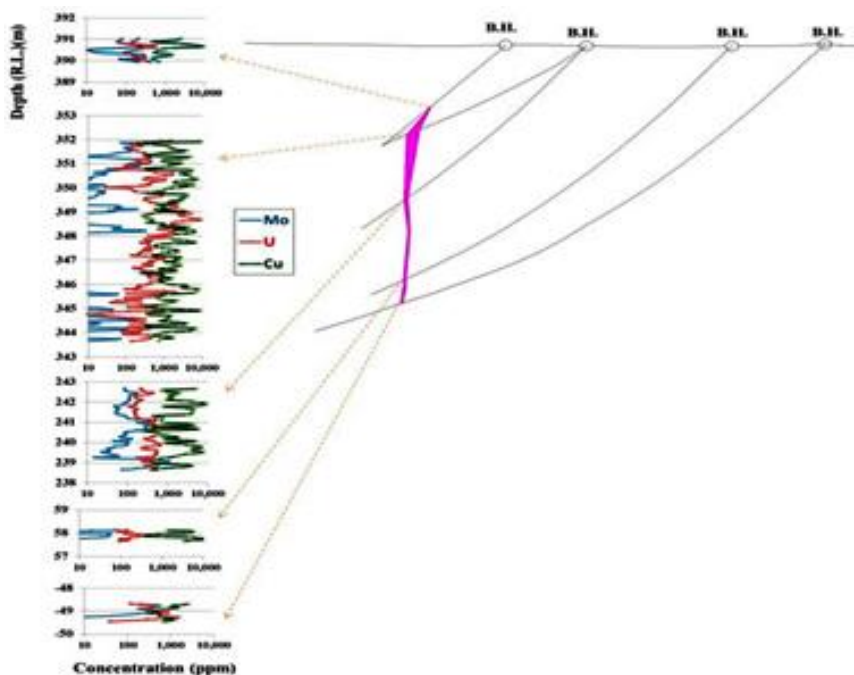


Рис. 8 Распределение элементов (U, Cu и Mo) и изменение концентрации по глубине.

Элементная концентрация урана, меди и молибдена демонстрирует высокую изменчивость с глубиной.

4. Методы исследований.

Образцы керна из минерализованной зоны и прилегающей неминерализованной зоны были собраны для микроскопического анализа, EPMA и геохимического анализа. Основной целью было (1) определить роль микротрещин в минерализации, (2) классифицировать различные процессы изменения посредством количественной оценки и, возможно, (3) определить способы и поколения минерализации.

4.1 Петрография

Петрографические анализы были выполнены на измененных вмещающих породах в зоне минерализации с использованием микроскопии. чтобы идентифицировать минералы и понять текстуру, микроструктуру и минеральный парагенезис. Были проведены стандартная оптическая микроскопия и электронно-зондовый микроанализ (рис. 9).

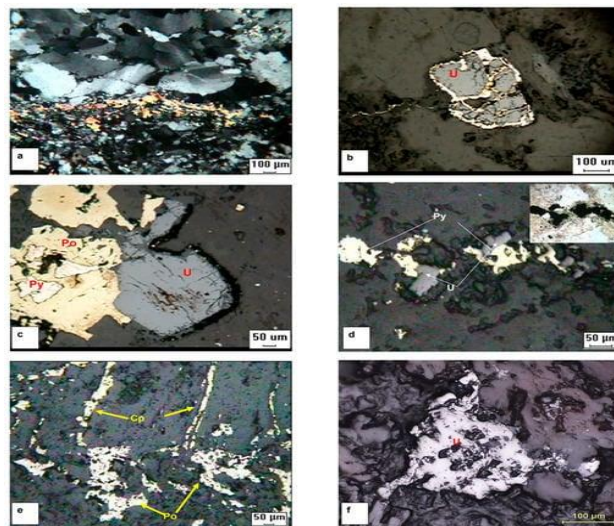


Рис. 9 Микрофотографии. (а) кварцит, эффект сдвига привел к вытягиванию зерен параллельно плоскости контакта; (б, в) граница между уранинитом и сульфидами (пиритом, пирротинном и халькопиритом) указывает на их совместное происхождение; (d) уранинит и пирит вдоль жилы, вторичный хлорит обволакивает уранинит в богатой альбитом основной массе; (f) агрегат уранинита, образованный выступами под углом 120° от вершины тройного соединения, содержащего расплав.

Контраст в реологических свойствах между слоями разного состава приводит к различию в реакции на стресс. В полиметаллическом комплексном минерализующем флюиде минералы различных элементов кристаллизуются в соответствии с температурой их образования. Уранинит является основным урансодержащим минералом в этой полиметаллической свите. Уранинит встречается в виде скоплений и вкраплений и часто ассоциируется с халькопиритом, пирротинном, пиритом, молибденитом и графитом, встречающимися в виде заполнения жил. Четкая граница зерен между уранинитом и сульфидами указывает на их совместное генетическое происхождение (рис. 9b, c). Однако уранинит образовался относительно раньше, чем сульфиды, из-за его более высокой температуры кристаллизации. Во многих местах халькопирит и пирит образуют пояс, окружающий уранинит, что указывает на их

относительную последовательность кристаллизации из одного и того же флюида. Роль микротрещин (шириной от 10 до 50 мкм) в переносе минерализующего флюида заметна (рис. 9b,d). Два набора микротрещин, расположенных перпендикулярно друг другу, один из которых заполнен халькопиритом, образовались раньше и были усечены микротрещинами, заполненными пирротинном, образовавшимся в более позднем эпизоде деформации (рис. 9e). Агрегат уранинита образовался с выступами под углом 120° от вершины тройного соединения, содержащего расплав, при этом выступы могли образоваться в результате мощного впрыска ураносодержащей жидкости вдоль узкой микротрещины (рис. 9f). Минерализованные и неминерализованные метасадочные породы отличаются интенсивностью деформации и изменений.

4.2 Электронно-зондовый микроанализ.

Изучение микроструктур проводилось с помощью электронного микронзонда (модель CAMECA SX 100) в лаборатории EPMA, AMD, Хайдарабад. Изображения с обратным рассеянием электронов (BSE) получены с использованием ускоряющего напряжения 15 кэВ и тока 20 нА, время записи изображения составляет 30 секунд. Границы зерен уранинита варьируются от полигональных до чередующихся в виде отдельных зерен и встречаются в виде составных агрегатов. Зерна уранинита имеют форму от эугедральной до ангедральной с размерами от 0,03 до 0,8 мм, а халькопирит имеет форму ангедральной с размерами от 0,01 до 0,1 мм, тогда как молибденит удлиненный, волокнистый с размерами зерен от 0,02 до 0,8 мм. Пирит является наиболее распространенным среди рудных минералов, с различной формой (от эугедральной до ангедральной) и размерами (от включения размером <1 микрон до дискретного зерна >1 мм).

Длинные волокна молибденита расположены вдоль параллельных микротрещин внутри микроклина (рис. 10a).

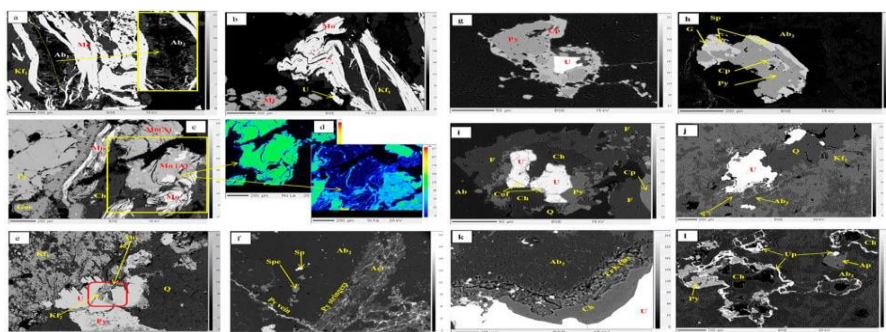


Рис. 10. Изображения BSE. (а) Жилы молибденита (Mo), параллельные трещины (пунктирная линия), и альбита (Ab_2 , темно-серый), заменяющие К-полевого шпат (Kf_1 , светло-серый) вдоль трещины; (b) складки скольжения на нитях молибденита из-за деформации D_2 ; (в) окисление пирит (Py) гетит (Goe) и изменение складчатого молибденита (Mo); (d) рентгеновские изображения Mo-La и Si-Ka (e) U-минерализация вдоль трещиноватого контакта; (f) пиритные стрингеры вдоль микротрещин параллельно оси актинолита (Act) образование сфалерита (Sp) и сфена (Sph); (g) уранинит, халькопирит (Cp) и пирит в пределах богатой альбитом основной массы; (h) парагенетическая последовательность галенита (G)-Sp-Cp-Py; (i) ассоциация флюорита (F) с уранинитом и халькопиритом; присутствие коффинита (Cof) вдоль границы зерен; (k) уранинит, окруженный хлоритом (Ch), Fe-K глиной и альбитом; (l) вторичный фосфат урана (Up), связанный с пиритом, хлорит и апатит (Ap);

Из-за метасоматоза альбит заменил зерна микроклина по обе стороны микротрещин. Альбитизация K-полевого шпата является псевдоморфной процедурой, которая сохраняет внешние размеры и форму начальной фазы. Следовательно, создание вторичной пористости в процессе замещения вызвано любыми различиями в относительных растворимостях и молярных объемах между начальной фазой и фазой продукта. В результате альбит и исходный микроклин образовали высоко анизотропные сростки пилообразной формы (рис.10а). Свежеобразованные границы раздела кажутся полукогерентными и демонстрируют трещины вдоль фронтов реакции, которые указывают на упругую деформацию. Результирующие текстуры и границы раздела между микроклином и альбитом поразительно похожи на те, которые наблюдались в эксперименте Норберга и др. (2011), которые высказали мнение, что система пыталась минимизировать упругую деформацию вдоль вновь сформированных границ раздела.

Молибденит также встречается в виде сильно свернутых волокнистых прожилок, указывающих на то, что они возникли синкинематически с деформацией D_2 (рис. 10б). Удлиненные зерна молибденита демонстрируют хорошо развитые изгибные складки скольжения (F_2) с общей изоклиальной геометрией. Отмечено присутствие уранинита и магнетита с молибденитом. Осевая плоскость складок на нитях молибденита параллельна общей тенденции трещиноватости (рис. 10b, c). Элементные рентгеновские изображения Mo-La и Si-Ka на разграниченном участке на рисунке 10c указывают на изменения элементных концентраций Mo в зернах молибденита из-за частичного изменения Si-содержащей жидкостью (рис. 10d).

Трещиноватость наблюдается как вдоль, так и поперек направления расслоения. Она от умеренной до интенсивной, и более двух наборов трещин пересекают друг друга и заполнены мономинеральными или полиметаллическими жилами. Трещина развивается вдоль контакта с кварцитом, который является благоприятным для U-минерализации (рис. 10e). Вторичный микроклин (Kf_2) и вторичный альбит (Ab_2) окружают зерна уранинита, что указывает на их образование вместе с уранинитом. На рисунке 10f вдоль микротрещин, развитых параллельно длинной оси актинолита (плоскость сланцеватости S_1) во время деформации D_2 , наблюдаются пиритные прожилки, перпендикулярные сланцеватости, что указывает на ее развитие во время деформации D_3 .

Уранинит неизменно ассоциируется с пиритом и халькопиритом. Эти два минерала часто встречаются вдоль границ зерен уранинита (рис. 10e, g, i, j), что указывает на их когенетическую природу. Изображение BSE (рис. 10h) показывает редкое сосуществование четырех сульфидных минералов, погруженных в альбит; парагенетическая

последовательность галенит → сфалерит → халькопирит → пирит выводится из совокупности. Ассоциация флюорита с уранинитом, пиритом и халькопиритом указывает на богатый F-состав минерализующего флюида (рис. 10i). Присутствие кварца вдоль жилы, содержащей уранинит, указывает на обогащенный кремнеземом минерализующий флюид (рис. 10j). Вокруг большинства зерен уранинита наблюдается образование глины и хлорита (рис. 10i–k). Местами имеются признаки богатой фосфатами жидкости, которая привела к образованию вторичного фосфосиликата урана (рис. 10l). Этот U-содержащий сложный минерал связан с пиритом и хлоритом в жилах.

4.3 Химическая характеристика ключевых минералов с помощью EPMA.

Были отобраны шесть репрезентативных образцов сульфидов металлов, хлорита и полевого шпата, чтобы понять влияние различных типов изменений, связанных с минерализацией урана. Химический состав этих фаз был проанализирован с использованием EPMA (модель CAMECA SX 100) в лаборатории AMD, Хайдарабад, Индия. Прибор работал с источником электронной пушки LaB₆. Сбор данных и исправления матрицы были выполнены с использованием встроенного программного обеспечения.

Минеральный состав зерен плагиоклазов, K-полевых шпатов и хлоритов был определен при 15 кэВ / 10 нА, 15 кэВ / 40 нА и 20 кэВ / 40 нА соответственно. Размер пятна составлял 1,5 мкм, а время подсчета было установлено равным 10 секундам. Для определения минерального состава использовались следующие стандарты: альбит (для Na, Al, Si), ортоклаз (K), MgO (Mg), CaSiO₃ (Ca), Fe₂O₃ (Fe), MnSiO₃ (Mn), TiO₂ (Ti) и BaSO₄ (Ba), предоставленные CAMECA. Рентгеновские линии и кристаллы (в скобках) для анализа используются Na-Kα, Mg-Kα, Al-Kα, Si-Kα (TAP), K-Kα, Ca-Kα, Ti-Kα, Ba-La (PET) и Fe-Kα, Mn-Kα (LIF). Анализ хлоритов проводился в режиме chloritegeo-mode.

Точечный анализ различных сульфидных фаз был выполнен с использованием ускоряющего напряжения 20 кэВ, тока 40 нА и электронного пучка диаметром 1,5 мкм. Для анализа использовались пирит (на содержание S), халькопирит (Cu), галенит (Pb), металлический никель (Ni), Fe₂O₃ (Fe), металлический кобальт (Co), сфалерит (Zn), InAs (As), металлический Mo (Mo) и ²Te (Ag), поставляемые CAMECA.

А. Полевые шпаты

По составу плагиоклазы в основном представляют собой альбит с незначительным содержанием олигоклаза (табл. 2).

Химический состав полевого шпата.

Albite														
Mol wt%	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12	Min	Max
SiO ₂	68.6	69.28	68.23	67.61	68.54	66.24	69.11	67.66	67.71	68.29	71.24	71.49	67.61	71.49
TiO ₂	bdl	0.01	bdl	bdl	bdl	0.1	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.1
Al ₂ O ₃	19.32	19.8	18.87	19.51	20.57	19.78	18.89	19.34	19.14	18.65	19.52	20.01	18.65	20.57
FeO	0.02	0.06	bdl	0.23	0.05	0.85	0.21	0.03	0.03	0.06	0.38	0.07	bdl	0.85
MnO	0.04	bdl	0.05	0.02	0.02	0.02	0.07	0.14	0.05	0.01	0.06	0.03	bdl	0.14
MgO	0.01	bdl	bdl	0.01	0.03	0.52	bdl	bdl	0.01	0.01	0.02	bdl	bdl	0.52
CaO	bdl	0.01	0.02	0.13	1.02	0.23	0.19	0.22	0.27	0.14	0.23	0.27	bdl	1.02
Na ₂ O	11.35	10.51	11.28	9.98	10.73	10.45	10.66	9.08	8.66	11.2	9.66	9.53	8.66	11.35
K ₂ O	0.02	0.04	bdl	0.1	0.16	0.11	0.82	0.24	0.03	0.09	0.09	0.12	bdl	0.82
BaO	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
TOTAL	99.36	99.71	98.45	97.59	101.12	98.30	99.95	96.71	95.90	98.45	101.20	101.52	95.90	101.52

Microcline														
Mol wt%	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12	Min	Max
SiO ₂	64.05	63.21	65.82	62.67	66.76	61.78	64.24	63.52	63.61	63.5	63.15	62.75	61.78	66.76
TiO ₂	bdl	0.03	0.01	0.02	0.08	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.08
Al ₂ O ₃	17.64	17.7	18.03	18.47	18.21	18.19	17.78	17.54	17.29	17.48	17.14	17.47	17.14	18.47
FeO	0.34	1.29	0.1	0.61	0.23	0.36	0.13	0.19	0.08	0.04	0.16	0.03	0.03	1.29
MnO	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.03	0.04	bdl	bdl	bdl	bdl	0.04
MgO	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.03	bdl	bdl	bdl	0.03
CaO	bdl	0.04	bdl	0.05	bdl	0.07	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.07
Na ₂ O	0.17	0.2	0.21	0.35	0.2	0.28	0.29	0.28	0.32	0.3	0.2	0.08	0.08	0.35
K ₂ O	15.67	15.51	16.07	15.38	15.84	15.17	15.77	15.58	15.89	15.79	15.92	15.72	15.38	16.07
BaO	0.05	0.02	0.2	0.75	0.07	1.13	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	1.13
TOTAL	97.92	98.00	100.44	98.30	101.39	96.98	98.21	97.14	97.23	97.14	96.57	96.08	96.08	101.39

Содержание Na₂O колеблется от 8,66% до 11,35% (среднее значение 10,26%, $n = 12$). Содержание CaO и FeO колеблется между <0,01% и 1,02% и <0,01% и 0,85% соответственно. Стехиометрическая формула альбита составляет $Na_{0,75-0,97}K_{0,0-0,05}Ca_{0,0-0,05}Fe^{+2}_{0,0-0,03}Al_{0,97-1,05}Si_{2,95-3,05}O_8$. Содержание K₂O в K-полевых шпатах колеблется от 14,07% до 16,70% (в среднем 15,60%, $n = 14$). Содержание Na₂O, FeO и BaO варьируется от 0,08% до 0,35%, 0,03% и 1,29% до <0,01% - 1,13% соответственно. Стехиометрическая формула для K-полевого шпата составляет $K_{0,90-0,97}Na_{0,01-0,03}Ba_{0,0-0,02}Fe^{+2}_{0,0-0,05}Al_{0,97-1,03}Si_{2,97-3,03}O_8$. Согласно петрографическим исследованиям, K-полевые шпаты являются преимущественно микроклиновыми. Химический состав минералов означает, что полевые шпаты попадают на два конца тройного графика Ab или An и лишены каких-либо промежуточных продуктов. Содержание Fe⁺², хотя и небольшое, неизменно присутствует во всех точечных анализах.

В. Хлориты

Биотит и актинолит во вмещающих породах являются предшественниками хлоритов. Химический анализ хлорита показывает широкий разброс по составу с 27,71% -35,43% SiO₂, 14,44% -19,26% Al₂O₃, 11,38%-27,42% FeO и 12,04% -21,25% MgO (табл. 3). Соотношение FeO /MgO демонстрирует значительные колебания в диапазоне от 0,72 до 2,38. Высокое соотношение FeO / MgO >2 наблюдается очень близко к зернам уранинита.

Химический состав хлорита.

Mol wt%	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	Min	Max
SiO ₂	32.60	34.79	32.44	29.77	31.97	32.44	35.43	28.10	29.64	28.53	28.24	29.29	30.81	28.92	29.01	28.29	27.97	27.70	27.71	35.43
TiO ₂	bdl	bdl	0.02	0.02	bdl	bdl	0.03	0.08	0.01	bdl	0.05	bdl	0.03	bdl	0.03	bdl	0.01	0.01	bdl	0.08
Al ₂ O ₃	17.24	15.61	16.61	19.26	18.18	16.17	14.44	16.02	16.25	15.67	16.55	16.11	16.52	16.01	15.93	16.18	15.70	15.53	14.44	19.26
Cr ₂ O ₃	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Fe ₂ O ₃	2.85	4.71	3.44	2.02	3.38	2.80	4.42	0.55	1.03	0.65	0.83	1.05	2.25	1.08	0.88	0.80	1.37	0.95	0.55	4.71
FeO	14.56	13.13	14.98	18.38	16.60	13.77	11.38	24.56	20.54	25.09	23.76	20.73	19.35	22.97	24.36	24.15	27.42	26.65	11.38	27.42
MnO	0.19	0.14	0.14	0.13	0.13	0.18	0.13	0.29	0.23	0.19	0.29	0.25	0.09	0.30	0.23	0.17	0.31	0.35	0.09	0.35
MgO	21.02	18.91	19.12	18.52	17.99	21.12	21.25	15.95	18.61	15.89	15.86	18.02	17.58	16.38	16.29	15.79	12.04	13.21	12.04	21.25
CaO	0.34	0.84	0.50	0.15	0.22	0.49	0.78	0.09	0.11	0.09	0.14	0.14	0.21	0.07	0.08	0.08	0.18	0.14	0.07	0.84
Na ₂ O	0.02	0.09	0.04	bdl	0.05	0.05	0.04	0.08	0.09	0.04	0.09	0.09	0.06	0.08	0.05	0.07	0.12	0.07	bdl	0.12
K ₂ O	0.06	0.08	0.02	0.08	0.20	0.01	0.04	0.01	0.03	0.02	0.04	0.04	0.17	0.03	0.02	0.06	0.02	0.04	0.01	0.20
H ₂ O*	12.15	12.08	11.87	11.86	11.98	11.93	12.16	11.12	11.49	11.15	11.18	11.35	11.60	11.22	11.30	11.12	10.81	10.80	10.80	12.16
Total	101.0	100.3	99.18	100.2	100.7	98.97	100.1	96.90	98.08	97.36	97.07	97.11	98.71	97.09	98.23	96.77	95.99	95.51	95.51	101.0
FeO/MgO	0.82	0.92	0.95	1.09	1.09	0.77	0.72	1.57	1.15	1.62	1.55	1.20	1.22	1.46	1.54	1.58	2.38	2.08	0.72	2.38

С. Сульфиды

Пирит и молибденит являются преобладающими сульфидными фазами, за которыми следуют халькопирит, пирротин, сфалерит и незначительный галенит (табл. 4).

Табл. 4.

Химический состав сульфидных фаз

Wt%	Chalcopyrite					Molybdenite				Molybdenite (Altered)					
	G1*	G2	G3	G4	G5	G6	Avg	G1	G2	G3	Avg	G1	G2	G3	Avg
S	31.77	31.57	31.43	31.75	31.54	31.85	31.65	38.67	38.59	38.38	38.55	35.01	35.79	34.57	35.12
Fe	29.17	30.62	30.55	29.06	29.32	29.66	29.73	0.04	0.02	0.05	0.04	0.05	0.06	0.08	0.06
Co	0.04	0.09	0.23	<0.01	<0.01	<0.01	0.06	<0.01	<0.01	0.03	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Ni	0.01	0.11	0.18	<0.01	0.01	<0.01	0.05	<0.01	0.02	<0.01	0.02	0.01	<0.01	0.02	0.02
Cu	34.72	32.20	31.92	34.74	34.68	35.11	33.89	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Zn	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.05	0.03	<0.01	0.04	<0.01	0.01	0.02	0.01
As	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	0.02	<0.01	0.01	<0.01	<0.01
Mo	0.60	0.63	0.66	0.63	0.65	0.54	0.62	59.33	59.87	59.85	59.68	56.22	56.09	55.40	55.90
Pb	0.13	0.19	0.18	0.08	0.12	0.04	0.12	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01
Total	96.44	95.41	95.14	96.26	96.31	97.20	96.13	98.12	98.57	98.32	98.34	91.46	91.98	90.14	91.19
Wt%	Sphalerite				Galena			Pyrite			Pyrrhotite				
	G1	G2	G3	Avg	G1	G2	Avg	G1	G2	G3	Avg	G1	G2	G3	Avg
S	28.44	27.73	27.42	27.86	12.15	12.10	12.12	50.10	49.21	49.32	45.96	36.67	36.25	36.48	36.47
Fe	0.71	1.07	0.58	0.79	0.26	0.10	0.18	43.52	46.10	43.61	41.90	59.01	58.98	58.72	58.90
Co	0.02	0.02	0.02	0.02	<0.01	0.02	0.01	0.78	0.03	0.68	0.32	0.19	0.20	0.17	0.19
Ni	0.05	0.02	<0.01	0.02	<0.01	0.01	<0.01	1.59	0.03	1.37	0.61	0.19	0.15	0.12	0.15
Cu	0.05	0.05	0.04	0.05	0.03	0.07	0.05	0.16	<0.01	0.02	0.06	<0.01	<0.01	0.01	<0.01
Zn	67.86	67.32	66.23	67.14	3.99	<0.01	2.00	<0.01	0.09	0.12	0.09	0.02	<0.01	0.03	0.02
As	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.29	<0.01	0.23	0.06	0.04	0.05	0.05
Mo	0.61	0.62	0.49	0.58	0.13	0.27	0.20	0.89	0.76	0.79	0.78	0.60	0.68	0.66	0.64
Ag	0.05	0.02	<0.01	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Pb	0.06	0.05	0.24	0.12	85.21	85.61	85.41	0.38	0.02	0.48	0.23	<0.01	0.08	0.14	0.07
Total	98.62	97.05	95.28	96.99	101.88	98.24	100.06	97.43	96.55	96.39	96.97	96.75	96.37	96.38	96.50

Два типа сфалеритов идентифицируются на основе содержания в них железа. Тип 1 содержит 66,23% -67,86% Zn, 27,42% -28,44% S и 0,58%-1,07% Fe ($n = 3$), тогда как тип 2 содержит 60,04%-62,56% Zn, 29,45%-30,84% S и 5,11%-6,27% Fe ($n = 9$). Значительные различия в составе указывают на их образование из различных составов флюидов или, возможно, при различных P-T условиях. Анализ халькопирита показывает изменение состава с 31,92% -35,11% Cu, 31,43%-31,85% S и 29,06% -30,62% Fe ($n = 6$). Минеральный состав молибденита показывает 55,40%-59,87% Mo и 34,57%-38,67% S ($n = 6$). Незначительное снижение общей массовой доли пирита, халькопирита и молибденита объясняется эффектом

изменений. Влияние изменений на пирит и молибденит заметно в режиме BSE, когда зерна имеют неоднородный вид и уменьшенную отражательную способность (рис. 10с). Частичное изменение некоторых зерен, возможно, связано с окислением под действием раствора, богатого кремнеземом, или метеоритной воды. Однако зерна галенита и сфалерита, по-видимому, не затронуты, что указывает на то, что окисление сульфидов происходило при умеренно низкой температуре.

4.4. Характеристика гидротермально-метасоматических изменений.

Интенсивность изменений часто описывается качественной терминологией, такой как слабая-умеренно-сильная или зарождающаяся-неоднородная-повсеместная. В последнее время исследователи предложили количественные инструменты, основанные на элементном приросте или потере для определения интенсивности изменений. Инструменты могут помочь с характеристикой изменений и могут быть надлежащим образом использованы при будущей разведке [47].

В общей сложности 69 образцов керна из 10 скважин из зон изменений, связанных с минерализацией, были проанализированы на предмет геохимических данных о всей породе и микроэлементах в химической лаборатории AMD (табл. 5)

Табл. 5.

Данные геохимического анализа основных элементов методом мокрого метода.

Oxides	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂ %	57.86	69.78	60.76	58.35	66.36	53.10	51.10	60.12	57.38	45.75	54.27	38.91	38.05	49.05	53.02	49.15	52.95	59.44	67.14	39.21
TiO ₂ %	0.88	0.72	0.44	0.85	0.58	0.64	0.50	0.48	0.26	0.74	0.81	0.59	0.50	0.69	0.66	0.51	0.47	0.50	0.43	0.55
Al ₂ O ₃ %	13.66	13.20	16.92	15.55	13.88	14.60	12.58	14.30	8.88	10.36	10.86	7.26	6.11	11.30	19.30	16.30	13.20	18.85	13.58	14.20
FeO %	1.56	1.28	0.30	0.76	1.66	12.44	5.58	0.95	2.60	19.68	15.63	29.04	31.84	18.87	4.86	2.97	0.19	1.19	0.55	2.70
Fe ₂ O ₃ %	7.80	2.90	4.38	3.58	1.98	3.45	4.56	6.58	1.75	3.96	2.67	4.70	4.76	3.17	5.75	10.19	16.17	6.32	3.31	8.62
MgO %	7.28	1.92	4.06	3.35	1.50	1.90	4.16	7.12	0.92	3.31	1.81	2.17	3.50	3.27	3.36	5.54	1.91	3.47	3.62	10.30
MnO %	0.06	0.06	0.04	0.04	0.06	0.02	0.14	0.06	0.06	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.04	0.04	0.01	0.02	0.05	0.07
CaO %	1.12	0.90	0.72	4.65	2.58	0.72	6.45	0.50	12.12	1.04	0.38	0.82	2.26	1.42	3.24	8.30	4.93	1.29	1.85	7.85
Na ₂ O %	4.50	4.88	7.10	6.95	6.32	6.04	4.82	3.10	4.16	5.26	5.94	5.67	4.05	5.67	4.31	3.98	3.50	3.77	3.50	4.31
K ₂ O %	0.06	1.54	0.06	0.06	0.10	0.06	0.14	2.38	0.05	1.20	1.56	1.32	0.48	1.56	2.29	0.60	0.54	2.29	1.45	0.25
P ₂ O ₅ %	0.10	0.12	0.06	0.04	0.12	0.18	3.42	0.10	0.55	0.34	0.19	0.33	0.16	0.16	0.36	0.33	0.29	0.27	0.30	0.49
U ₂ O ₇ ppm	20	120	200	30	500	30	120	120	60	270	330	230	510	570	570	760	1400	10	640	770
U ppm	17	102	170	25	424	25	102	102	51	229	280	195	432	483	483	644	1187	8	543	653
Oxides	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂ %	65.73	57.35	32.56	56.72	64.49	72.89	49.36	55.77	57.49	56.32	47.62	55.60	56.04	57.83	64.13	22.73	65.50	42.91	59.43	58.81
TiO ₂ %	0.20	0.69	1.06	1.13	0.56	0.44	0.65	0.59	0.55	0.45	0.32	0.53	0.49	0.10	0.38	0.17	0.50	0.36	0.61	0.45
Al ₂ O ₃ %	13.91	12.04	7.98	13.02	10.21	8.38	10.34	21.66	17.89	19.96	16.15	21.04	20.20	16.81	19.01	12.06	21.68	16.38	17.65	18.78
FeO %	0.24	3.24	0.32	0.32	3.86	4.83	14.04	1.60	8.46	4.34	11.09	2.66	3.87	0.79	0.20	18.81	0.23	8.11	0.16	0.65
Fe ₂ O ₃ %	3.59	9.41	31.18	8.91	3.88	1.72	5.75	5.57	0.63	4.65	5.04	5.22	5.16	1.72	1.22	19.50	2.94	10.27	5.96	4.09
MgO %	4.11	2.58	5.35	4.50	28.00	1.16	3.65	3.16	3.38	2.08	1.10	2.86	2.29	0.45	0.29	2.54	1.60	8.35	5.73	4.94
MnO %	0.04	0.02	0.03	0.05	0.02	0.02	0.04	0.01	0.10	0.01	0.20	0.01	0.60	0.01	0.01	0.31	0.01	0.59	0.38	0.01
CaO %	2.17	1.10	6.29	2.82	0.67	1.32	1.70	0.67	0.57	0.57	1.02	0.63	0.06	8.46	4.71	1.99	1.64	0.47	2.82	6.22
Na ₂ O %	3.17	4.85	2.43	4.45	3.50	3.50	3.64	3.50	2.83	4.04	4.58	2.97	4.99	8.08	7.80	1.61	3.37	1.61	3.35	3.32
K ₂ O %	0.65	0.45	0.66	0.87	1.02	0.05	0.10	2.29	2.35	2.53	0.28	2.77	2.29	0.10	0.12	0.36	0.10	0.10	0.10	0.10
P ₂ O ₅ %	0.25	0.19	0.24	0.27	0.19	0.10	0.23	0.05	0.06	0.05	0.11	0.10	0.11	0.01	0.04	0.08	0.03	0.04	0.02	0.04
U ₂ O ₇ ppm	220	2400	3940	1070	640	9390	820	10	120	120	1210	10	20	30	20	8100	60	1580	20	10
U ppm	187	2035	3341	907	543	7963	695	8	102	102	1026	8	17	25	17	6869	51	1340	10	8
Oxides	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
SiO ₂ %	63.79	59.08	56.88	62.39	72.92	64.90	59.69	49.80	55.60	14.90	33.30	53.90	52.70	57.60	49.10	42.60	48.40	51.90	42.10	49.10
TiO ₂ %	0.18	0.28	0.12	0.29	0.29	0.37	0.45	0.33	0.50	0.17	0.34	0.62	0.38	0.41	1.30	0.47	0.36	0.67	0.66	0.55
Al ₂ O ₃ %	14.60	13.56	11.30	9.35	11.38	12.48	14.72	17.38	13.90	4.33	8.07	15.16	13.59	14.57	11.04	12.45	11.58	13.07	12.09	14.59
FeO %	2.55	2.69	9.75	6.18	2.37	4.85	2.17	10.81	12.46	52.73	33.30	9.60	10.74	6.86	16.36	20.07	19.85	12.28	20.34	15.31
Fe ₂ O ₃ %	4.07	6.29	3.64	4.67	2.79	3.00	5.76	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
MgO %	3.00	5.02	3.18	4.01	0.22	1.24	1.54	4.37	3.24	0.42	2.78	7.15	5.09	3.34	3.33	3.70	1.65	5.03	3.22	6.98
MnO %	0.01	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.10	0.04	0.03	0.01	0.02	0.05	0.03	0.03	0.05	0.03	0.02	0.04	0.04	0.05
CaO %	0.71	2.59	2.78	2.55	0.49	1.40	2.51	1.74	2.10	2.32	1.96	1.86	4.45	4.33	5.61	2.37	5.01	4.51	1.98	1.44
Na ₂ O %	5.43	2.62	1.13	3.09	4.78	4.51	6.08	8.45	6.70	2.88	4.39	5.50	7.61	8.42	7.28	6.99	6.79	7.19	6.41	5.53
K ₂ O %	0.64	1.22	1.05	0.08	1.14	2.44	2.07	1.77	0.33	0.01	0.17	1.27	0.29	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03	0.11	0.63
P ₂ O ₅ %	0.14	0.54	0.09	0.14	0.10	0.17	0.65	0.15	0.12	0.01	0.03	0.12	0.12	0.11	0.01	0.08	0.10	0.01	0.24	0.12
U ₂ O ₇ ppm	10	60	930	2370	220	10	20	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	990	7800
U ppm	8	51	789	2010	187	8	17	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	840	6614

Оценки содержания урана (в процентах U_3O_8) были проведены с помощью гранулированного флуорометра (ECIL, модель FL6224A, Хайдарабад, Индия). Элементы были проанализированы с помощью спектрометра последовательности ICP-AES (JobinYvon, модель ULTIMA 2, Франция). Содержание железа оценивали с помощью классической окислительно-восстановительной титриметрии с использованием дихромата калия ($K_2Cr_2O_7$) в качестве титранта.

5. Обсуждение.

Несмотря на относительно низкие содержания, урановые месторождения метасоматитового типа составляют значительную часть потенциальных мировых запасов. Сходные характеристики присущи урановой минерализации Рохиле и урановым месторождениям, содержащим альбитит, в Австралии, Украине, Бразилии и Гайане. Эти месторождения связаны с транспортировкой урана в гидротермальном флюиде с преобладанием Na и несколькими стадиями минерализации.

Установлено, что альбит и микроклин являются основными порообразующими минералами в радиоактивных образцах. Оба типа полевых шпатов имеют более чем одно поколение. Микроклин (Kf_1) является распространенным компонентом в неизменной вмещающей породе (QFBS). Широко распространенная альбитизация (образование Ab_1) имела место до минерализации руды. Альбит второго поколения (Ab_2) и K-полевой шпат (Kf_2), связанные с рудой, являются основными продуктами переработки. Хотя метасоматизм натрия является преобладающим, влияние метасоматизма калия нельзя игнорировать. Изображения BSE показывают, что яркие пятна, разбросанные по Ab_1 и Kf_1 , обусловлены фазами, богатыми железом субмикронного размера, в нанопорах полевого шпата, что приводит к авантюризации (рис. 11а, б). Тектурные взаимосвязи на обоих изображениях указывают на то, что эти богатые железом фазы (которые привели к авантюризации), возможно, были получены из тех же флюидов, которые дали начало жилам, содержащим уранинит–пирит–халькопирит, и проникли в полевые шпаты вмещающих пород в непосредственной близости.

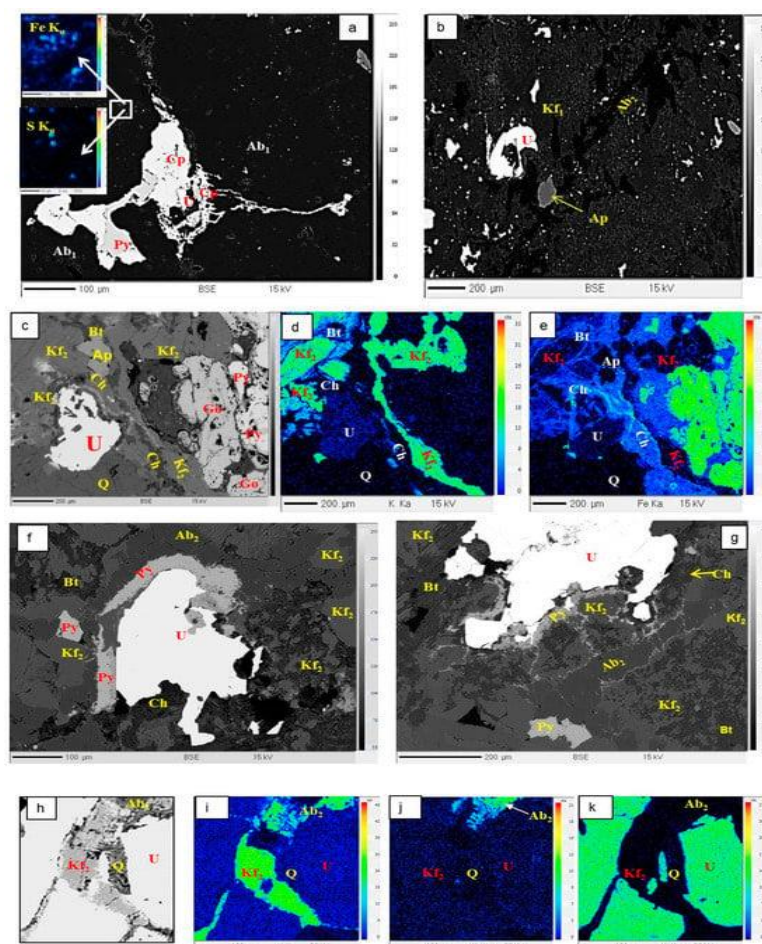
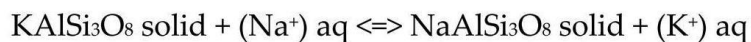


Рис. 11 Рентгеновские снимки BSE и элементов, показывающие различные явления изменений. (а) Авантюризация альбита в непосредственной близости от жил, содержащих полиметаллические минералы, FeKa и SKa рентгеновские снимки (вставка) указывают на присутствие минералов Fe (оксида и сульфида) внутри nanopор альбита; (б) альбит (Ab_2 , темно-серый) замещает микроклин (Kf_1 , светло-серый) вдоль, а также в непосредственной близости от микротрещины; обратите внимание на изъеденный вид Kf_1 из-за замены на Ab_2 на микроном уровне, что приводит к пористости, вызванной реакцией; (с) биотит изменен на хлорит и K-полевой шпат, пирит изменен на гетит; (d) элементные рентгеновские изображения K-Ka, показывающие появление Kf_2 в виде небольших прожилков, заполняющих пустоты, а также в виде изолированных зерен; (e) элементное рентгеновское изображение Fe-Ka, указывающее на образование жилы хлорита, параллельной вена Kf_2 . Уранинит (U), биотит (Bt), хлорит (Ch), пирит (Py) и гетит (Go); (f,g) залегание Kf_2 и Ab_2 в тандеме в непосредственной близости от уранинита. Текстурные взаимоотношения между микрозернами Kf_2 и частично измененным биотитом свидетельствуют об образовании Kf_2 за счет биотита; (h) часть (прямоугольная рамка) изображения BSE на рисунке 10e; K-полевой шпат (Kf_2), альбит (Ab_2) и кварц (Q) составляют часть жилы вдоль межзеренного пространства между границами зерен уранинита (U); (i-k) элементные рентгеновские изображения Na-Ka, K-Ka и U-Ma из (h) для обоснования приведенного выше наблюдения. (Размер шкалы: (a, f, h-k): 100 мкм, (b-e) и (g): 200 мкм).

Элементные рентгеновские изображения (рис. 11a) Fe-Ka и S-Ka на небольшой площади (белый блок на рисунке) показывают частицы, содержащие Fe субмикронного размера (как оксиды, так и сульфиды), которые ответственны за авантюризацию. Исследование структуры показывает, что авантюризация предшествует первой стадии альбитизации и, вероятно, происходила одновременно с U-Cu минерализацией. Альбитизация и K-метасоматоз соответствуют Na- и K-усилениям соответственно. Полевые шпаты дорудной стадии (Kf_1 и Ab_1) часто имеют вид включений микроном уровня и прерывистых микротрещин, пересекающих их. С другой стороны, полевые шпаты на стадии рудообразования (Ab_2 и Kf_2) имеют гладкую текстуру, в основном в виде жил, заполняющих трещины различной ширины и длины, и иногда проникающих в минералы вмещающей породы в направлении,

перпендикулярном направлении разлома. Замена первичного К-полевого шпата (микроклин, Kf₁) альбитом могла быть вызвана щелочным ионообменом между флюидной фазой и фазой полевого шпата в результате реакции замещения, такой как:



Во время такой реакции может произойти уменьшение объема примерно на 8% из-за разницы в молярном объеме К-полевого шпата (109,1 см³/ моль) и альбита (100,2 см³/моль). Эта замена приводит к снижению всех параметров решетки в структуре Si/Al-каркаса, что приводит к пористости, вызванной реакцией. Предполагалось, что эта вторичная пористость трехмерно взаимосвязана (рис. 9f и рис. 10a), образуя сеть, которая облегчает течение жидкости.

Альбиты (как Ab₁, так и Ab₂) замещают микроклин (Kf₁) вдоль микротрещин, а также в непосредственной близости от них (рис. 11b). Сосуществование чистого альбита с полевым шпатом, бедным калием, и отсутствие у них зональности позволяет предположить, что в пределах одного образца и на различных стадиях альбитизации было достигнуто локальное равновесие, по крайней мере, между этими двумя полевыми шпатами. Непрерывность циркуляции щелочных флюидов привела к замене исходного К-полевого шпата альбитом в результате метасоматического процесса, обусловленного различиями в равновесном составе флюида.

Изменение биотита представляет собой ретроградную реакцию, приводящую к образованию хлорита и К-полевого шпата, согласно следующему уравнению:



Таким образом, вторичный К-полевой шпат (Kf₂) образуется как в результате высвобождения К во время альбитизации, так и из-за изменения биотита (рис. 11c). Kf₂ встречается в виде небольших прожилок, заполняющих пустые пространства, а также в виде изолированных зерен, как видно из элементных рентгеновских изображений К-Ка (рис. 11d). Элементное рентгеновское изображение Fe-Ка указывает на образование жилы хлорита, параллельной жиле Kf₂ (рис. 11e). На рисунке 11f показано наличие Kf₂ и Ab₂ в тандеме в непосредственной близости от уранинита. Структурная взаимосвязь между микрозернами Kf и частично измененным биотитом свидетельствует об образовании Kf₂ за счет биотита (рис. 11f, g). Рисунок 11h является частью изображения BSE на рисунке 10e. Элементные рентгеновские изображения Na-Ка, К-Ка и U-Ма части образца на рисунке 11h показывают образование Ab₂ и Kf₂ вдоль промежуточного пространства между зернами уранинита (рис. 11i-k). Следовательно, образование Ab₂ и Kf₂ связано с урановой минерализацией. Предполагается, что во время циркуляции щелочных флюидов в температурном градиенте полевые шпаты

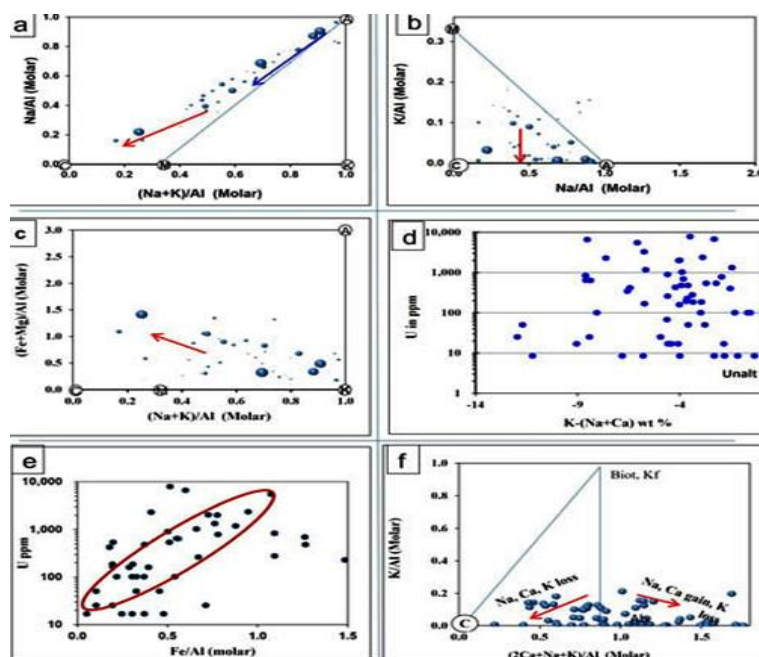
обогащаются Na и K в зонах с высокой и низкой температурой, соответственно. Следовательно, направление потока жидкости на рисунке 11h может быть выведено сверху вниз рисунка.

Хлорит часто образует кольца вокруг зерен уранинита (рис. 10j, k и рисунок 11c). Она также встречается в непосредственной близости от уранинит–халькопирит–пиритных комплексов (рис. 10i и рисунок 11f, g). Местами хлорит, по-видимому, заменяет пирит на границе зерен уранинита. Возможно, существуют различные типы хлоритов, отличающиеся химическим составом минералов и морфологией. Необходимо подробное исследование способа и роли образования хлорита.

Образцы были лито-геохимически оценены с использованием диаграмм общего соотношения элементов (GER) и графика изменения. Анализ GER использовался для количественной оценки материального переноса элементов между вмещающими породами и гидротермальными флюидами.

В зависимости от обилия какого-либо вида минерала образцы "имеют тенденцию" к минеральным узлам на этих диаграммах. Поскольку диаграммы GER демонстрируют изменения состава, которые пропорциональны добавкам и потерям элементов, происходящим в породах во время переноса материала, могут быть определены количественные и пропорциональные оценки режимов минерализации (включая режимы гидротермального изменения минералов). Это обеспечивает надлежащее распознавание различных типов изменений и точную количественную оценку степени изменения.

На диаграмме $(Na + K)/Al$ в сравнении с Na/Al точки данных расположены вдоль линии, соединяющей альбитовый узел с мусковитовым узлом, но смещаются в сторону хлоритного режима (рис. 12a).



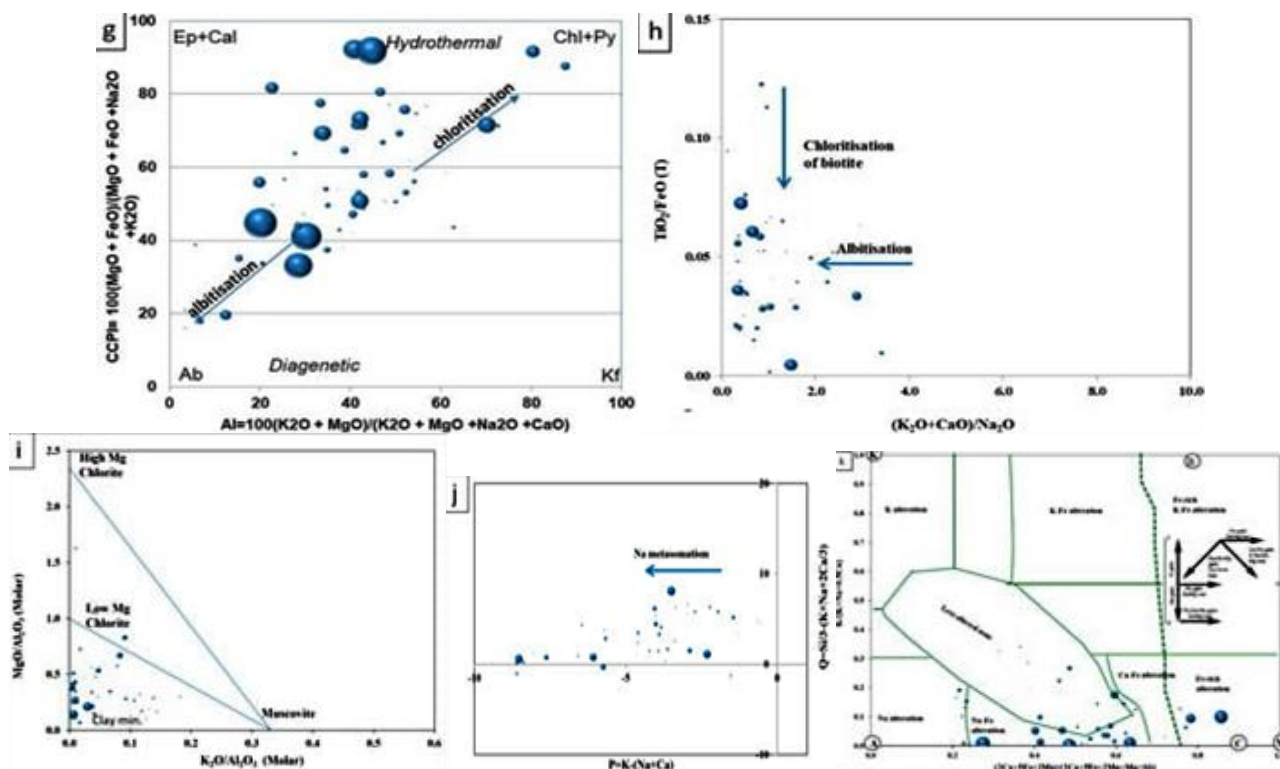


Рис. 12 Диаграммы (a–f) GER (молярного соотношения). Синяя линия указывает на K-прирост, а красная линия - на K-потерю. Показаны узлы альбита (A), K-полевого шпата (K), хлорита (C), мусковита (M) и биотита (B); (a) $(Na + K)/Al$ по сравнению с Na/Al , что указывает на преобладание альбита по сравнению с хлоритом; (b) Na/Al по сравнению с K/Al ; (c) $(Na + K)/Al$ против $(Fe + Mg)/Al$, показывающий тенденцию хлорирования; ни один образец полностью не лишен Na и K; (d) диаграмма степени альбитизации $K-(Na + Ca)/Al$ против U не показывает какой-либо определенной корреляции; (e) диаграмма Fe/Al по сравнению U, показывающий умеренную корреляцию в некоторых образцах; (f) диаграмма $(2Ca + Na + K)/Al$ против K/Al , показывающий тенденции процессов массопереноса [50,51]; (g) график изменений, показывающий преобладание альбитизации и хлорирования как основных групп изменений, связанных с минерализацией урана [45]; (h) график $(K_2O + CaO)/Na_2O$ по сравнению с TiO_2/FeO (tot), описывающий доминирующие стили гидротермальных изменений [52]; (i) графики молярного соотношения MgO/Al_2O_3 в сравнении с K_2O/Al_2O_3 , указывающие на минерализацию, связанную с хлоритами с низким содержанием Mg [46]; (j) диаграмма QP, указывающая Na метасоматизм [53,54]; (k) диаграмма различия изменений [55]. Масштабирование символов представляет концентрацию урана в промилле.

Это подтверждается более высокой концентрацией хлорита, чем мусковита, в петрографических исследованиях и EPMA. Это также указывает на преобладание альбита среди полевых шпатов. График зависимости K/Al от Na/Al на рисунке 12b подтверждает наблюдения скопления образцов вокруг альбитового узла. Некоторые образцы имеют тенденцию к хлоритному узлу от альбитового узла, что указывает на присутствие хлорита в этих минерализованных образцах. Диаграмма также показывает разумное количество K в системе. $(Na+K)/Al$ против график $(Fe+Mg)/Al$ показывает тенденцию хлорирования (рис. 12c). Хлорит был добавлен в систему из-за разрушения других минералов (биотита и амфиболов) во время деформации и изменения.

Соотношение урана и Na/Al не демонстрирует какой-либо конкретной тенденции, указывающей на то, что, хотя минерализация урана связана с Na-метасоматизмом, U не увеличивается пропорционально содержанию Na в породе. Это наблюдение подтверждается зависимостью U на рисунке 11d от степени альбитизации, выраженной в $K-(Na+Ca)$. При

сопоставлении с Fe/Al концентрация U показывает увеличение в широкой зоне (рис. 11e). Это означает, что увеличение содержания Fe в измененной породе соответствует увеличению концентрации U. Гидротермальная активность, которая привела к добавлению сульфидов (пирита, пирротина, халькопирита), вносит значительный вклад в увеличение содержания железа в измененной зоне. Кроме того, наблюдается относительное увеличение содержания Fe из-за превращения биотита в хлорит. На рисунке 11f график зависимости $(2Ca + Na + K)/Al$ от K/Al показывает основные тенденции процессов массопереноса. Вертикальная линия связи при $x = 1$ представляет составы полевого шпата и биотита. Точки, расположенные слева от контрольной линии, указывают на увеличение хлорирования, а точки в нижней правой части представляют увеличение альбитизации.

Индексы изменения, количественно определяемые концентрацией выбранных подвижных элементов, могут относиться к минералу-предшественнику или интересующему минералу-заменителю. Эти показатели приобретают все большее значение среди геологоразведчиков. Изменения массы $K-Na \pm Ca$ могут быть количественно оценены с помощью графика изменений, где индекс изменения Исикавы ($AI = 100 \times [MgO + K_2O] / [MgO + K_2O + Na_2O + CaO]$) сопоставляется с индексом хлорит-карбонат-пирита ($CCPI = 100 [MgO + FeO] / [MgO + FeO + Na_2O + K_2O]$). В настоящем исследовании график показывает преобладание как альбитизации, так и хлоритизации как основных явлений изменений (рис. 12g). Наблюдение подтверждается графиком $(K_2O + CaO)/Na_2O$ против TiO_2/FeO (tot), предложенный Вонопартисом и др., описывающий преобладающие стили гидротермальных изменений (рис. 12h). Однако эти диаграммы имеют ограничения в различении хлоритов на основе содержания $MgO-FeO$. Для решения этой проблемы предпринята попытка построить график молярного соотношения MgO/Al_2O_3 в сравнении с K_2O/Al_2O_3 . График показывает связь минерализации с хлоритами с низким содержанием Mg (рис. 12i). Параметры Q и P в схеме классификации определяются как:

$$P = K - (Na + Ca) \text{ и } Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$$

где P различает K-полевой шпат и/или биотит (высокие значения P) и альбит (низкие значения P). Параметр Q оценивает содержание кварца в породе. Альбитизация очевидна из диаграммы Q-P (рис. 12j). Диаграмма дискриминации, предложенная Montreuil et al. (2013), показывает преобладание альбитизации и хлорирования (рис. 12к).

В отличие от других Na-метасоматических месторождений урана, в Рохиле не происходит полного удаления K и Si из минерализованной зоны. Эти элементы образовали свои собственные минералы (K-полевой шпат и кварц) очень близко к месту их высвобождения. Это приводит к преобладанию K-метасоматоза как третьего крупного явления изменений в Рохиле.

5.1. Контроль полиметаллической минерализации.

Основные наблюдения обобщены, чтобы подчеркнуть управляющие факторы, которые повлияли на отложение и концентрацию U-Cu-Mo минералов.

Структурный контроль.

Минерализованные жилы были заложены вдоль контакта (плоскость S_0) между кварцитом и кварцево-полевошпатово-биотитовыми сланцами (QFBS), а также вдоль швов (J_1), которые проходят примерно субпараллельно осевой поверхности синформы Рохиле (рис. 6б). Сопряженные наборы соединений J_2 - J_3 и J_4 - J_5 относительно моложе и лишены минерализованных жил. S_0 на контакте между QFBS и кварцитом имеют тенденцию к очень крутому падению к юго-западу. В дополнение к соединениям S_0 в плоскости и J_1 , слоистость S_1 в кварците и QFBS также служили каналами для рудоносных флюидов. Кроме того, уже было заявлено, что минерализация отчетливо происходит вдоль микротрещин, что было видно в ядрах скважин и под микроскопом. Контраст в реологических свойствах между слоями разного состава приводит к различию в реакции на напряжение во время деформации. Это может привести к образованию зон расширения в лито-контакте, которые затем могут привлекать поток жидкости. В исследуемом районе полиметаллическая минерализация более концентрирована на контакте кварцита и QFBS. В то время как кварцит подвержен хрупкой деформации, сланцеватая порода подверглась пластичной деформации. Кроме того, минерализующий флюид имел относительно более легкий доступ в сланец из-за более высокой проницаемости, тогда как в кварците он ограничен вторичной пористостью, развившейся из-за системы трещиноватости.

Na-K-метасоматиты.

Тесная связь рудных зон и метасоматически измененных пород указывает на то, что флюиды, ответственные за метасоматические изменения, были также основными факторами эпигенетической полиметаллической минерализации. Руды U и Fe-Cu-Mo в зонах интенсивного метасоматоза объясняются притоком и длительной циркуляцией сложного флюида. Альбитизация, изменение хлорита и образование кальцита, флюорита и сфена являются основными минералогическими изменениями, вызванными циркулирующей жидкостью, которая разрушила ранее существовавшие плоские и линейные структуры пород. Эти изменения включают удаление K и Si и добавление Na, Ca, Ti и F. Кроме того, эти изменения и связанный с ними процесс осаждения руды могут быть связаны с двумя или более притоками флюидных комплексов через отдельные интервалы или с одной, но продолжительной фазой циркуляции флюида.

Уран появляется после повсеместной альбитизации вмещающей породы на первой стадии и пространственно и временно связан с микроразрывом богатой альбитом зоны. Эти богатые

альбитом зоны значительно более проницаемы, чем вмещающие породы, из-за развития вторичной пористости в результате химического растворения. Минерализация урана связана с альбитом второй фазы (Ab_2); роль этого содового метасоматоза была подчеркнута более ранними исследованиями, основанными на петрографических исследованиях. Однако настоящее исследование показывает, что роль К-метасоматоза также весьма значительна. К-полевые шпаты также встречаются в двух поколениях; первая фаза (Kf_1), главным образом микроклин, присуща метаосаждениям, предшествующим гидротермальной активности. Значительная часть этих зерен микроклина заменена альбитом первого поколения (Ab_1). Альбитизация микроклина первой фазы высвобождает К в систему. Вторая фаза К-полевых шпатов (Kf_2) образуется в результате превращения биотита в хлорит. Высвобожденные Si и К во время изменения метасоматоза биотита и соды не были удалены из системы, а скорее привели к образованию вторичных К-полевых шпатов и кварца. Таким образом, парагенетическая последовательность событий среди полевых шпатов в идеале $Kf_1 \rightarrow Ab_1 \rightarrow Ab_2$ и Kf_2 . Следовательно, Kf_2 и Ab_2 являются когенетическими с минерализацией урана. Однако U не увеличивается пропорционально содержанию Na или К в породе.

Эпизодическая гидротермальная активность.

Состав флюида, связанного с минерализацией урана, демонстрирует широкие вариации (обогащенный S-, F-, P- и O-минералами), что приводит к образованию сульфидов, флюорита, U-фосфосиликата, кварца и магнетита соответственно.

a. Большинство уранинитов обрамлено пиритом и другими сульфидами. Ионы уранила, должно быть, переносились богатыми серой флюидами, последние образовывали сульфиды более поздней стадии.

b. В некоторых областях уранинит находится в непосредственной близости от флюорита (рис. 10i). Следовательно, уран мог транспортироваться в виде комплексов уранил-фторид, из которых могли кристаллизоваться уранинит и флюорит.

c. Коффинитизация уранинита вдоль трещин (рис. 10i) указывает на действие флюидов, богатых Si, на пострудной стадии.

d. Фосфосиликат урана (рис. 10l) представляет собой сложный минерал, который требует присутствия U-, P- и Si- в жидкой фазе внутри системы во время кристаллизации.

e. Присутствие магнетита (рис. 10b) и кварца (рис. 10j) в сочетании с уранинитом вдоль жил указывает на обогащенный O флюид в системе в какой-то момент времени.

Таким образом, имеется достаточно доказательств изменения состава флюидов, которые несли уран в неустойчивом состоянии внутри системы, что указывает на эпизодическую гидротермальную активность.

5.2. Признаки полиметаллической минерализации.

Авантюризация

В зависимости от цвета, существует три типа полевых шпатов: белый, розовый и красноватый. Химический состав минералов показывает содержание железа (хотя и незначительное) в обоих полевых шпатах, что, вероятно, и является причиной их розовой окраски. Красноватый цвет объясняется присутствием мелкозернистых включений, содержащих Fe, в нанопорах в породах, богатых содой и калийным полевым шпатом, которые приписываются авантюризации, приводящей к появлению пятнистости (даже очень темно-красных пятен) в некоторых местах. Красноватые минералы часто выглядят пыльными, тусклыми и обожженными. Полевые наблюдения и петрографические исследования показывают, что белый и светло-розовый типы характеризуются низкой радиоактивностью и минерализацией, тогда как пыльно-красноватый - относительно высокой радиоактивностью. Авантюризация, связанная с альбитизированными гнейсовыми породами, была зарегистрирована в Ладере, Раджастхан. Авантюризация происходила на стадии добычи основной руды. Это повлияло на альбит предрудной стадии (Ab_1) и микроклин (Kf_1). Изображение BSE и соответствующие элементные рентгеновские изображения на рисунке 11a, b показано, что основной вклад в авантюризацию вносят включения железа микронного размера в нанопорах Ab_1 и Kf_1 . Рентгеновские снимки показывают, что некоторые из этих микрочастиц железа находятся в сульфидной фазе; однако размеры этих частиц слишком малы, чтобы анализировать их минеральный состав.

Это явление видно на обнажениях поверхности, а также вдоль кернов скважин по мере приближения к зоне минерализации урана. Альбитизация является региональным явлением в NDFB, но авантюризация ограничена альбитами, близкими к зоне минерализации. Следовательно, такие особенности на поверхности могут стать будущими целями для разведки недр.

Хлоритизация и концентрирование сульфидов.

Хлорит образуется в результате диссоциации биотита; однако разновидность хлорита также образуется вокруг зерен уранинита, что указывает на его роль в осаждении урана из раствора (рис. 5p, 9d, 10i, k и 11c). Химический состав хлорита вблизи уранинита показывает более высокое соотношение Fe/Mg (>2).

В целом, можно сделать вывод о двух отдельных парагенетических ассоциациях сульфидов: более ранней стратиформной пирит–пирротиновой ассоциации, частично мобилизованной во время регионального метаморфизма и деформации Делийского горообразования, и поздней эпигенетической молибденит–уранинит–халькопирит–пирротин–пиритовой ассоциации с незначительными сфалеритами и галенитом (табл. 6). Уран обычно

мобилизуется в окисленных жидкостях и концентрируется там, где смешивание жидкостей приводит к изменениям, благоприятствующим отложению U-содержащих и сопутствующих металлов. Исследования структуры показывают, что зерна уранинита неизменно связаны с пиритом, хотя обратное не всегда верно. Скорее, существует большая вероятность обнаружения халькопирита и молибденита с уранинитом.

Табл. 6.

Парагенетическая последовательность рудных минералов, выведенная из их текстурных взаимосвязей.

Phases	Minerals	Pre-Ore Stage	Ore Stage	Post-Ore Stage
Oxides	Ilmenite	— — —		
	Titanite	— —		
	Sphene		— — —	
	Magnetite	————		
	Uraninite		—————	
	Goethite			—————
	Pyrite	——	—————	——
Sulphides	Pyrrhotite	——	—————	
	Molybdenite		—————	
	Chalcopyrite		— — — — —	
	Galena		——	
	Sphalerite		—— ———	
Others	Coffinite			——
	U phosphate			——

Таким образом, проницаемые катакластитовые зоны, расширяющиеся части систем складок и разломов (изгибы и соединения) и механические неоднородности (различия в проницаемости из-за реологического контраста) на литоконтакте кварцита с QFBS являются благоприятными участками. Деформации привели к образованию слабых плоскостей, по которым обогащенный Na флюид мог мигрировать и вызывать альбитизацию замещающего типа. Эта альбитизация регионального масштаба, возможно, привела к образованию более ослабленной породы с более высокой вторичной пористостью, которая подвержена более легкой миграции минерализующих жидкостей на более поздних стадиях. Авантюризацию полевых шпатов и присутствие халькопирита и молибденита можно рассматривать как поисковые признаки.

5.3. Сравнение м-ния Рохиле с мировыми объектами данного типа.

Месторождения урана метасоматитового типа приурочены к докембрийским щитам, затронутым тектоно-магматической активностью и интенсивным Na-метасоматозом или K-метасоматозом, которые образовали альбитизированную или иллитизированную фацию вдоль систем глубоко укоренившихся разломов. Основными фазами урана являются уранинит, браннерит и коффинит. Запасы обычно от средних до крупных, но содержание низкое (<0,2%U). На Украине находится наибольшее количество месторождений урана метасоматитового типа. Эти месторождения локализуются в различных породах фундамента, включая граниты, мигматиты, гнейсы и железистые кварциты, из которых образуются альбититы, эгириниты и щелочно-амфиболитовые соединения, а также карбонатные и

железистые породы. Относительно небольшие месторождения находятся в районе Элкон (Россия), Итатайя, Эспинхарас и Лагоа Реал (Бразилия), Валгалла (Австралия), Курупунг (Гайана), Коулз Хилл (США), Ляньшангуань (Китай) и Мишлен (Канада). Месторождение Рохил относительно невелико как по тоннажу, так и по качеству по сравнению с мировыми месторождениями урана (рис. 13).

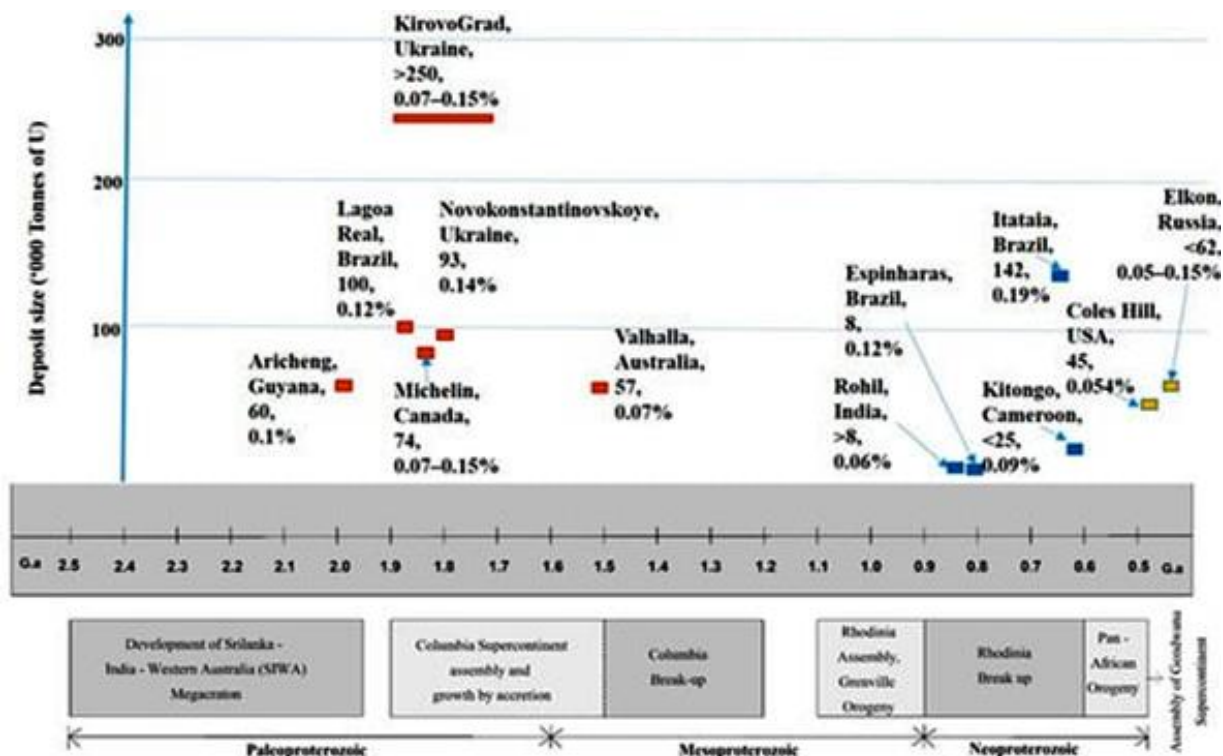


Рис. 13 Мировые месторождения урана метасоматитового типа.

Залежи урана распространились во время сборки суперконтинента Колумбия в палеопротерозойский период и уменьшились во время распада Родинии в неопротерозойский период и снова начали распространяться во время сборки суперконтинента Гондвана после панафриканского горообразования. Месторождение полиметаллического урана в Рохиле представляет собой убывающий пик эпизода минерализации с точки зрения как тоннажа, так и качества.

Хотя вмещающие породы в значительной степени различаются как по составу, так и по возрасту, связь с зонами сдвига и Na-K метасоматозом являются общими чертами. Изменение может быть результатом различных процессов, таких как взаимодействие магматических флюидов, выделяющихся из щелочного гранита, таких как гора Бокан, Аляска, с низкотемпературным донным рассолом, как предполагается для уранового месторождения Валгалла, Австралия или флюидов с составом морской воды, таких как Лагоа Реал. В большинстве из этих месторождений альбититы образуют прерывистые залежи на протяжении нескольких десятков километров, а отдельные Na-метасоматические зоны имеют длину в несколько сотен метров. Рохиле находится в пределах распространенной зоны альбитизации,

распространяющейся с СЗ на ЮЗ, охватывающей приблизительно 170 км в длину и 6-10 км в ширину, и, следовательно, сопоставима с вышеуказанной.

Как показано на рисунке 13, минерализация урана метасоматитового типа происходила в трех разных эпизодах. Металлогеническая эпоха между 1,5 и 2,0 млрд лет назад является наиболее доминирующей, поскольку все крупные месторождения на Украине, Бразилии, Канаде и Австралии были сформированы в этот период. Несколько других месторождений, включая Рохиле, относятся к периоду от 0,6 до 0,85 млрд лет назад. Хрупкая деформация в течение неопротерозойского периода, т.е. 850-700 млн лет, способствовала развитию микротрещин и брекчирования, что привело к образованию минерализованных жил в Рохиле. Эти месторождения относительно меньше по размеру и содержанию, за исключением Итатаяи. Урановое месторождение Итатаяя и другие месторождения урана в африканском аналоге, вероятно, являются частью одного и того же процесса минерализации, который произошел при переходе между кембрийским и ордовикским периодами. Предполагают, что эпизоды минерализации урана, связанные с метасоматозом Na, произошли во время бразильско-панафриканского события (~ 500 млн лет).

Хотя все месторождения урана этого типа приурочены к зонам альбитита, не все альбититы содержат уран. Следовательно, наличие этих метасоматитов не является единственной предпосылкой для отложения урановой руды. Другими важными рудоуправляющими факторами являются большие проницаемые зоны катаклизмов, расширяющиеся части систем складок и разломов (изгибы и соединения) и механические неоднородности.

6. Выводы

Полиметаллическая минерализация в Рохиле изучалась с точки зрения структурной геометрии, минерализующих флюидов, геохимии изменений и их контроля над минерализацией. Структурный анализ от мезоскопического до микроскопического масштаба вдоль зон деформации используется для определения сроков деформации и минерализующих флюидов и установления взаимосвязи между ними.

Можно резюмировать следующее:

1. Вызванная реакцией пористость и срастания в форме пилы образовались во время превращения микроклина в альбит, образуя сеть микротрещин, которая обеспечивает повсеместный поток жидкости.

2. Полиметаллическая минерализация структурно контролируется и распространяется преимущественно вдоль трещин, которые параллельны осевым поверхностям F_2 . Минерализация является синкинематической и расположена вдоль структурного зерна N-S.

3. Диаграммы изменений подтверждают доминирование как альбитизации, так и хлоритизации как основных явлений, а микроклинезия - как поддерживающих изменений в породах.

4. Авантюризация альбита и микроклина являются ведущими поисковыми признаками минерализации урана.

5. Установлено эпизодическое изменение (обогащение S-, F-, O- и P-элементами) состава гидротермального флюида. Флюиды, ответственные за изменения, также были основными носителями эпигенетической полиметаллической минерализации.

2D и 3D СЕЙСМОРАЗВЕДКА ДЛЯ ПРОГНОЗНЫХ МОДЕЛЕЙ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА ПЕСЧАНИКОВОГО ТИПА.
(бассейн Эрлиан, Китай) [5]

1. Введение

С тех пор как Китайская национальная ядерная корпорация (CNNC) начала поиски месторождений урана песчаникового типа в 1990-х годах, на севере Китая, в мезозойских отложениях, было обнаружено несколько месторождений. В последние годы песчаниковые объекты стали наиболее быстрорастущим типом оруденения урана в Китае, на долю которого приходится примерно 40% от общих запасов. Месторождения Хунхайгоу, Менгцигуэр и Ланка были последовательно выявлены в бассейне Йили, северо-восточный Китай, месторождения Дуншэн и Дайин были выявлены в бассейне Ордос, северный Китай и месторождение Цяньцзядянь в бассейне Сунляо, северо-восточный Китай. За последние десять лет было разведано много других месторождений урановых руд. К ним относятся месторождения Баянвула, Сайхангаоби, Цихаругету и Хадату в бассейне Эрлиан. Месторождения урана в бассейне Эрлиан имеют наиболее сложные условия минерализации и являются самыми большими по запасам. В связи с этим в бассейне Эрлиан была проведена большая геологическая исследовательская работа, включая седиментологические, тектонические, минералогические и геохимические исследования. Было обнаружено, что эволюционные условия минерализации тесно связаны с формированием месторождения (FM), геологической структурой, разломами, песчаной массой целевого слоя, осадочной фацией и другими факторами, большинство из которых нелегко наблюдать с поверхности. Наземные геологические исследования не могут заглядывать внутрь Земли, а проекты бурения обходятся слишком дорого. Следовательно, исследователям пришлось использовать геофизическую разведку, чтобы выявить среду минерализации урана и влияющие на нее факторы, в т. ч.:

(1) Гравитационные данные были использованы для приблизительного разделения крупномасштабных структур и областей, благоприятствующих минерализации; однако, учитывая низкую точность этих гравитационных моделей, глубина залегания пластов недостаточна.

(2) Высокоточное магнитное тестирование месторождения Баянвула-Сад в бассейне Эрлиан показало, что распределение окислительно-восстановительной зоны может быть выведено из магнитного поля. Этот индикатор может оказаться непригодным при наличии сложных геологических условий, таких как большие площади вскрыши, и поэтому его эффективность требует дальнейшего тестирования.

(3) Высококачественная информация, относящаяся к обнаружению вулканических пород и крупных скоплений песчаных слоев (толщиной более 60 м), может быть получена с

использованием электромагнитного метода, но этот подход затрудняет точное определение границ раздела слоев и тонких песчаных тел.

(4) Электромагнитное зондирование хорошо зарекомендовало себя при съемках палеоканала SUD в Южной Австралии и Северной Америке, а характерные каротажные отклики зоны изменений были сопоставимы с результатами сейсморазведочных работ (исследовали локализацию окислительно-восстановительных границ в рабочей зоне; но глубина целевого слоя была слишком мала.

(5) Технологии сейсморазведки сыграли важную роль в определении стратификации, геологической структуры, литологии осадочных фаций и палеоканалов в бассейне Эрлиан. Этот метод также применялся для получения подробных изображений контролирующих рудообразование разломов, чередующихся зон и особенно в месторождениях другого типа, а именно урановые месторождения «несогласия» в бассейне Атабаска в Канаде.

(6) Трехмерные сейсмические характеристики дают эффективные сигналы об осадочных характеристиках морских образований.

Соответственно, сейсмические методы в настоящее время признаны наиболее эффективным средством визуализации подземной среды минерализации урана, помимо дорогостоящего бурения, с большей точностью, чем другие геофизические методы.

С 2010 по 2013 год Пекинским научно-исследовательским институтом геологии урана (BRIUG) был проведен успешных сейсмических исследований, включая предоставление подробных карт структур и разломов, контролирующих месторождения, уточнение подповерхностной стратификации, определяющей минерализацию, и разработку более эффективных технологий для сбора, обработки и интерпретации данных сейсмического отражения. Однако по-прежнему отсутствуют систематические геофизические результаты (особенно сейсмические) и модели геофизического прогнозирования для песчаниковых месторождений в бассейне Эрлиан, полученные на основе сейсмических данных.

Цель этой работы - извлечь особенности среды минерализации U из сейсмических данных 2D и 3D для бассейна Эрлиан. Была поставлена цель построить прогнозную модель минерализации урана, чтобы улучшить применимость технологии сейсморазведки к песчаниковым месторождениям. Это исследование разделено на три части: сбор сейсмических данных для обработки и интерпретации; характеристики сейсмического отклика и две общие модели прогнозирования, наблюдаемые в U-содержащих средах.

2. Геология и урановое оруденение района.

Бассейн Эрлиан, содержащий пять суббассейнов северо—восточного простирания, называемых Чжуаньцзин, Вуланчабу, Манит, Вунит, Тенггир и Сунитское поднятие (рис. 1), расположен в поясе шва между Сибирским и Северо-Китайским кратоном.

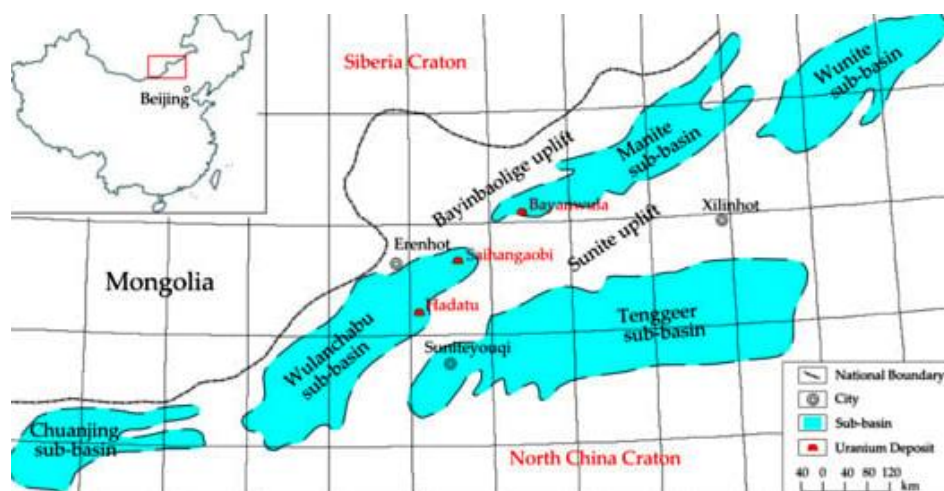


Рис. 1. Бассейн Эрлиан и распределение месторождений.

Фундамент бассейна состоит из среднепалеозойских метаморфических и юрских вулканических пород. Он включает меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные слои, содержащие озерные и речные отложения. Меловая группа Аршан (K_{1a}) и группа Тенгер (K_{1t}) являются нефтеносными пластами, тогда как группа Сайхан (K_{1s}) является угленосной и является основным ураносодержащим образованием в бассейне. Эрлианская группа (K_{2e}) является вторичным целевым слоем, основными аллювиальными отложениями которого являются палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения. Предыдущие комплексные исследования показали, что бассейн Эрлиан типичен как бассейн рифтового типа. Ранние синрифтовые отложения в K_{1a} нерегулярно залегают под K_{1t} , которые нерегулярно перекрываются K_{1s} и K_{2e} , а вышележащие слои представляют собой отложения, заполняющие пострифт.

Месторождение урана песчаникового типа.

Большинство обнаруженных к настоящему времени месторождений в основном относятся к пластинчатому или фронтальному типу песчаника, что способствует созданию наиболее экономически жизнеспособных урановых залежей благодаря их пригодности для низкочастотной добычи U. Широко распространено мнение, что минерализация SUD в бассейне Эрлиан зависит от восстановления сульфидными и органическим веществом, и это объясняется присутствием углеводородных флюидов, выявленных в результате недавних электронно-зондовых и геохимических исследований.

Физические параметры горных пород.

(1) *Плотность*: Средняя плотность четвертичного FM составляет 1,45 г/см³, в то время как для неогена она составляет 1,78 г/см³ и 1,67 г/см³ для палеогена, 2,03 г/см³ для мела, 2,55 г/см³ для юры и более 2,66 г/см³ для палеозоя (табл. 1).

Табл. 1.

Физические параметры формаций и пород в бассейне Эрлиан.				
Stratum Symbol	Lithology	Density (g/cm ³)	Acoustic Velocity (m/s)	
Q	Gravel, clay	Avg 1.45	800–1250	
N	N ₂	Avg 1.51	1100–1500	
	N ₁	Avg 2.05		
E	E ₃	Avg 1.84	1100–2500	
	E ₂	Avg 1.47		
	E ₁	Avg 1.46		
K	Mudstone	1.8–2.0	1380–1780	
	Siltstone	1.9–2.1	2050–2380	
	K ₂	Fine sandstone	1.9–2.2	2050–2630
		Sandstone	2.0–2.2	2050–2630
	K	Sandy conglomerate	2.1–2.3	2940–3700
		Mudstone	1.8–2.0	1500–1660
	K ₁	Siltstone	1.9–2.1	1610–1750
		Sandstone	1.9–2.1	2560–4340
		Sandy conglomerate	1.9–2.3	2850–4160
	J	J ₃	Avg 2.53	2630–3220
J ₂		Avg 2.58		
J ₁		Avg 2.52		
P	P ₂	Avg 2.67	<3220	
	P ₁	Avg 2.66		
	Acid rocks	2.55–2.59		
	Middle acid rock	2.63–2.66		
	Basic extrusive rocks	2.69–2.80	3030–6250	
	Basic intrusive rock	2.81–2.83		
	Ultrabasic rock	2.63–3.31		

Между слоями имеются очевидные различия в плотности. Существуют также отчетливые различия в плотности между различными типами пород — плотность увеличивается с 1,8 г/см³ до 2,3 г/см³, когда литология постепенно меняется от аргиллита к мелкому песчанику, средне-мелкозернистому песчанику, конгломератовому песчанику и конгломератам. Наблюдается увеличение плотности от кислых пород к нейтральным и ультраосновным породам, в результате чего плотность кислых пород Яншань составляет около 2,55 г/см³, в то время как в породах каледонского периода она составляет 2,68 г/см³, а в археозойских породах - 2,66 г/см³, а плотности нейтральных и сверхосновных пород обычно превышают 2,70 г/см³.

(2) *Акустические свойства*: Скорость звука в четвертичных и третичных слоях колеблется от 800 до 1250 м/с, в то время как в верхнем меловом периоде она составляет от 1380 до 3700 м/с, в нижнем меловом - 1500–1340 м/с, в юрском - 2630–3220 м/с, в палеозойских слоях - ниже 3220 м/с, а в вулканических - ниже 6250 м/с породы (табл. 1). Аргиллиты и песчаники имеют низкие скорости звука около 1500 м/с, в то время как скорость

крупнозернистого песчаника и конгломератного песчаника превышает 2300 м/с, что делает их основой для сейсморазведки в исследуемом районе.

3. Сейсмические исследования.

3.1 Сбор и обработка данных.

Проект 3D сейсморазведки HEXIN - единственный на сегодняшний день 3D-проект, осуществляемый CNNC, был успешно проведен компанией BRIUG, в результате чего была получена серия изображений свойств недр рабочей зоны с высоким разрешением. Параметры сбора данных обобщены в таблице 2.

Табл. 2.

Получение параметров сейсморазведки 2D и 3D в четыре этапа.

Items	TEST(2D)	BIG BASE(2D)	LONG CAN(2D)	HEXIN(3D)
Recording instrument	Summit II, NZXP	NZXP, ARIES, IMAGE	Sercel 428XL	Sercel 428XL
Record length(s)	1	4	4	4
Source and excited pattern	200 g explosive	1.5–2 kg explosive, KZ28 28,000 kg vibrator (10–80 Hz, 2–4 sweeps, 12 s length)	EV56 28,000 kg vibrator (3–110 Hz, 1–2 sweeps, 10 s length)	BV-620LF 28,000 kg vibrator (3–120 Hz, 1–2 sweeps, 10 s length)
Source interval(m)	40	20–40	20	20
Geophones group interval (m)	20	10	10	10
Geophones per group	1	1–4 at one receiving point	4–10 at one receiving point	4 at one receiving point
Natural frequency of Geophone (Hz)	60	10–40	10	5
Number of recording channels	24	144	240	2048
Folds	6	24	60	120

Наиболее эффективная модификация сейсмической визуализации мелководья для SUDs заключалась в использовании широкополосных частотных вибраторов (3-120 Гц), высокочастотного приема (около 60) и низкочастотных геофонов (5-10 Гц), поскольку широкополосная частотная сейсмическая информация может быть использована для улучшения полосы пропускания исходной модели инверсии, что повышает точность инверсии тонких слоев песчаника. Между тем, мы можем использовать бункер меньшего размера (5-10 м) для улучшения визуализации мелководья, и мы также использовали более легкий вибратор для получения сейсмических данных мелководных отложений (вместо более тяжелого вибратора весом 28 000 кг), что позволило значительно снизить затраты.

В целом, исходные данные, полученные в результате этих съемок, имеют разные характеристики, но общей чертой является качество мелкого шума, особенно шума когерентности и поверхностных волн. Кроме того, сильная отражающая энергия может наблюдаться на границах раздела между K_{1s} и K_{1t} , K_{1a} и фундаментом и т.д. Основные процедуры обработки сейсмических данных SUD можно резюмировать следующим образом:

(1) в неглубоких частях сейсмической записи SUD часто обнаруживаются различные типы шумов, поэтому сочетание методов шумоподавления с частотным разделением шума,

адаптивным ослаблением поверхностных волн и подавлением когерентного шума может обеспечить хорошие результаты;

(2) точность скоростного анализа очень важна при съемке и остаточные статические поправки (обычно три итерации) значительно улучшили бы его разрешение;

(3) расширение частотной полосы данных после укладки, насколько это возможно, улучшает инверсию, что является существенным фактором при выявлении тонких пластов, которые могут содержать U минерализацию. Для достижения этой последней цели обычно применяются комбинированные методы деконволюции и обратной Q-фильтрации.

Эффективный рабочий процесс, облегчающий улучшенную обработку сейсмических данных 3D, показан на рисунке 2. Что касается сейсмических данных 2D, используется временная миграция после складирования.

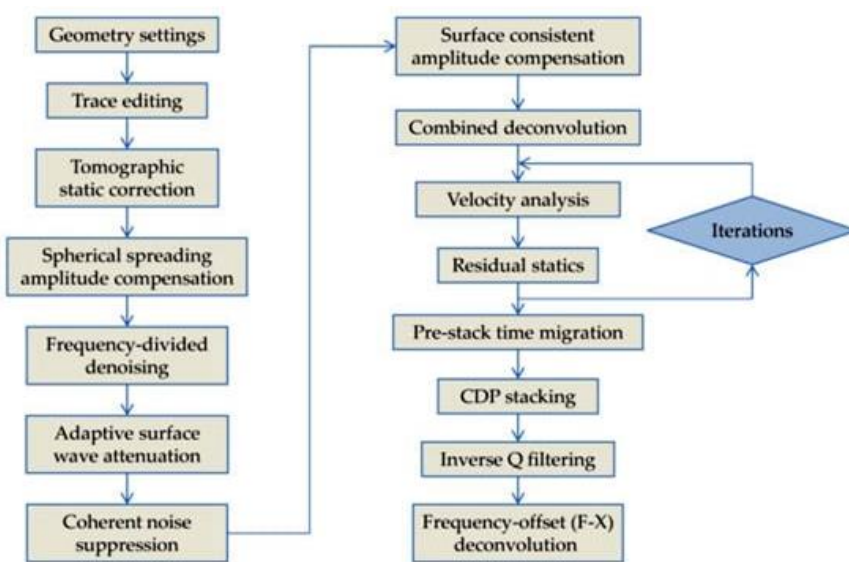


Рис. 2 Рабочий процесс обработки 3D сейсмических данных

3.2 Интерпретация и инверсия.

Изучение стратиграфии и структурной морфологии является фундаментальной целью интерпретации сейсмических данных и инверсии в металлогенических средах SUDs. Целевой диапазон формирования достигает от K_{2e} до K_{1c}^1 в бассейне Эрлиан (рис. 3).

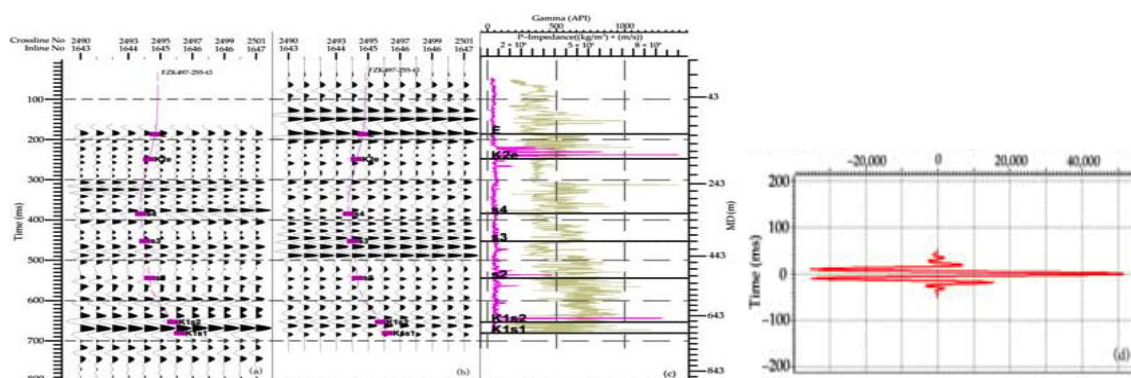


Рис. 3. Синтетическая сейсмическая калибровка 3D сейсмических данных скважины (a) сейсмические данные; (b) синтетическая модель, рассчитанная путем свертки коэффициента отражения и вейвлета; (c) гамма-и импедансные карты скважины; (d) вейвлет, извлеченный из сейсмических данных.

Типичная фаза синтетической сейсмической корреляции показана на рисунке 3, где фиолетовые вертикальные линии представляют траекторию бурения, а фиолетовые горизонтальные линии представляют дно геологических горизонтов; импедансы рассчитаны на основе измеренной скорости и плотности. Во-вторых, выполняется интерпретация горизонта на основе синтетической сейсмической корреляции, которая имеет центральное значение для определения поисковых признаков; в то же время интерпретация разломов выполняется в основном с использованием данных *post-stack*, атрибута сейсмической когерентности и атрибута мгновенной фазы. Это также очень важно, поскольку эти разломы могут быть древними каналами, по которым поднимались, чтобы способствовать окислительно-восстановительной реакции для минерализации урана. Наконец, мощность песчаника, содержащего уран, варьируется от нескольких метров до десятков метров, поэтому определение распределения песчаника является ключевым в сейсмической инверсии SUD и, в частности, для повышения точности инверсии. В этой работе для интерпретации распределения песка были применены методы инверсии импеданса после укладки и упругой инверсии перед укладкой, а инверсия каротажа удельного сопротивления использовалась для улучшения разрешения прогноза на основе боковых сейсмических ограничений. Предыдущие методы сейсмической инверсии не могли дать благоприятных результатов из-за отсутствия высококачественных акустических данных в неглубоких целевых слоях, поэтому здесь данные об удельном сопротивлении и плотности интегрируются с акустическими данными для получения квазиакустических данных, которые обеспечивают хорошую точность распознавания литологии. На рисунке 4 показано, что кривая необработанных акустических волн (синяя) и кривая псевдоакустических волн (красная) перекрываются в большинстве слоев, но на участке 510~530 м кривая необработанных акустических волн не совсем совпадает с аргиллитом и алевролитом, тогда как кривая псевдоакустических волн работает очень эффективно. Акустические данные обычно недоступны из-за неадекватной регистрации измерений, и поэтому псевдоакустические данные могут позволить завершить эффективную инверсию.

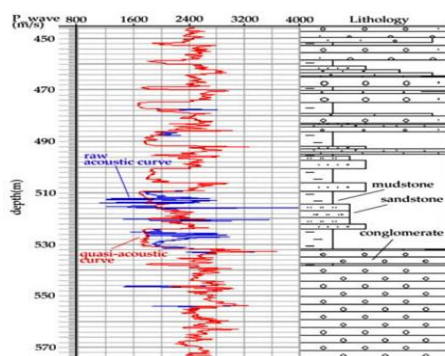


Рис. 4. Сравнение исходной акустической и квазиакустической кривой сейсмического исследования 3D.

4. Результаты и обсуждение

За последнее десятилетие были получены прямые и косвенные данные о минерализации урана на основе сейсмических изображений. Было завершено несколько 2D профилей, охватывающих хорошо известные месторождения Баянвула и Сайхангаоби, а также сеть сейсмических исследований 3D, расположенная на юге недавно открытого месторождения Хадату, которое демонстрирует самую высокую степень минерализации урана песчаникового типа в бассейне Эрлиан. Размещение всех линий сейсморазведки показано на рисунке 5. Также известно, что все три месторождения расположены в зонах аномалий низкой гравитации или нулевого перехода, которые часто указывают на дно или наклон бассейна.

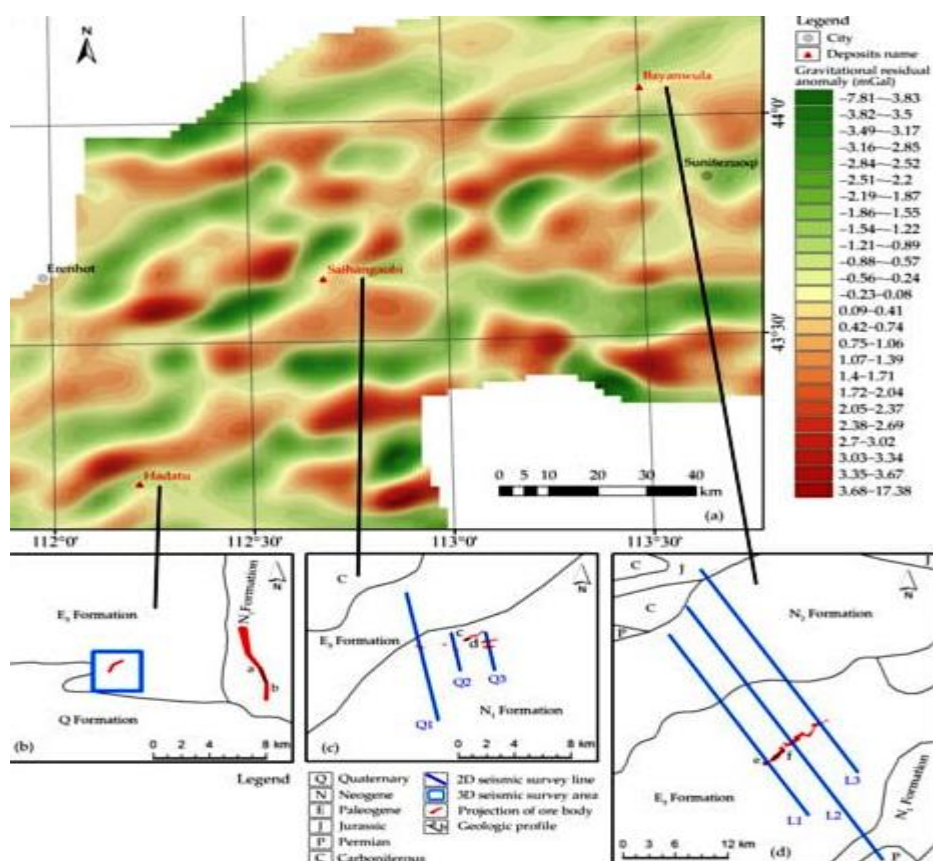


Рис. 5. (a) Карта гравитационных остаточных аномалий и расположения месторождений в исследуемом районе. (b) Район проведения сейсморазведочных работ 3D на месторождении Хадату. (c) Линии сейсморазведки 2D, выполненной на месторождении Сайхангаоби, и (d) линии сейсморазведки 2D, выполненной на месторождении Баянвула.

4.1. М-ние Баянвул-Юг.

Баянвула-ЮГ расположен на западе суббассейна Манит, в пределах северо-западного направления с низкой и средней гравитацией. Баянвульский палеоканал ЮЖНЫЙ имеет сходные характеристики с месторождением Вайоминг, что позволяет идентифицировать его как месторождение типа роллового фронта; его минерализация залегает в крупнозернистом песчанике с переплетенными речными фациями в верхней части K_{1S} FM. Верхняя часть целевого слоя, глубиной около 100-250 м, представляет собой красный непроницаемый аргиллит, а нижний слой - серый аргиллит и меловой угольный пласт. Предыдущие

геологические исследования показали, что окисление началось по краям (северо-запад и юго-восток) и распространилось к центру, что привело к образованию древнего северо-западного пояса окисления, определяющего возникновение минерализации (рис. 6).

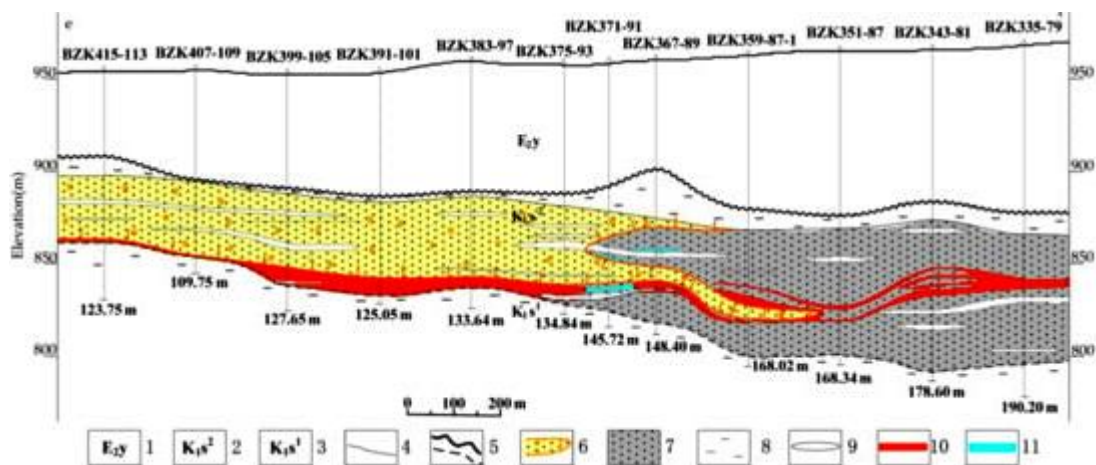


Рис. 6. Геологический профиль e-f на урановом месторождении Баянвула. 1—Yierdingmanha group. 2—Верхняя часть группы Сайхан. 3—Нижняя часть группы Сайхан. 4—Литологическая граница. 5—Граница несогласия с пятью углами или параллелями. 6—Желтые окисленные пески. 7—Серые восстанавливающие пески. 8—Непроницаемый аргиллит. 9—Локальные непроницаемые слои. 10—Урановые рудные тела. 11—Минерализация урана.

Результат сейсморазведки и его связь с минерализационной средой

Параметры сбора сейсмических данных 2D приведены в таблице 1, изображающей этап ТЕСТИРОВАНИЯ. Прежде всего, технология сейсморазведки применяется для оценки окружающей среды SUD, такой как конфигурация пласта, наличие разломов и песчаных тел в целевом K_{1s} FM, а также для потенциального изучения сейсмического отклика U-содержащего слоя.

Интерпретированные сейсмические разрезы вдоль линий L1, L2 и L3 показаны на рисунке 7. Зеленая линия представляет нижнюю часть целевого слоя, глубина которой становилась все меньше с севера на юг, но пласт был полностью размыт на северном краю и в середине разреза из-за сильного тектонического сжатия. Это привело к образованию разломов. Промышленная минерализация урана произошла в середине профиля, на глубине около 150 м.

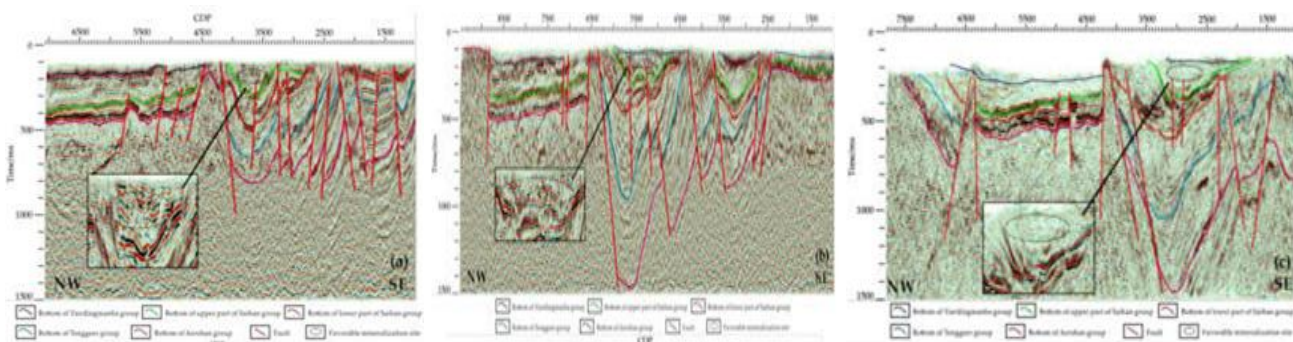


Рис. 7. Результаты сейсморазведки уранового месторождения Баянвула: L1 (a), L2 (b), L3 (c).

На рисунке 7 K_{1s} FM принимает форму буквы “U”, и наиболее благоприятные участки минерализации расположены по обе стороны наклонного U-образного пояса с сейсмическими фациями слабой–средней амплитуды, низкой–средней частоты и низкой непрерывности, а также нефтеносные и углекислые формации (восстанавливающие отложения) ниже целевой U-образной формации. Таким образом, наиболее благоприятный район добычи выглядит как “большая впадина” сверху донизу. Кроме того, по обе стороны от “большой впадины” имеются крутопадающие разломы, характеризующиеся отражающими разрывами; некоторые разломы развились в восстановительной формации и простираются в “U”-образную формацию.

Юг в этом районе представляет собой типичное месторождение урана окисленного типа с ролловым фронтом. Этот процесс минерализации можно кратко описать следующим образом.

Древние грунтовые воды (т. е. флюиды, содержащие U⁶⁺) проникли в область поднятия через песчаные массы, вызвав желтое окисление и изменения. Затем была запущена окислительно-восстановительная реакция, когда описанные выше окисляющие жидкости встретились с восстанавливающими материалами, уже присутствующими в песчаном массиве, что привело к отложению U⁴⁺ и выпадению минерализации.

Условия, наиболее благоприятные для минерализации урана, могут демонстрировать характерные сейсмические отклики по целому ряду причин.

Во-первых, двукрылые склоны U-образного слоя являются естественно благоприятной зоной и способствуют латеральному окислению, которое является основой урановой минерализации; между тем, разломы по обе стороны от U-образной формации являются продуктами структурно перевернутого поднятия, что могло бы улучшить гидрологические условия пополнения запасов, стока и разгрузки, которые благоприятны для реакций окисления и восстановления. В результате этих реакций может произойти минерализация урана.

Во-вторых, наличие “большой впадины” подразумевает большую мощность пластов, содержащих достаточное количество восстановительных материалов; кроме того, разломы, простирающиеся от восстановительных отложений в целевые песчаные массивы, могут обеспечить каналы для подъема глубоко залегающих восстановительных сред, таких как газ и флюиды. Это играет важную роль в протекании окислительно-восстановительной реакции в песчаных массивах, что означает, что может произойти минерализация U. Наконец, на месторождении Баянвула все U-образные песчаники получены из плохо отсортированных песчаных массивов, из-за чего вокруг места минерализации разбросаны прерывистые сейсмические поверхности.

4.2. М-ние Сайхангоби-Юг.

Южный Сайхангоби расположен примерно в 50 км к юго-западу от месторождения Баянвул. Это месторождение урана палео-долинного типа, отличающееся значительными отличиями по степени фреатического окисления от отложений с фронтальным окислением. Фреатическое окисление способствует присутствию рудных тел табличной формы (рис. 8), аналогичных рудным телам российского Зауралья и Колорадо; глубина этого типа окисления варьируется в зависимости от проницаемости породы и наличия трещин, но обычно составляет десятки метров. Минерализация U, содержащая углеродистое вещество, также находится в пределах речных отложений с глутениновой оплеткой в верхней части $K_{1s} FM$, а в верхних и нижних формациях целевых слоев песка преобладают аргиллиты.

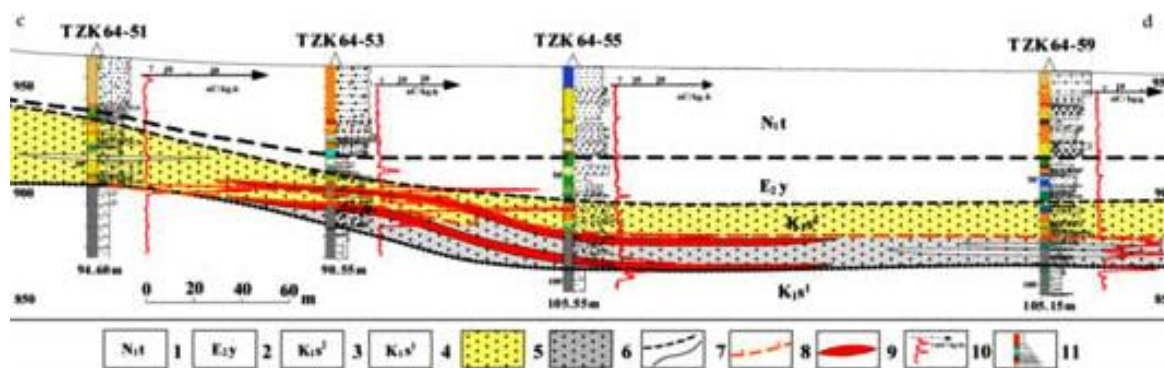


Рис. 8. Геологический профиль с–d на месторождениях урана Сайхангоби. 1—Tongguer group. 2—Yierdingmanha group. 3—Верхняя часть группы Сайхан. 4—Нижняя часть группы Сайхан. 5—Желтые окисленные пески. 6—Серые восстанавливающие пески. 7—Угол параллельной границы несогласия. 8—Линия фронта окисления. 9—Урановые рудные тела. 10—Гамма-каротаж. 11—Гистограмма размера частиц породы и цветовая колонка.

Результаты двумерной сейсморазведки и их взаимосвязь с обстановкой минерализации.

Параметры, использованные при сборе сейсмических данных 2D, показаны в таблице 2 (Этап БОЛЬШОЙ БАЗЫ). Цель сейсморазведки этих месторождений та же, что и в Баянвуле.

Подробная интерпретация линии, включающей Q1, Q2 и Q3, наложенной на миграцию после складирования, приведена на рисунке 9. Нижняя граница раздела целевого слоя отмечена зеленой линией, что означает отсутствие целевого пласта в южном профиле, и он присутствует только в очень тонком слое на севере. Кроме того, рудные тела залегают на глубине около 100 м в середине профиля. Северные формации были почти полностью уничтожены растущим региональным поднятием, и хотя южные отложения были сохранены, они резко опускаются вниз в результате тектонического движения, и это способствовало развитию некоторых нормальных разломов, отмеченных красными линиями.

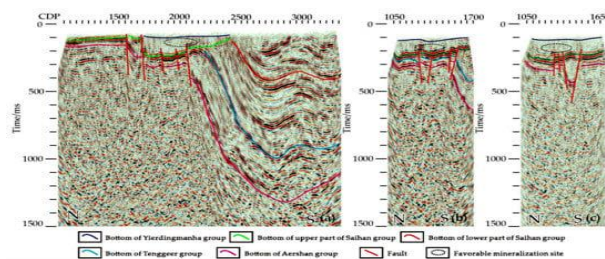


Рис. 9. Результаты сейсморазведки на месторождениях урана Сайхангоби; Q1 (a), Q2 (b), Q3 (c).

Целевая формация (над зеленой линией) напоминает U-образную форму, заполненную текучими отложениями. U-образное оруденение расположено на дне и склонах “U”; под целевым слоем развились очень мощные восстановительные формации, которые образуют “большую впадину”, обычно превышающую 1000 м в самой глубокой точке. В южной части восстанавливающаяся формация контактирует с перевернутой формацией “U” под большим углом (около 25°). Сейсмическая фаза участка, благоприятствующего минерализации, демонстрирует амплитуды от слабых до средних, частоту от низких до средних, низкую непрерывность и конфигурацию волнообразного отражения.

Причина таких характеристик сейсмического отклика в среде минерализации в основном та же, что и на месторождении Баянвул. По обе стороны формации “U” развилось поднятие, две наклонные зоны которого предлагают благоприятные условия для латерального окисления флюидов, содержащих O-U. Мощные восстановительные формации “большой впадины” могут поставлять достаточное количество восстановительной среды и предварительно обогащенного урана, и эти материалы могут подниматься в целевые слои по разломам, так что они могут быть способны увеличить обогащение ураном целевого песчаника и восстановительную способность песчаных массивов; эта восстановительная способность может способствовать минерализации. Самым большим отличием от месторождения Баянвул является повышенная восстановительная способность; восстановительные материалы в “большой впадине” могут легко мигрировать по межслоевым каналам в целевые песчаные массивы из-за несоответствия под большим углом между восстановительной формацией и K_{1s} FM, которые она покрывает.

4.3. М-ние Хадату-Юг.

Недавно открытое месторождение Хадату расположено в северо-центральной зоне суббассейна Вуланчабу, примерно в 40 км к юго-западу от месторождений Сайхангоби. Минерализация U со средним содержанием 0,1008% в основном залегает в сером галечном песчанике формации K_{1s} и имеет табличную характеристику руды (рис. 10). Происхождение этого месторождения высококачественного урана досконально не изучено, хотя были проведены некоторые геохимические и минералогические исследования. Месторождение Хадату разделены на два района: одно крупное месторождение на севере и расширенное месторождение в южной части.

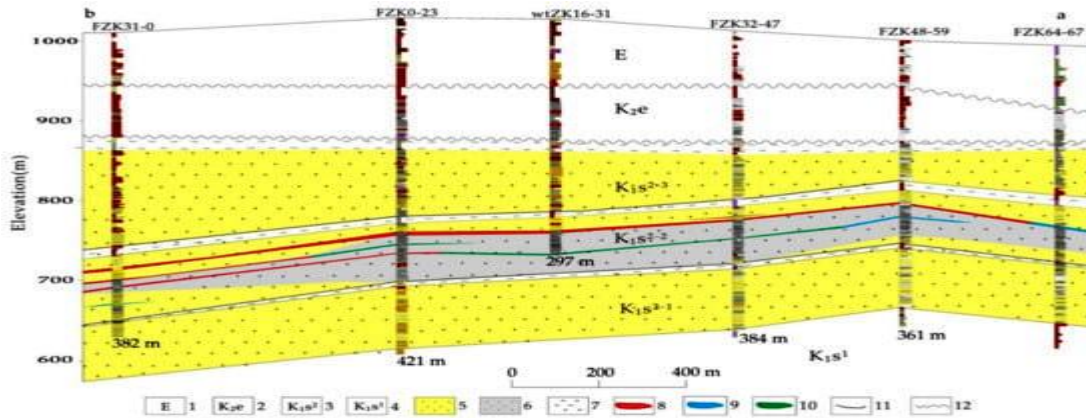


Рис. 10. Геологический профиль а–b на месторождениях урана Хадату. 1—Палеогеновые слои. 2—Ergian group. 3—Верхняя часть группы Сайхан. 4—Нижняя часть группы Сайхан. 5—Желтые окисленные пески. 6—Серые восстанавливающие пески. 7—Аргиллит. 8—Урановые рудные тела. 9—Минерализация урана. 10—Аномальный уровень.

Результаты трехмерной сейсморазведки и их взаимосвязь с обстановкой минерализации

В южной зоне был проведен эксперимент по сейсморазведке 3D с высоким разрешением площадью 5 км², целью которого было точное отображение геологических структур и связанной с ними металлогении. Параметры сбора 3D-данных показаны в таблице 2 (стадия ГЕКСИНА).

Типичный профиль инверсии, извлеченный из 3D-набора данных, в диапазоне от K_{2e} до K_{1s}¹, показан на рисунке 11. Импеданс *p*-волны (а) и плотность (b) были рассчитаны путем инверсии; удельное сопротивление (c) было инвертировано из инверсии после каротажа на основе сейсмических ограничений, и (d) литология была рассчитана на основе удельного сопротивления. На рисунке черными линиями показана кривая гамма-каротажа, большая часть гамма-данных расположена в районе с высоким удельным сопротивлением, высоким импедансом и высокой плотностью, а также в песчаных массивах.

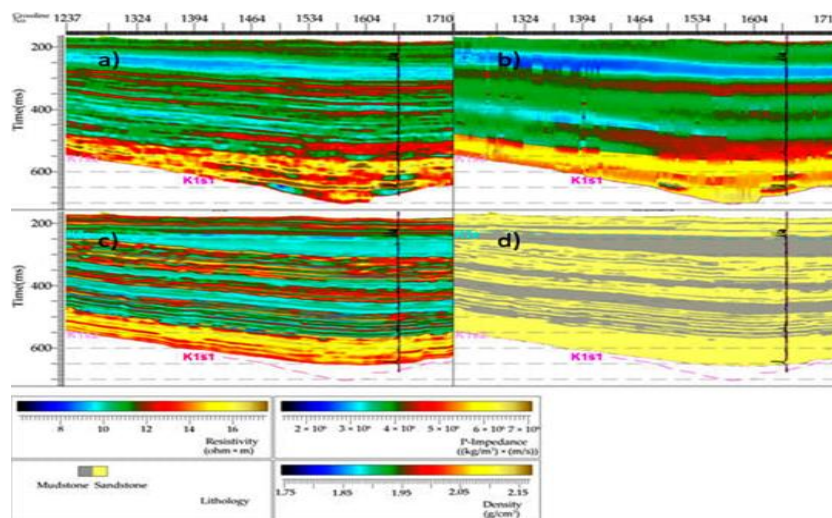


Рис. 11. Результаты инверсии линии пересечения скважин; *p* - волновое сопротивление целевого слоя, рассчитанное инверсией после укладки (а), плотность целевого слоя, рассчитанная инверсией до укладки (b), удельное сопротивление целевого слоя, рассчитанное методом инверсии каротажных записей скважин на основе ограничений сейсмических данных (c), и литология, преобразованная с помощью удельного сопротивления (d); вставленные кривые на четырех снимках представлены данные гамма-каротажа FZK497-255-t3 с минерализацией U в диапазоне от 0 до 800 API.

Интерпретация 3D стратиграфической морфологии K_{1s} во временной области приведена на рисунке 12. В районе исследований имеются четыре буровые скважины с подтвержденной минерализацией урана. Значения данных гамма-каротажа из скважин представлены в размерах кружков; чем больше кружки, тем выше значение. Красный и желтый цвета представляют высокие значения гамма-излучения, синий и зеленый - низкие.

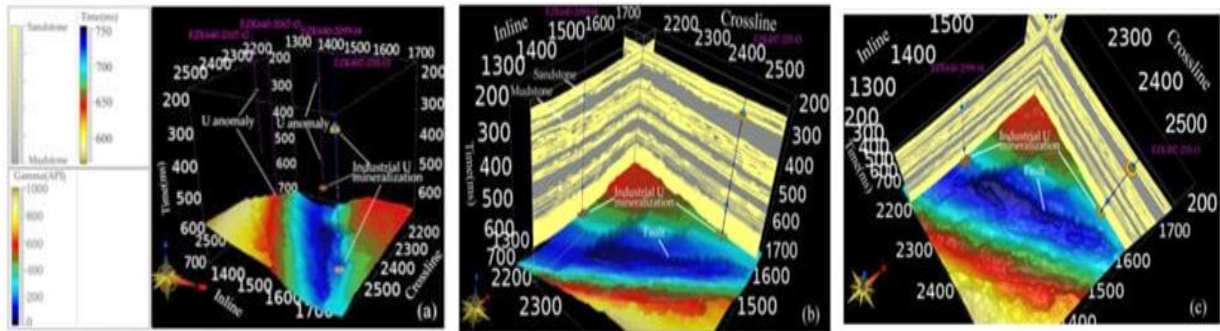


Рис. 12. Трехмерное распределение нижней границы K_{1s} и гамма-каротажа (а), боковой вид нижней границы K_{1s} и литологические профили пород верхней части K_{1s} FM (b), вид сверху на 3D-карте распределения (с); желтый цвет обозначает песчаник, а серый - аргиллит в двух поперечных профилях. Красные и желтые кружки обозначают высокие значения гамма-излучения, а синие кружки - низкие; на трехмерной карте поверхности желтый цвет обозначает небольшую глубину залегания, а синий - большую глубину.

Согласно результатам инверсии и 3D-визуализации целевого пласта, участки наиболее благоприятные для минерализации U имеют примерно три существенных особенности:

(1) U-образную “большую впадину” под целевым пластом (верхняя часть K_{1s}), которая имеет мощные восстанавливающиеся слои (например, K_{1t} FM и K_{1a} FM в Эрлианском бассейне);

(2) Имеются разломы, которые могут соединять целевую формацию с пластом глубокого восстановления.

(3) Рудосодержащие пласты расположены вблизи песчаных массивов и в основном характеризуются высоким импедансом, плотностью и удельным сопротивлением — свойствами, которые могут быть получены путем сейсмической инверсии.

На рисунке 10 показано, что под областью, в которой появляются две скважины, нет разломов, соединяющих глубокие и неглубокие пласты, и разломы могут в значительной степени определять урановую минерализацию. На рисунке 13 представлены два слоя урановой минерализации; неглубокие слои представляют собой урановые тела среднего качества со средним значением гамма-излучения около 250 API при 530 мс и 500 мс соответственно, а глубокие слои имеют самые высокие значения гамма-излучения около 1271 и 2467 API соответственно, что намного превышает стандартные промышленные уровни урановой минерализации.

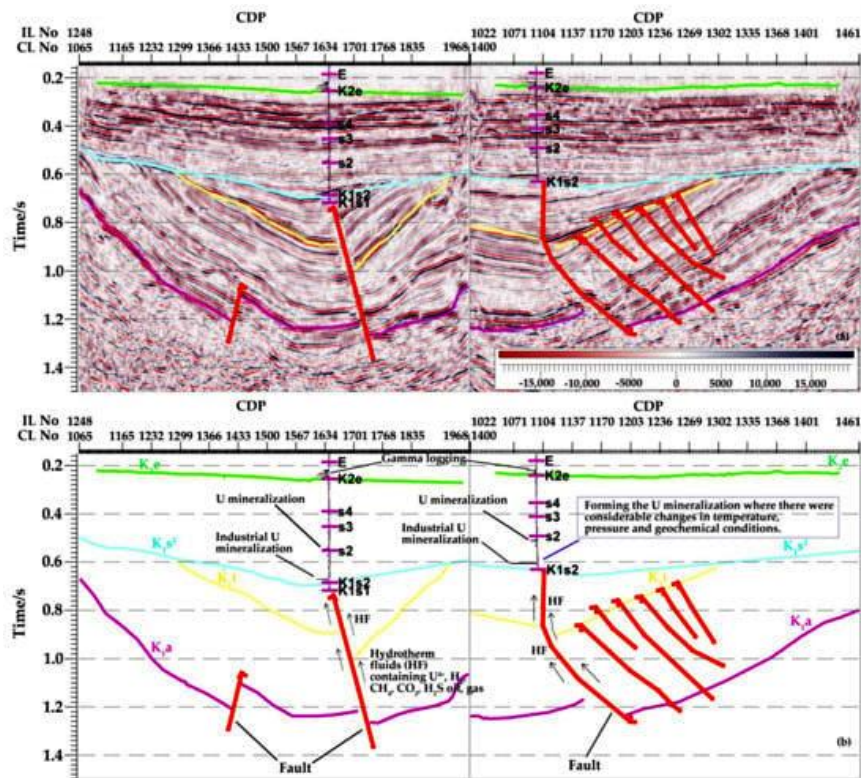


Рис. 13. Интерпретация сейсмического профиля между скважинами (а) и прогноз U-образования (b).

Данные каротажа месторождения Хадату показывают, что самая глубокая промышленная минерализация урана находится примерно на глубине 650 м (рис. 3). В предыдущих исследованиях SUDs было сложно прогнозировать урановое оруденение роллового типа на таких глубинах в бассейне Эрлиан. Чтобы объяснить это явление, предлагается гипотеза о “гидротермальной эффузивной” минерализации по сравнению с обычной. Таким образом, предполагается, что процесс минерализации может происходить следующим образом (рис. 13):

(1) Мощные восстановительные пласты были отложены в периоды K_{1t} и K_{1a} , и в восстановительной формации произошла предварительная концентрация U.

(2) Целевой песчаник был отложен в меловой период Сайхан. Впоследствии, произошла восходящая миграция гидротермальных флюидов вверх вдоль разломов в мелководный целевой песок. В ходе предварительной обработки флюиды содержали определенное количество U^{4+} , H_2 , CO_2 и других восстанавливающих компонентов (например, нефть, газ, CH_4 , H_2S).

(3) Когда гидротермальные флюиды протекали через восстанавливающие пласты, они уносили с собой некоторые восстановительные материалы; это привело к дальнейшему обогащению восстановителя во флюидах. Следовательно, U-содержащие и сильно восстанавливающие флюиды переместились в мелководный целевой песчаник, а затем произошли физико-химические реакции. Физически уран во флюидах мог высвободиться из-за падения температуры и давления;

(4) Химически U мог осадиться в результате окислительно-восстановительной реакции, происходящей, когда флюиды сталкивались с окисленным песком целевого пласта. Качество рудных залежей должно было быть высоким, учитывая наложение новообразованной U-минерализации и предварительно обогащенного U.

(5) Кроме того, глубокие гидротермальные флюиды высокого давления переместились в рыхлый песчаник и области с высокой пористостью, а пояса разгерметизации легко могли образовать зоны слоистых изменений, вот почему рудные тела Хадату обычно имеют табличную форму. Многослойная минерализация U может также происходить за счет “гидротермального излияния”, поскольку многослойные каналы выделения могут существовать до тех пор, пока условия являются подходящими. Однако степень минерализации постепенно снижалась от глубоких слоев к более мелким.

4.4. Прогнозная модель.

Хотя сейсмические методы не могут предоставить прямых доказательств минерализации урана, как это могут сделать минералогические и геохимические данные, результаты сейсморазведки могут предоставить существенную информацию, полезную для понимания изменений поперечных свойств геологических тел и определения косвенных характеристик (например, формаций, разломов и песчаных массивов) района исследований. Таким образом, используя результаты сейсмических исследований, можно легко выполнить контрастный анализ среды минерализации, что невозможно при минералого-геохимических исследованиях руд.

Результаты 2D и 3D сейсморазведки могут быть использованы для выявления целевого пласта и его формы, разломов и их характеристик, а также распределения целевого песчаника. Сейсмическая визуализация дает более четкую геологическую информацию в бассейне Эрлиан. Сейсмическая интерпретация успешно предсказала наиболее благоприятный участок минерализации U, показанный на 3200 КДП на рисунке 6. Предлагаются две модели морфологического прогнозирования (рис. 14).

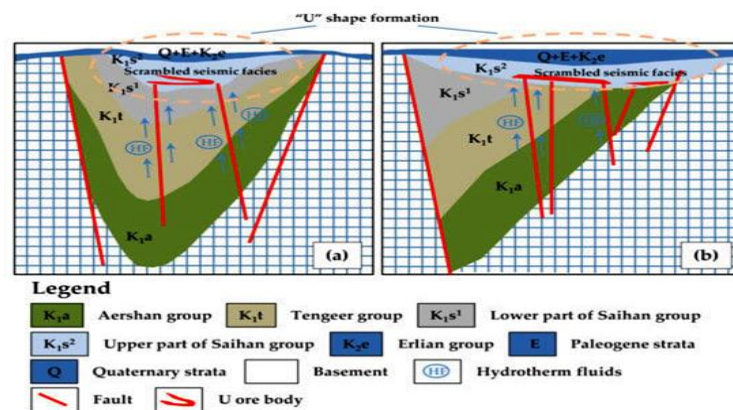


Рис. 14. Прогнозные модели в бассейне Эрлиан.

(а) схема Баянвула - “Большая депрессия + разлом”, (б) схема Хадату - “Несоответствие с большим углом + разлом”.

(1) *Схема Баянвула:*

(a) Морфология целевого пласта характеризуется формой “U”, и наиболее благоприятное место минерализации U было бы найдено в наклонных зонах по обе стороны от ”U”, поскольку склоны способствуют потоку подземного флюида.

(b) Восстановительные формации “Большой депрессии” - это еще одна область, которая имеет преимущество с точки зрения минерализации U; они могут обеспечить достаточное количество восстановительного материала для окислительно-восстановительной реакции, способствующей минерализации U.

(c) Интерпретированные меловые разломы, простирающиеся от глубоких пластов к мелководным, являются ключевыми факторами, поскольку они могут стать каналами, позволяющими поднимать гидротермальные флюиды и восстанавливающие среды с глубин.

(d) Песчаные тела в целевом слое присутствовали над глубоким восстановительным пластом, что благоприятно, поскольку означает наличие разломов, соединяющих целевые песчаные тела и восстановительный пласт, а целевой песчаник часто имеет сейсмическую фацию со слабыми–средними амплитудами, низкими–средними частотами и низкой непрерывностью.

(2) *Схема Хадату (включая Сайхангоби):*

(a) Конфигурация целевого слоя песчаника также имеет форму буквы “U”, а две наклонные зоны предлагают благоприятные участки минерализации U, поскольку они способствуют потоку грунтовых вод, содержащих O-U.

(b) Под целевым слоем имеется мощное восстановительное отложение.

(c) Существует несоответствие под большим углом (более 20 градусов) между вышележащим целевым пластом на мелководных участках и уменьшающимся пластом на глубине.

(d) Существуют разломы, соединяющие глубокую восстановительную формацию и мелкие песчаные тела, и эти разломы благоприятны для подъема глубинных гидротермальных флюидов и восстанавливающих материалов.

(e) В целевой формации имеются песчаные тела, а песчаник обычно имеет сейсмическую фацию со слабыми–средними амплитудами, низкой–средней частотой и низкой непрерывностью.

Предыдущие исследования показали, что изменения пирита существуют в минерализованной U формации отложений Хадату и считается, что минерализация пирита была вызвана глубинными гидротермальными флюидами, что поднимает вопрос: откуда они взялись? Идея, называемая “гидротермальный эффузив”, была сформирована на основе

наблюдений (рис. 13), в которых глубинные гидротермальные флюиды поступали из разломов к целевым песчаным телам, и минерализация пирита, возможно, была вызвана этими флюидами. С другой стороны, наличие пиритной минерализации также подтверждает достоверность двух упомянутых выше прогнозных моделей. В будущих исследованиях могут использоваться сейсмическая скорость и инвертированная плотность, чтобы выявить изменения пирита.

Недавний эксперимент показал, что существуют некоторые петрофизические различия между образцами, содержащими U, и образцами, не содержащими урана (рис. 15) на месторождении Хадату. В будущем сейсмические характеристики и технологии инверсии могут быть использованы для непосредственного прогнозирования местоположения урановой минерализации. Целью этой работы было определить статистические петрофизические различия между рудой и окружающими породами в среде SUD.

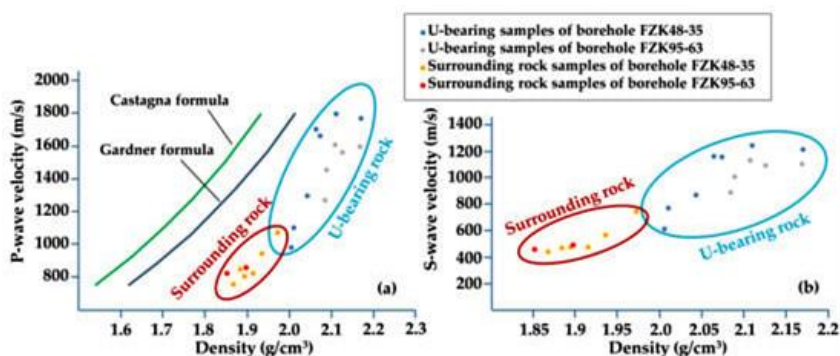


Рис. 15. Экспериментальные результаты петрофизических параметров ураносодержащих и вмещающих пород на месторождении Хадату. (а) p -волна и плотность; (б) s -волна и плотность.

5. Выводы

(1) Существенные рудоуправляющие факторы могут быть выявлены с помощью сейсморазведки 2D или 3D. В частности, сейсморазведка 3D может предоставить точную информацию о “U-образных слоях”, “больших впадинах редуцирующего пласта”, “несоответствиях под большими углами”, “разломах с длительной активностью” и “песчанике и его сейсмической фации”, что приведет к точным прогнозам U-минерализации при поисках.

(2) Сделаны некоторые предложения по сейсморазведке SUD:

- количество комплексных данных должно быть более 40 при проведении неглубокой съемки, а широкополосное возбуждение и прием необходимы для улучшения разрешения следующей инверсии.
- следует тщательно рассмотреть этапы обработки шумоподавления и деконволюции.
- важно понимать конфигурацию пласта и характеристики разломов на основе детальной сейсмической информации.

(3) На основе сейсмических исследований высокого разрешения были предложены две морфологические прогнозные модели - “Большая депрессия + разлом” и “Несогласованность + разлом под большим углом”. Эти модели должны обеспечить научную основу для будущих сейсмических работ SUD.

(4) Понимание глубинного гидротермального генезиса урановой минерализации в бассейне Эрлиан недостаточно. Предлагается механизм минерализации - “гидротермальный эффузив”. Это впервые позволяет предположить, что гидротермальные флюиды участвуют в минерализации урана, а органическое вещество, происходящее из восстанавливающихся пластов, может способствовать окислительно-восстановительной минерализации урана.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ВОЛЬФРАМОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ОБУЧЕНИЯ ЗА НЕСКОЛЬКО ШАГОВ
(Южная Провинция Цзянси, Китай) [4]

1. Введение

Картирование перспективности полезных ископаемых (МРМ) представляет собой многокритериальный и автоматизированный подход. Достижения в геолого-геофизических компьютерных технологиях облегчают сбор, интеграцию, визуализацию и моделирование геоинформации, представляющей жизненно важные процессы рудообразования минеральных систем. В последние два десятилетия алгоритмы машинного обучения успешно развивались в области моделирования минерального потенциала, среди которых наиболее часто используются контролируемые методы машинного обучения на основе данных. Алгоритмы, управляемые данными, генерируют модели и присваивают доказательные весовые коэффициенты на основе пространственной взаимосвязи между доказательными картами и известными месторождениями полезных ископаемых. Этот метод используется в МРМ из-за большого количества общедоступных данных из нескольких источников, отличной производительности модели и легкого переноса современных алгоритмов из других областей.

МРМ на основе управляемого данными машинного обучения сталкивается с тремя внутренними проблемами, а именно: (1) нехватка размеченных данных; (2) чрезмерная подгонка моделей; и (3) неопределенность прогностических результатов. Происхождение этих проблем коренится в том факте, что машинное обучение требует помеченного набора данных, состоящего из большого количества как положительных, так и отрицательных. Однако в области МРМ, являясь конечным продуктом редких событий минерализации и сложных взаимосвязей рудообразующих процессов, месторождения полезных ископаемых, которые служат положительными образцами, чрезвычайно редки и оставляют после себя следы в доказательных признаках, которые можно получить в конечном итоге. С другой стороны, алгоритмы машинного обучения, которые в основном являются результатом усилий по обработке тысяч или даже миллионов образцов, как правило, имеют тщательно продуманную сложную архитектуру. Внедрение этих сложных моделей машинного обучения в скудные данные МРМ легко вызывает серьезные проблемы переобучения. Кроме того, в течение всего процесса моделирования МРМ неизбежно возникают проблемы, такие как неопределенность из-за неполного понимания минеральных систем, предвзятость, возникающая при наблюдении и измерении критериев разведки, а также присущие и стохастические ошибки при обучении и применении моделей машинного обучения.

Обучение за несколько выстрелов (FSL), целью которого является обучение на ограниченном количестве образцов, является альтернативным средством решения

вышеупомянутых проблем. Методы поэтапного обучения можно условно разделить на три направления, а именно: увеличение данных, трансфертное обучение и метаобучение. В области MPM применялись только первые два метода. Простое решение проблем с несколькими выстрелами состоит в том, чтобы увеличить количество помеченных данных путем увеличения данных. Метод синтетической избыточной выборки меньшинства (SMOTE) использовался многими исследователями для избыточной выборки помеченных данных второстепенного класса в моделировании MPM, демонстрируя эффективность этого метода в улучшении производительности моделей, обученных с использованием несбалансированных данных. Изучение знаний из связанных больших данных и перенос их в целевые скудные данные является наиболее интуитивным решением для задач с небольшим количеством выстрелов. Тем не менее, есть несколько вкладов, связанных с применением этого метода в области MPM, за исключением попытки передачи классических сетевых моделей на основе изображений для картирования минерального потенциала. Столь ограниченное применение связано с тем, что трудно найти большой передаваемый исходный набор данных, аналогичный или связанный с целевыми данными о сложной минерализации.

В этом исследовании предлагается структура FSL, сочетающая увеличение данных и перенос обучения. Дополненные данные SMOTE служат в качестве синтетических исходных данных, связанных с целевым набором данных о минерализации, а знания, полученные из исходного набора данных, переносятся на карту перспективности полезных ископаемых путем точной настройки. Другим направлением этого исследования является количественная оценка и контроль чрезмерной подгонки и неопределенности, создание надежной и малорисковой целевой модели геологоразведки. Эта схема была применена к картированию перспективных месторождений вольфрама в южной провинции Цзянси. Это репрезентативная область месторождений, хорошо подходящая для использования в моделировании перспектив на основе данных.

2. Геология и минеральные системы района исследований.

Южная провинция Цзянси, расположенная в центральной части Кате́йского блока, составляет восточный сегмент гигантского металлогенического пояса Наньлин (рис. 1). Возраст осадочных толщ, обнаженных в этом районе от протерозоя до кайнозоя, с отсутствием силурийских и триасовых толщ. Обломочные породы нижней зеленосланцевой фации протерозоя слагают метаморфический фундамент, перекрытый палеозойскими мелководными морскими карбонатными и терригенными осадками. В приразломных грабенах сохранились мезозойские вулканокластические и терригенные красноцветные песчаники. Тектонический каркас этого региона включает группу разломов северо-восточного, субширотного и северо-

западного простираения. В этом районе обнажается более 400 гранитных интрузий, занимающих обширную площадь в 14 000 км². Было идентифицировано четыре эпизода гранитного магматизма, а именно каледонский, герцинский, индосинский и яншанский, из которых яншанские интрузии, как полагают, ответственны за широко распространенную вольфрамовую минерализацию в этой области. Южная провинция Цзянси хорошо известна как регион добычи вольфрама, характеризующийся преобладанием месторождений вольфрамита кварцевого жильного типа. В этом районе выявлены многочисленные объекты вольфрама, в том числе 8 крупных, 18 средних и множество мелких, с доказанными запасами в размере 1,7 млн т. Большинство месторождений вольфрама расположено в четырех рудных районах, включая Чуньи-Даюй-Шанью, Ганьсянь-Юду, Луннань-Диннань-Цюаньань и Нинду-Синго (рис. 1).

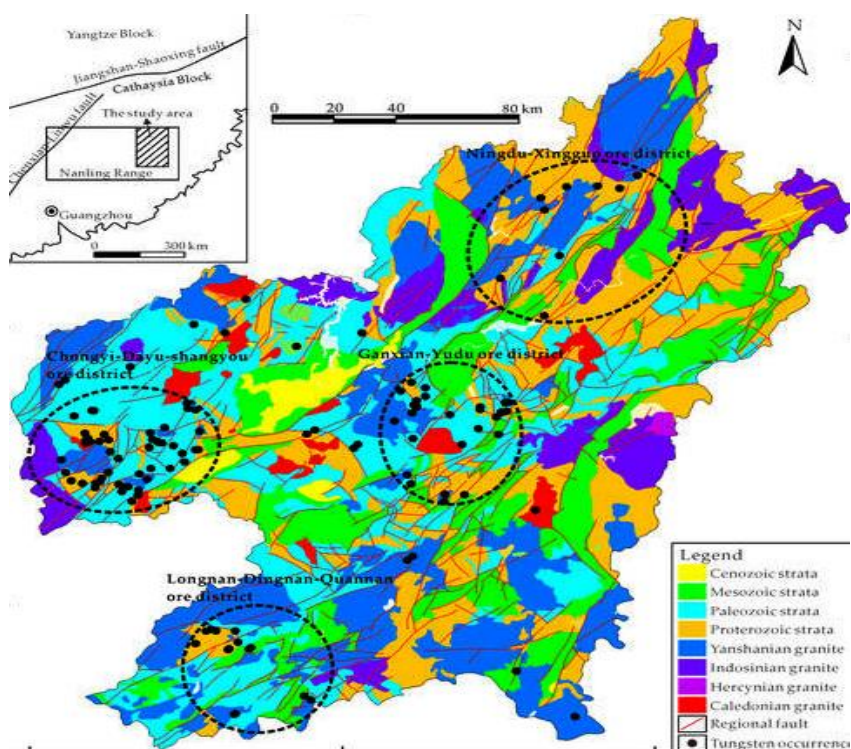


Рис. 1. Упрощенная геологическая карта южной провинции Цзянси.

Чтобы получить надежные целевые критерии для последующего моделирования перспективности, используется понятие минеральных систем для переноса понимания вольфрамовой минеральной системы в набор картируемых пространственных прокси, представляющих важные процессы рудообразования, связанные с источником, транспортом, структурными ловушками и химическим осаждением (рис. 2).

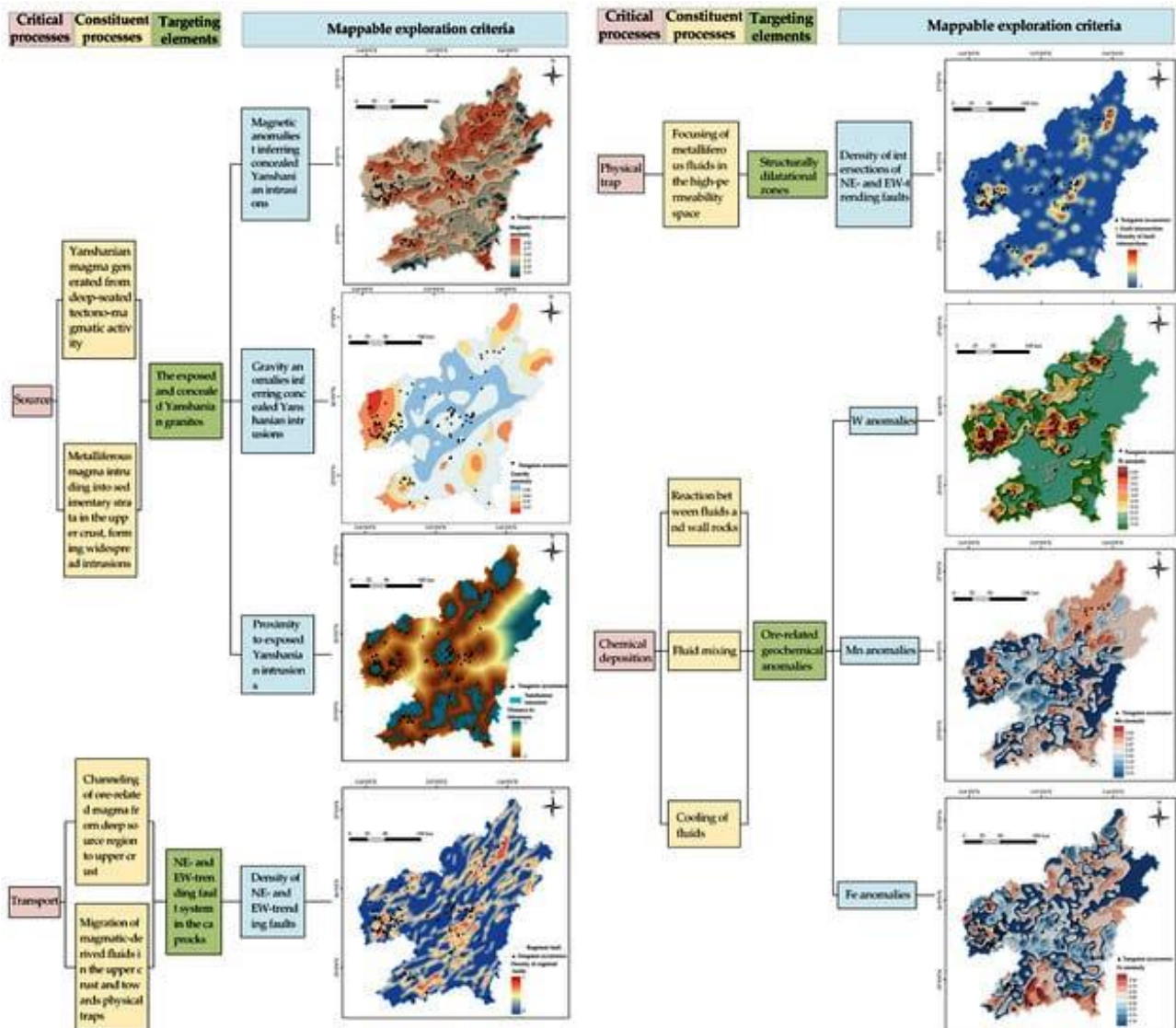


Рис. 2. Компоненты минеральной системы вольфрама в южной провинции Цзянси.

Во многих случаях гидротермальная минеральная система имеет единственный источник, который обеспечивает не только градиент энергии, тем самым запуская процессы минерализации, но и необходимые компоненты, необходимые для рудообразования (например, металл, флюиды и лиганды). Предполагается, что в изучаемой области яньшаньские гранитные интрузии играют роль, обеспечивающую флюиды и металлы, связанные с рудой. Хронологические исследования показывают, что формирование вольфрамовых рудных тел на исследуемой территории по времени идентично их проксимальным гранитным интрузиям (в основном 170–150 млн лет). Пространственно большая часть вольфрамовых рудных тел находится на внутренних и/или внешних контактах яньшаньских гранитных интрузий. Соответственно, близость к обнаженным яньшаньским интрузиям использовалась как доказательство рудного процесса. Кроме того, геофизические аномалии могут предоставить информацию о погребенных телах, в основном связанных с интрузивными породами, и, следовательно, могут быть использованы для определения

материнских компонентов. В частности, разница в плотности между яньшаньскими гранитными интрузиями и их проксимальными палеозойскими вмещающими породами составляет примерно -100 кг/м^3 , что позволяет обнаруживать погребенные интрузии при низкой гравитации. Интрузивные породы в этом районе в разной степени проявляют магнитную восприимчивость, тогда как осадочные вмещающие породы не обладают магнетизмом. Таким образом, считается, что магнитный максимум эффективен при отслеживании скрытых интрузий. Учитывая, что магнитное склонение этой области составляет $44,6^\circ$, для обработки исходных магнитных данных было применено преобразование приведения к полюсу (RTP) с целью устранения влияния наклона магнитного поля Земли.

Активные пути необходимы для транспортировки рудообразующих компонентов из глубинных источников в неглубокие зоны ловушек. Как упоминалось выше, считается, что яньшанская тектоно-магматическая активность ответственна за региональную вольфрамовую минерализацию, в то время как региональная система разломов, как полагают, обеспечивает пути для подъема связанной с рудой магмы. Примечательно, что только те разломы, которые образовались до или в эпоху оруденения, могут играть роль путей, способствующих процессу оруденения. Напротив, разломы, образующиеся после оруденения, обычно разъединяют ранее сформированные рудоносные структуры и, таким образом, оказывают негативное влияние на успех поисков. Предыдущие пространственные анализы показывают, что разломы западного и северо-восточного простирания, которые служат проводниками металлоносной магмы/флюида, были сформированы или реактивированы в яньшанскую эпоху. Плотность этих разломов используется для отражения процесса переноса.

Что касается гидротермальных месторождений, то структурные ловушки являются благоприятными местами, которые задерживают рудообразующие флюиды. Эти локусы в основном связаны с зонами расширения, вызванными структурной деятельностью, связанной с рудой. На изучаемой территории разломы в покрывающих породах субширотного и северо-восточного простирания образуют транспортные сети для металлоносных флюидов, а пересечения этих разломов образуют зоны растяжения с высокой проницаемостью, способствующие захвату и концентрации флюидов.

Гидротермальное месторождение является прямым результатом массивного отложения металлов. Этот критический процесс связан со снижением растворимости металлов во флюидах, которое вызывается множеством подпроцессов, связанных с изменениями физических и химических условий, например, смешиванием флюидов, реакциями флюид-порода и охлаждением флюидов. К сожалению, невозможно напрямую проследить эти подпроцессы с точки зрения региональных пространственных прокси. Вместо этого используются геохимические аномалии, которые являются следами химических подпроцессов,

вызванных рудой, в качестве эффективных показателей отложения металлов. W, Mn и Fe выбраны в качестве целевых геохимических элементов, так как они являются компонентами вольфрамита $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$, преобладающего в рудах на изучаемой территории.

3. Используемые данные и методы машинного обучения

Целостный и надежный набор входных данных является важной предпосылкой для создания надежного прогностического моделирования на основе машинного обучения. Для задачи MPM подготовка входных наборов данных включает генерацию данных доказательных слоев и целевых переменных.

Доказательные слои представлены прогностическими картами, представляющими критические процессы рудообразования. Они используются в качестве оценочных условий для прогнозирования минерального потенциала. Как упоминалось выше, восемь доказательных слоев были созданы на основе анализа подхода минеральных систем (рис. 2). Картируемые интрузии, разломы и геофизические аномалии были получены из базы данных Бюро геологии и минеральных ресурсов Ганьчжоу (DGBGMR) на основе полевых исследований, проведенных начиная с 1980-х годов. Геохимические аномалии W, Mn и Fe были извлечены в результате опробования речных отложений района Наньлин, полученных в рамках Китайского национального проекта геохимического картирования с плотностью отбора проб одна проба на км^2 . Восемь предикторных карт были созданы путем растеризации картографических объектов, связанных с рудой. Размер ячейки растеризации, т.е. прогностическое разрешение, составлял 450 мкм. Это определялось на основе разрешения доказательных карт и расстояния между любыми двумя ближайшими месторождениями. Всего было создано 195 174 ячейки, покрывающих всю изучаемую территорию.

Целевые переменные MPM включают положительные и отрицательные образцы, используемые для обучения и тестирования моделей. В общей сложности 118 рудных объектов были получены из DGBGMR и онлайн-базы данных Китайской геологической службы; их использовали в качестве положительных образцов. Отрицательные образцы были отобраны на основе критериев, предложенных Каррансой и Зуо. В этом исследовании в качестве отрицательных выборок было выбрано в общей сложности 346 безрудных ячеек, что позволило провести эксперимент по дисбалансу данных.

3.1. Платформа обучения с «несколькими выстрелами»

Предлагаемая структура обучения с несколькими выстрелами состоит из двух компонентов, включая увеличение данных для устранения несбалансированного набора и

перенос обучения для модели перспективности с использованием ограниченных размеченных данных, как показано на рисунке 3.

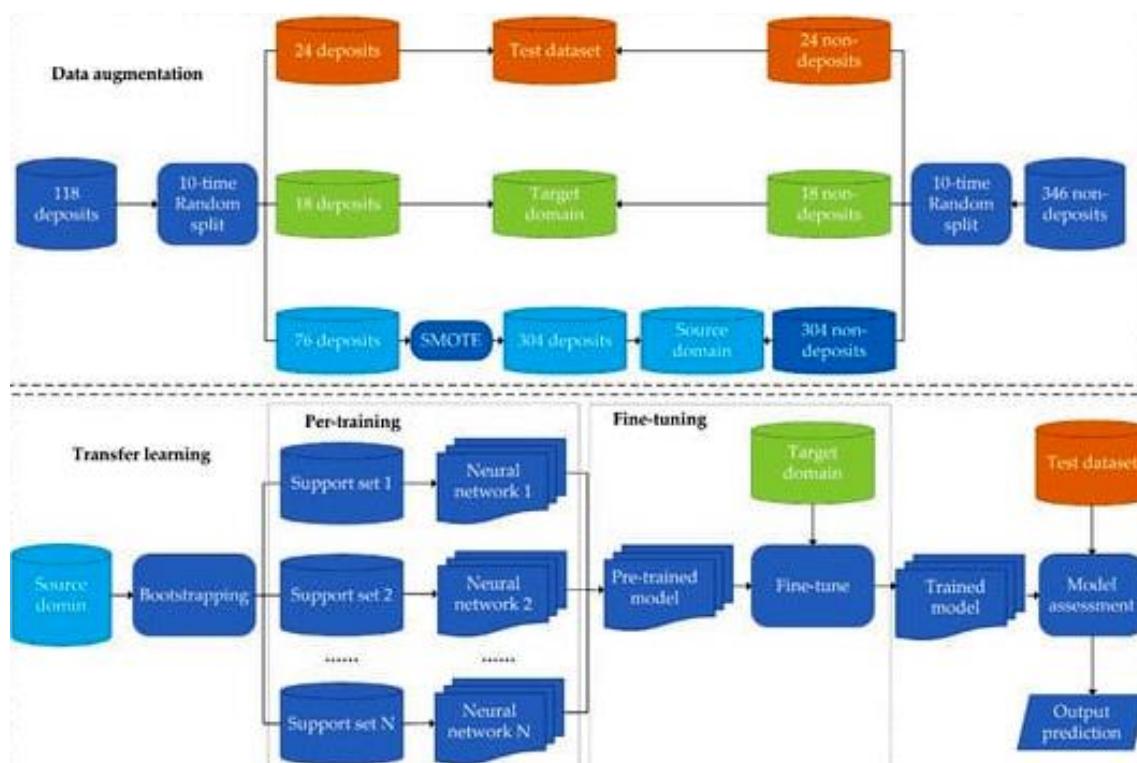


Рис. 3. Блок-схема предлагаемой структуры обучения с несколькими выстрелами.

Несбалансированный набор данных состоит из классов переменных, которые не представлены приблизительно одинаково. Широко признано, что алгоритмы машинного обучения плохо работают при анализе сильно несбалансированных наборов данных. Однако фактом является то, что в любом тематическом исследовании МРМ число безрудных ячеек (отрицательные образцы) в значительной степени превышает количество рудных (положительные образцы), что приводит к серьезной проблеме несбалансированных наборов данных. Эту проблему можно решить, назначив стоимость обучающим выборкам разных классов или повторив выборку исходного набора данных. Последнее решение, которое включает избыточную выборку класса меньшинства и недостаточную выборку класса большинства, обычно используется в МРМ на основе машинного обучения. SMOTE доказал свою эффективность в предсказаниях МРМ, был использован в этом исследовании для избыточного отбора проб малых месторождений. SMOTE работает, создавая новые синтетические образцы из существующих образцов меньшинства на основе их ближайших соседей в пространстве признаков. Как показано на рисунке 4, для данной выборки класса меньшинства X_1 выбираются k ($k=6$ в этом примере) ближайших соседних выборок класса меньшинства X_2 случайным образом выбирается из этих четырех выборок, а затем генерируется вектор признаков вдоль отрезка линии между X_1 и X_2 . Синтетический образец X_n создается с использованием уравнения (1).

$$X_n = X_i + rand(0,1) \times (X_2 - X_i) \quad (1)$$

где $rand(0,1)$ обозначает случайное число в диапазоне от 0 до 1.

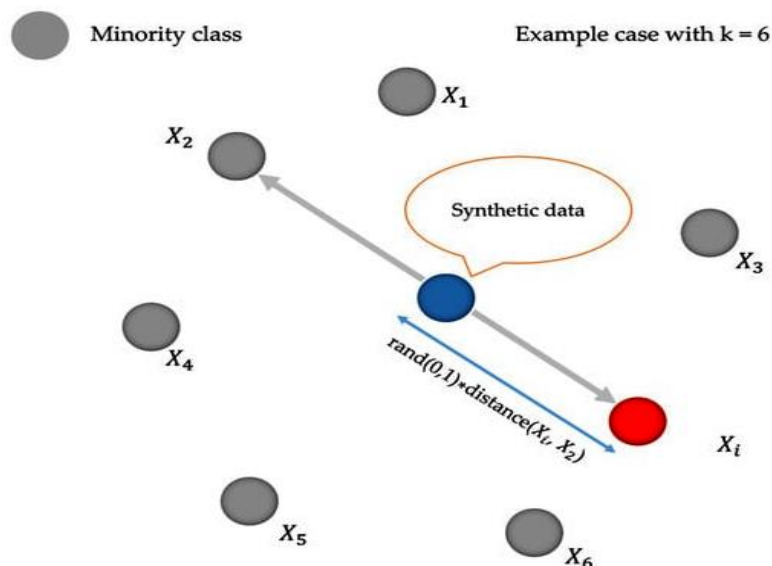


Рис. 4. Схематическое описание метода передискретизации синтетического меньшинства.

Увеличение данных зависит от конкретной задачи и должно проводиться для получения данных, которые хорошо подходят для последующих задач обучения. В этом исследовании образцы рудных объектов 20% и 15% были выбраны случайным образом из исходного набора данных с положительными метками. Они были объединены с равным количеством случайно выбранных не-депозитов, чтобы составить набор данных тестового и целевого домена соответственно. Затем SOMTE был проведен на оставшихся 76 месторождениях и 304 не месторождениях для создания синтетически сбалансированного набора данных исходного домена (рис. 3).

По сути, трансферное обучение — это повторное использование предварительно обученной модели в новой области. Это включает в себя две ключевые задачи, а именно: получение знаний из большого количества доступных размеченных данных и перенос знаний на другую, но связанную проблему. Как упоминалось выше, сложность поиска модели аналогичной задачи, которую можно перенести для обучения данных, связанных с рудой, не основанных на изображениях, является самой серьезной проблемой, которая препятствует применению трансферного обучения в области MPM. В этом исследовании решение этой проблемы заключалось в предварительном обучении переносимой модели на основе большого синтетического набора данных исходного домена. Идея метаобучения была введена в процессе предобучения. В частности, N -подмножества, называемые наборами поддержки, были созданы путем начальной загрузки. Начальная загрузка — это процедура выборки, которая случайным образом выбирает образцы из исходного набора данных с заменой. Набор моделей нейронных сетей был обучен наборами поддержки, после чего они были объединены

для создания предварительно обученной модели. Предполагалось, что параметры модели достигают субоптимального состояния за счет многозадачного предварительного обучения в исходной области, а затем использовалось небольшое количество выборок в целевой области для обучения модели достижению оптимального состояния путем небольшой настройки архитектуры модели. Такой процесс называется тонкой настройкой. В результате тонкой настройки обученная модель показала удовлетворительный уровень производительности при подгонке под распределение данных целевой области. Обученная модель была оценена с помощью тестового набора данных и сгенерированы окончательные прогнозы.

3.2. Сравнительные алгоритмы машинного обучения

Алгоритмы эталонных тестов позволяют проводить сравнительное исследование производительности модели, что настоятельно рекомендуется в моделировании на основе машинного обучения, управляемого данными. Две широко применяемые модели, а именно случайный лес и машина опорных векторов, использовались в качестве эталонных алгоритмов в этом исследовании.

Случайный лес, предложенный Брейманом, представляет собой классический ансамблевый алгоритм обучения, который объединяет большое количество моделей базовых деревьев для выполнения повторяющихся прогнозов определенного явления. Два ключевых случайных сценария используются для повышения производительности модели. Во-первых, начальная загрузка, как упоминалось выше, используется для создания различных подмножеств исходных размеченных данных для обучения каждого базового дерева. Во-вторых, случайно выбранное подмножество входных признаков используется для предоставления условий различения в каждом узле дерева в лесу. Затем алгоритм выполняет поиск по всем узлам, чтобы найти оптимальный, который максимизирует чистоту результирующих деревьев. Чистота может быть измерена многими показателями, например, индексом Джини, хи-квадратом и коэффициентом усиления. Окончательный прогноз делается большинством голосов всех базовых деревьев в лесу.

Машина опорных векторов демонстрирует свою высокую производительность в условной классификации и работает на основе теорий статистического обучения и минимизации структурного риска. Алгоритм стремится создать оптимальный классификатор, который разделяет метки разных классов с самыми широкими дискриминационными границами. Этот алгоритм работает, находя гиперплоскость, которая имеет наибольший запас в пространстве признаков, т. е. расстояние между гиперплоскостью и ее ближайшими точками данных каждого класса максимально, что позволяет генерировать классификатор с наименьшими ошибками.

3.3. Метрика производительности

Производительность модели может быть оценена набором количественных измерений. Индексы, используемые в этом исследовании, демонстрируют свою способность оценивать надежность и прогностическую эффективность моделей.

Точность классификации используется для быстрой оценки эффекта оптимизации параметров. Его можно рассчитать, определив отношение числа правильно классифицированных образцов к общему количеству образцов; однако этот индекс не может оценить прогностическую эффективность модели. Кривая рабочих характеристик приемника (ROC) и кривая вероятности успеха используются для измерения общей прогностической эффективности модели. Эти кривые построены на основе различных порогов различения, которые определяют прогностические результаты системы бинарной классификации. Прогнозируется, что ячейка со значением вероятности больше или меньше дискриминационного порога будет депозитной или недепозитной. Чувствительность и специфичность рассчитываются по уравнениям (2) и (3).

$$sensitivity = \frac{TP}{TP + FN} \quad (2)$$

$$specificity = \frac{TN}{TN + FP} \quad (3)$$

Где TP представляет собой результат, согласно которому депозит правильно прогнозируется как депозит; FN означает, что депозит неверно прогнозируется как бездепозитный; TN изображает результат, в соответствии с которым бездепозит правильно прогнозируется как недепозитный; и FP представляет собой результат, в соответствии с которым недепозит неправильно прогнозируется как депозит. Кривая ROC строится путем нанесения чувствительности на оси y в зависимости от (1-специфичности) на оси x при постепенно уменьшающихся порогах различения. Чем ближе кривая ROC изгибается к верхнему левому углу, тем лучше работает модель. Такие критерии можно количественно определить по площади под кривой (AUC), которая находится в диапазоне от 0 (наихудшая производительность) до 1 (идеальный прогноз). Коэффициент успешности — это отношение количества депозитов, содержащихся в целевых регионах, к общему количеству депозитов. Кривая процента успешных попыток строится путем нанесения процента успешных результатов на оси y в зависимости от процентной доли площади целевых областей на оси x при постепенном снижении дискриминационных порогов.

В этом исследовании переобучение прогностической модели количественно оценивается двумя индексами, т. е. смещением и дисперсией. Смещение связано со способностью модели соответствовать помеченным данным обучающего набора данных, а дисперсия связана со способностью модели коррелировать с теми помеченными образцами, которые были

исключены из обучающего набора данных. Учитывая, что AUC используется для оценки общей прогностической эффективности, значения (1-AUC), рассчитанные на обучающем и тестовом наборах данных, используются для оценки систематической ошибки и дисперсии соответственно. Разницу между смещением и дисперсией можно рассматривать как количественную меру переобучения. Чтобы измерить неопределенность результатов прогнозирования, было реализовано 10-кратное случайное разбиение исходных данных вместе с начальной загрузкой, в результате чего было получено 10 моделей прогнозирования. Среднее значение и стандартное отклонение прогностических значений в каждой ячейке рассматривались как модулированные прогностические значения и количественная неопределенность.

Прирост информации (IG) использовался для количественной оценки вклада каждого представленного слоя в обученную модель, который можно рассчитать по следующей формуле.

$$IG(Y, F_i) = H(Y) - H(Y|F_i) \quad (4)$$

где Y — класс вывода (депозитный или бездепозитный); F_i представляет определенный слой с признаками; $H(Y)$ — значение энтропии Y ; и $H(Y|F_i)$ значение энтропии Y после сопоставления значений признаков F_i .

4. Результаты

4.1. Анализ дисбаланса данных *SMOTE Augmentation*

SMOTE использовался в этом исследовании для увеличения небольших положительных образцов, чтобы сбалансировать набор обучающих данных. Чтобы выявить эффективность аугментации данных и определить оптимальный состав обучающего набора данных, была реализована процедура поиска по сетке на 182 наборах обучающих данных SMOTE с переменными частотами передискретизации и недостаточной выборки. Точность обученных моделей была рассчитана для измерения их производительности, как показано на рисунке 5а.

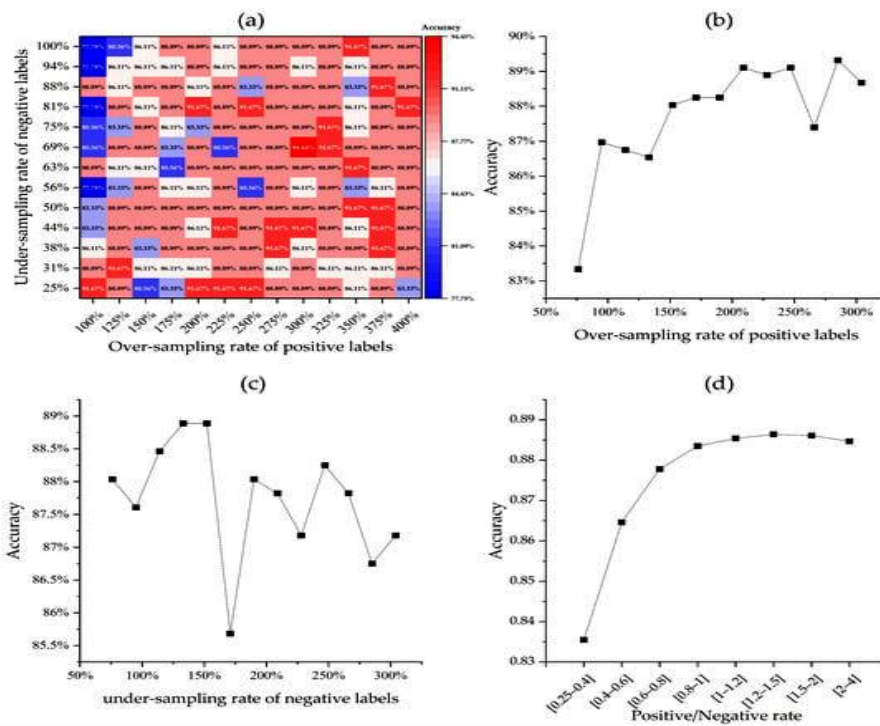


Рис. 5. Результаты анализа дисбаланса данных: (а) точность классификации модели, обученной с помощью различных комбинаций частоты избыточной и недостаточной выборки; (б) кривая точности относительно различной частоты передискретизации; (с) кривая точности относительно различной частоты недостаточной выборки; (д) кривая точности относительно положительной/отрицательной скорости.

Модели с самой низкой точностью были обучены на наборах данных с низкими положительными коэффициентами избыточной выборки и высокими отрицательными коэффициентами недостаточной выборки, в основном занимая верхний левый угол графика. Напротив, модели с самой высокой точностью, как правило, имели высокие положительные показатели избыточной выборки, встречающиеся в правой половине графика. Влияние индивидуальной частоты дискретизации на производительность модели было дополнительно определено статистическими результатами точности моделей, которые использовали конкретную положительную частоту избыточной выборки или отрицательную частоту недостаточной выборки (рис. 5b,c). Результаты показывают, что точность обычно увеличивалась по мере увеличения положительной частоты передискретизации, тогда как производительность моделей становилась более неблагоприятной при увеличении отрицательной частоты недостаточной выборки. В частности, соотношение положительных и отрицательных выборок было сгруппировано в восемь интервалов для проверки разумного соотношения положительных и отрицательных результатов, используемого в обучающем наборе данных. Результат показывает, что точность последовательно увеличивалась по мере увеличения положительной/отрицательной скорости в интервале от 0,25 до 1, после чего точность моделей достигала стабильно высокого уровня (рис. 5d). Приведенные выше результаты показывают, что модели, обученные на наборах данных с высоким отношением положительного к отрицательному, то есть больше 1, имели тенденцию быть более точными и

стабильными. В свете критериев, выведенных из предыдущих исследований балансировки данных, кажется, что сбалансированные положительные и отрицательные выборки 1:1 обобщают лучшую производительность модели. Поэтому для обучения моделей FSL был использован набор данных, включающий 228 положительных образцов и 209 отрицательных образцов, которые дали наилучшую точность модели 94,44% в этом исследовании (рис. 5а).

4.2. Оценка точности и обобщения модели.

Процедура случайного разделения данных использовалась 10 раз для создания 10 различных поднаборов данных, что позволило надежно измерить общую производительность и стохастическую неопределенность моделей обучения с несколькими выстрелами. Модели RF и SVM, которые служили эталонными моделями в этом исследовании, также были сгенерированы из 10 случайно выбранных обучающих наборов данных. Для каждого алгоритма результирующие значения вероятности и неопределенности 10 обученных моделей были нормализованы к диапазону [0–1] (рис. 6, 7, 8, 9 и 10), что позволило провести сравнительный анализ.

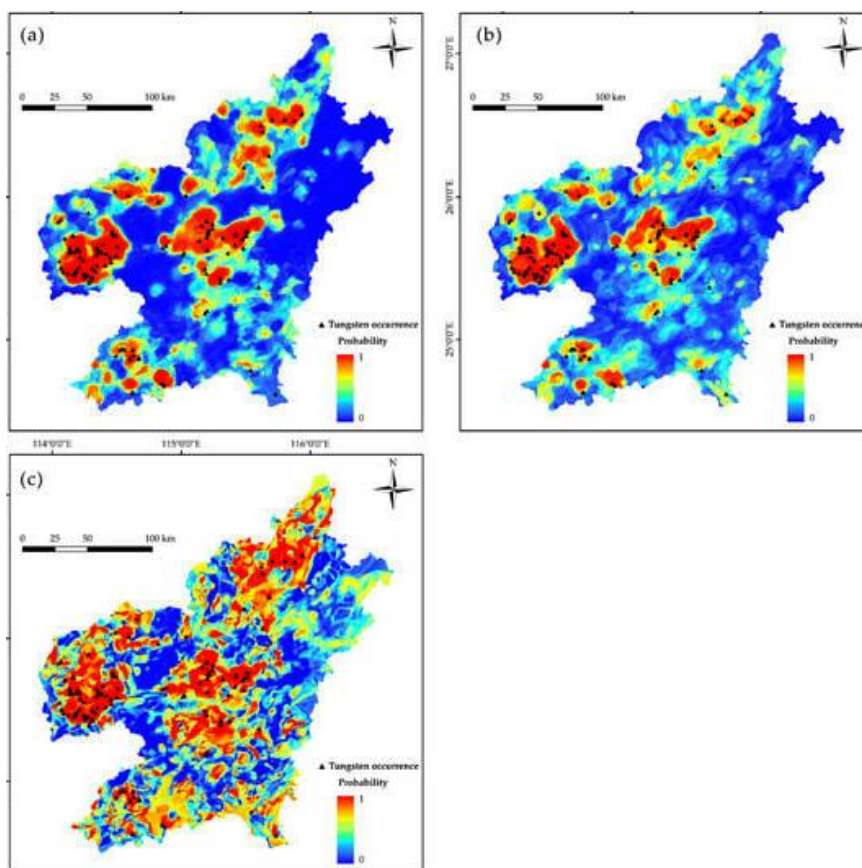


Рис. 6. Прогнозные карты, показывающие среднюю вероятность, полученную с помощью: (а) моделей обучения с несколькими выстрелами; (б) случайные модели леса; (с) модели опорных векторов.

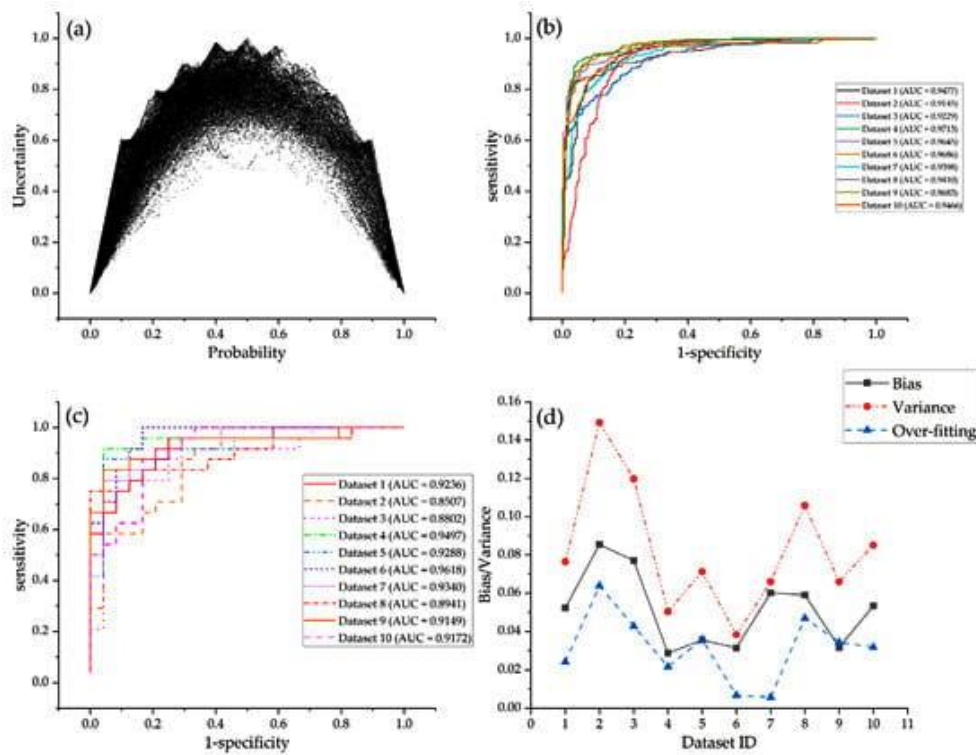


Рис. 7. Производительность моделей обучения с несколькими выстрелами: (а) график рассеяния, показывающий зависимость вероятности от их количественной неопределенности; (б) кривые ROC для обучающих наборов данных; (в) кривые ROC для тестовых наборов данных; (д) измерение переобучения на разных наборах данных.

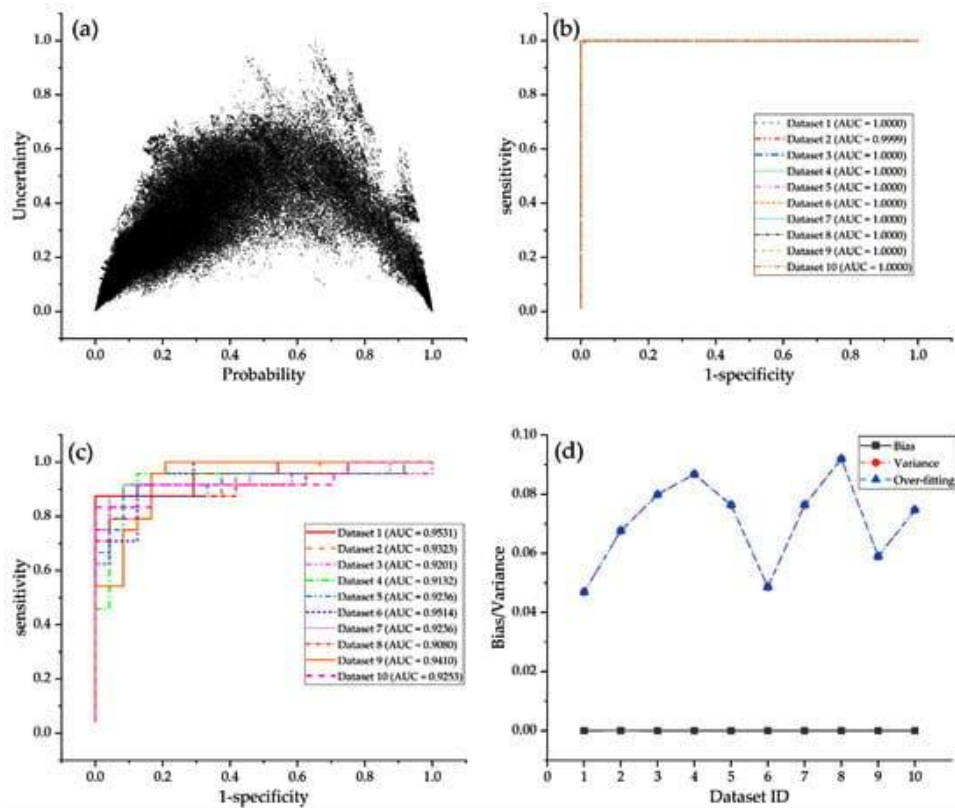


Рис. 8. Производительность моделей случайного леса: (а) график рассеяния, показывающий зависимость вероятности от их количественной неопределенности; (б) кривые ROC для обучающих наборов данных; (в) кривые ROC для тестовых наборов данных; (д) измерение переобучения на разных наборах данных.

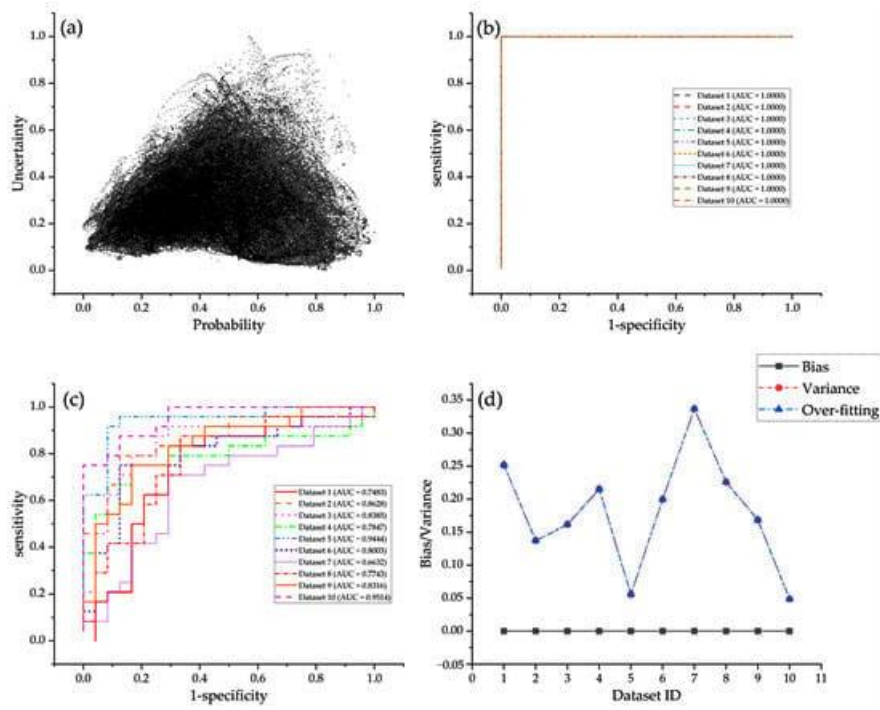


Рис. 9. Характеристики моделей машин опорных векторов: (а) график рассеяния, показывающий зависимость вероятности от их количественной неопределенности; (б) кривые ROC для обучающих наборов данных; (с) кривые ROC для тестовых наборов данных; (д) измерение переобучения на разных наборах данных.

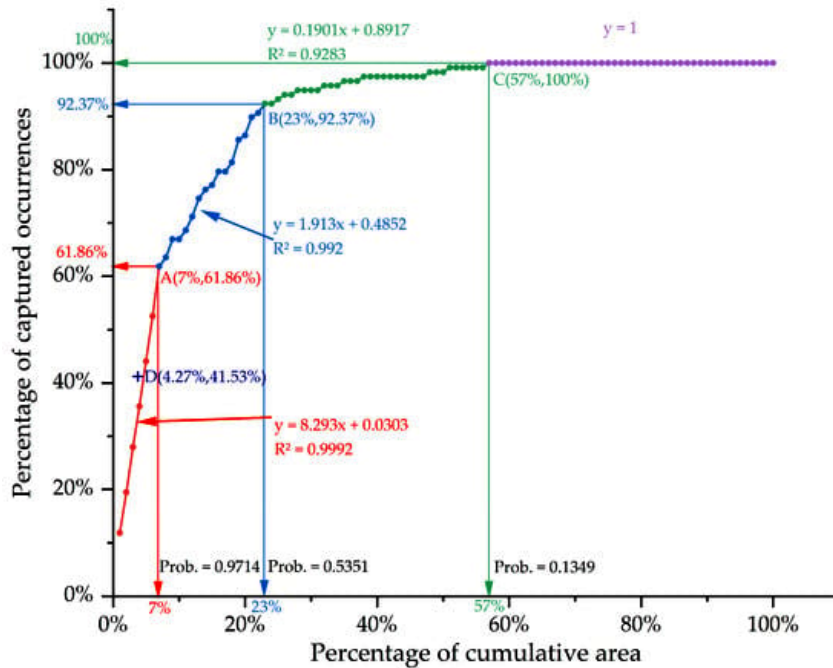


Рис. 10. Кривая успеха модели прогнозирования обучения с несколькими выстрелами.

Модели FSL и RF выводят аркообразные точечные узоры на графиках зависимости неопределенности от вероятности (рис. 7а и 8а). Эта закономерность показывает, что ячейки с низкой неопределенностью либо имеют высокую вероятность минерализации, либо находятся близко к зонам низкой перспективности, тогда как ячейки со средней вероятностью имеют высокую неопределенность. Точки, полученные из моделей SVM, нерегулярны. Ячейки с низкой неопределенностью имеют значения вероятности, которые варьируются от 0 до 1, без тенденций кластеризации в сторону зон с наименьшей или наибольшей вероятностью (рис.

9.a). Для разведчиков полезных ископаемых аркообразный точечный рисунок более благоприятен для картирования перспективности, поскольку их внимание в большей степени сосредоточено на ячейках с высокой вероятностью, которые являются первоочередными целями будущей разведки, а также на ячейках с низкой вероятностью, которые должны быть исключены из выбора цели. И наоборот, эти сфокусированные клетки с низкой неопределенностью считаются надежными целями с низким уровнем риска.

Кривые ROC для трех алгоритмов машинного обучения демонстрируют заметные различия (рис. 7, 8 и 9). Когда модели проверяются с помощью обучающих наборов данных, идентифицируются две модели кривых ROC, т. е. Идеальная прогностическая кривая с AUC, равным 1 (для моделей RF и SVM, показанных на кривой с изменением AUC от 0,9 до 1 (для моделей FSL, показанных на рис 7b). Напротив, все три алгоритма дают ступенчатые кривые при обучении на тестовых наборах данных. Эти паттерны ясно показывают, что модели RF и SVM попадают в ловушку чрезмерной подгонки, которая демонстрирует идеальную прогностическую эффективность на обучающих наборах данных, но не может полностью обобщить использование тестовых наборов данных. Хотя кривые ROC моделей FSL как для обучающих, так и для тестовых наборов данных демонстрируют ступенчатые закономерности, эти модели также страдают от чрезмерной подгонки, учитывая, что AUC наборов обучающих данных больше, чем у тестовых наборов данных (рис. 7 b,c). Переобучение количественно оценивается по систематической ошибке и дисперсии, как показано на рисунке 7 d, рисунке 8 d и рисунке 9 d и в таблице 1.. Модели RF имеют наименьшую среднюю дисперсию, что подразумевает превосходную производительность моделей RF на тестовых наборах данных (среднее AUC = 0,9292); за ними следуют модели FSL, которые также достигают высоких значений AUC на тестовых наборах данных (среднее значение AUC = 0,9172). Модели FSL имеют наименьшее измеренное значение переобучения (0,0313), что намного ниже, чем у моделей RF (0,0708) и SVM (0,1801).

Табл. 1.

Сравнение обобщения модели.									
Dataset ID	Few-Shot Learning			Random Forest			Support Vector Machine		
	Bias	Variance	Over-Fitting	Bias	Variance	Over-Fitting	Bias	Variance	Over-Fitting
1	0.0523	0.0764	0.0241	0	0.0469	0.0469	0	0.2517	0.2517
2	0.0855	0.1493	0.0638	0.0001	0.0677	0.0677	0	0.1372	0.1372
3	0.0771	0.1198	0.0427	0	0.0799	0.0799	0	0.1615	0.1615
4	0.0287	0.0503	0.0216	0	0.0868	0.0868	0	0.2153	0.2153
5	0.0355	0.0712	0.0357	0	0.0764	0.0764	0	0.0556	0.0556
6	0.0314	0.0382	0.0068	0	0.0486	0.0486	0	0.1997	0.1997
7	0.0602	0.0660	0.0058	0	0.0764	0.0764	0	0.3368	0.3368
8	0.0590	0.1059	0.0469	0	0.0920	0.0920	0	0.2257	0.2257
9	0.0317	0.0660	0.0343	0	0.0590	0.0590	0	0.1684	0.1684
10	0.0534	0.0851	0.0317	0	0.0747	0.0747	0	0.0486	0.0486
Average	0.0515	0.0828	0.0313	0	0.0708	0.0708	0	0.1801	0.1801

4.3. Цели прогнозного моделирования.

Выделение перспективных площадей для поисков из полученных моделей FSL по-прежнему является сложной задачей. Опора на чрезмерно обширные перспективные зоны значительно увеличила бы затраты, в то время как использование слишком ограниченных целевых зон снизило бы вероятность успеха разведки. Таким образом, предсказательная эффективность, учитывающая как вероятность успеха, так и очерченную область, имеет важное значение для задачи прогнозирования. Здесь используется кривая вероятности успеха для измерения прогностической эффективности предлагаемых моделей, как показано на рисунке 10. Четыре сегмента кривых успешности четко определены с коэффициентами подгонки выше 0,92. Учитывая, что наклон аппроксимирующей кривой показывает отношение успешно спрогнозированных отложений к ограниченной площади, ее можно использовать в качестве средства количественной оценки эффективности прогнозирования. Первый сегмент кривой вероятности успеха представляет прогностическую эффективность тех ячеек с максимальной вероятностью, что отражает наиболее важный аспект прогностической эффективности модели. Наклон первого сегмента кривой успешности составляет 8,293 с высоким коэффициентом детерминации 0,9992. Конечная точка первого сегмента или точка пересечения первого и второго сегментов (точка А на рис. 10) соответствует 7% совокупной площади на х оси и 61,86% включенных месторождений по оси у, что указывает на то, что 61,86% известных месторождений полезных ископаемых захвачены в пределах 7% изучаемой площади. Этот результат превосходит наилучшую прогностическую эффективность 6,7797, полученную при предыдущем моделировании МРМ в этой области. Наклоны второго и третьего сегментов кривой вероятности успеха резко уменьшаются до 1,913 и 0,1901 соответственно, что свидетельствует о быстром снижении прогностической эффективности с уменьшением вероятности.

Различные наклоны кривых вероятности успеха предполагают разную прогностическую эффективность. Таким образом, пересечения различных сегментов кривых успешности (т. е. точек А, В и С на рис. 10) подразумевают возможные пороговые значения для классификации различных уровней перспективности. В связи с этим четыре уровня перспективности полезных ископаемых, а именно, зоны с высоким потенциалом, средним потенциалом, низким потенциалом и безрудные зоны, идентифицируются на рисунке 10, на основе которых создается карта перспективности (рис. 11). Неопределенность используется для дальнейшей оценки надежности прогнозных результатов, снижая риски при ГРП. Однако не существует общих критериев для выбора порогового значения для маскирования ячеек с высокой степенью неопределенности. В данном исследовании четыре уровня неопределенности, а именно очень высокий, высокий, средний и низкий, определяются на основе пороговых

значений трех квартилей значений неопределенности. Принимая во внимание как прогностическую эффективность, так и риски ГРП, окончательные цели для будущих поисков приходятся на ячейки с высоким потенциалом и низкой неопределенностью, как показано в зоне месторождений на рисунке 12. Эта зона представляет собой обновленные цели из областей с высоким потенциалом, которые можно спроецировать на точку D на рисунке 10, расположенную над первым сегментом. Окончательные цели ГРП с низким уровнем рисков покрывают только 4,27% площади, но охватывают 41,53% известных месторождений вольфрама (рис. 11), достигая наилучшей прогностической эффективности 9,7155.

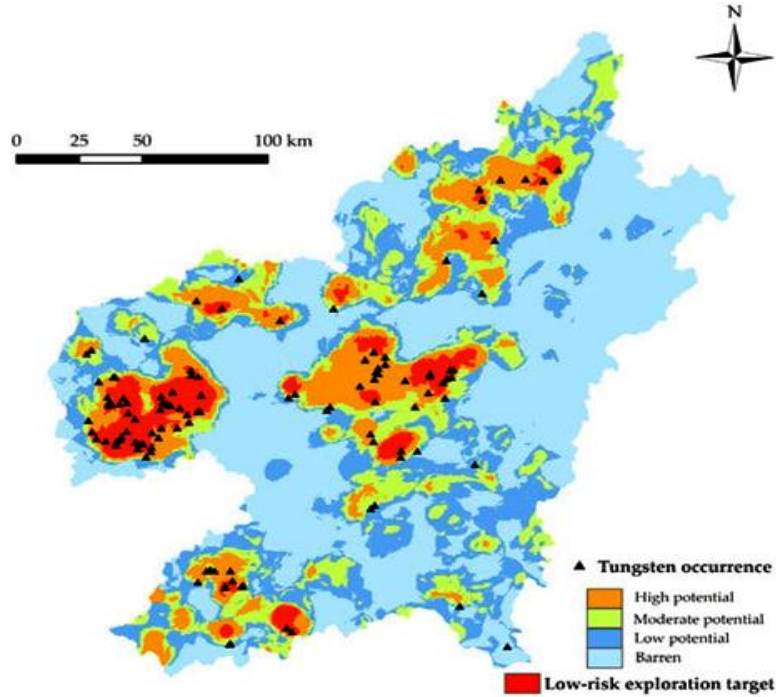


Рис. 11. Карта перспективности, показывающая различные потенциальные области и объекты ГРП с низким уровнем риска.

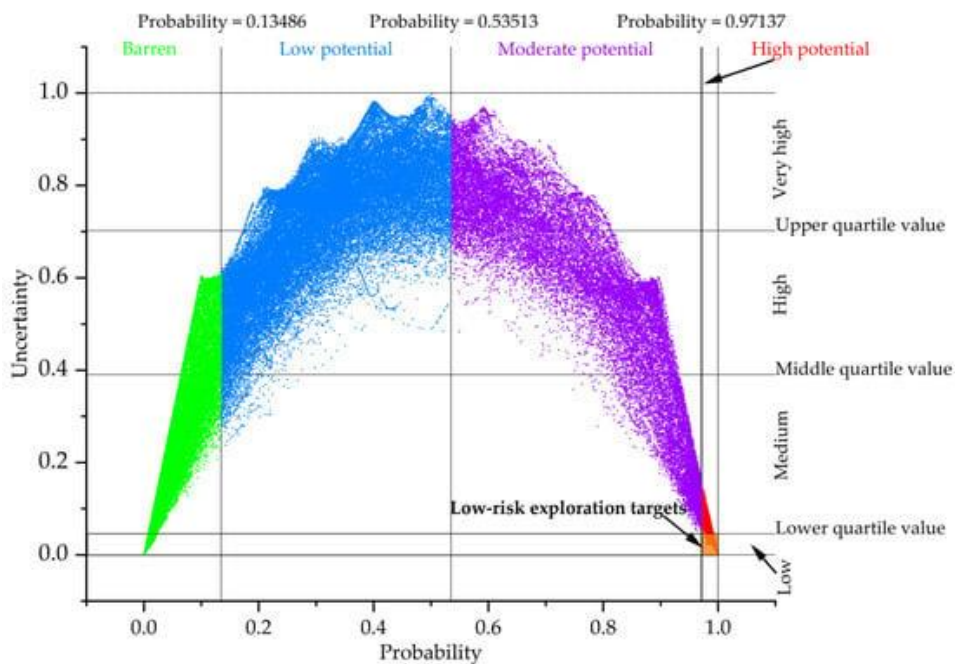


Рис. 12. Зонирование точечной диаграммы на основе пороговых значений как вероятности, так и неопределенности.

5. Обсуждение

Цель использования МРМ в этом исследовании состояла в том, чтобы создать надежную прогностическую модель с низкой неопределенностью, что максимально снизило будущие риски ГРР. Для достижения этой цели были реализованы три аспекта сценариев.

С геологической точки зрения, понятие минеральных систем было использовано для преобразования понимания условий формирования вольфрамового оруденения в картографируемые критерии поисков, в результате чего были получены 8 доказательных карт, которые представляют процессы источника, переноса, структурной ловушки и химического осаждения, критически важные для образования руды. Веса признаков доказательных уровней, измеренные приростом информации, подразумевают, что большинство отобранных свидетельств вносят большой или значительный вклад в окончательные прогнозы (рис. 13). Как прямое указание на целевую минерализацию, аномалии W оказывают наибольшее влияние на прогнозные результаты. Близость к яньшаньским интрузиям и плотность пересечений разломов, соответствующие пространственным ориентирам рудообразующих материнских магматических пород и региональной структурности, которые были справедливо признаны рудоконтролирующими факторами, оказывают важное влияние на прогнозы. Интересно отметить, что аномалии Mn вносят такой же вклад в предсказание, как и вышеупомянутые общепризнанные элементы, что согласуется с нашим предыдущим исследованием, подразумевая, что Mn, полученный из вмещающих пород, может оказывать значительное влияние на осаждение вольфрамита. Магнитные аномалии, плотность разломов и аномалии железа вносят вторичный вклад в прогнозы. Стоит отметить, что гравитационные аномалии интерпретируются как мало влияющие на прогностические результаты, что подразумевает их неспособность пространственно представить погребенные интрузии. Это поднимает проблему ограничения данного исследования, основанного на 2D-картах, а именно отсутствие доказательных слоев, которые могут эффективно отображать процессы, связанные с рудой, на глубине. Трехмерные инверсии геофизических аномалий, полученные из гравитационных и магнитных данных с высоким разрешением, являются отличным решением этой проблемы. Они эффективны при прослеживании интрузивных пород, сети разломов и рудоконтролирующих/несущих структур на глубине. К сожалению, такие данные являются дорогостоящими и обычно доступны в масштабе месторождения; таким образом, в настоящее время их нельзя использовать в МРМ регионального масштаба. Интеграция таких данных в будущую работу повысит эффективность карт предикторов и повысит производительность прогностических моделей.

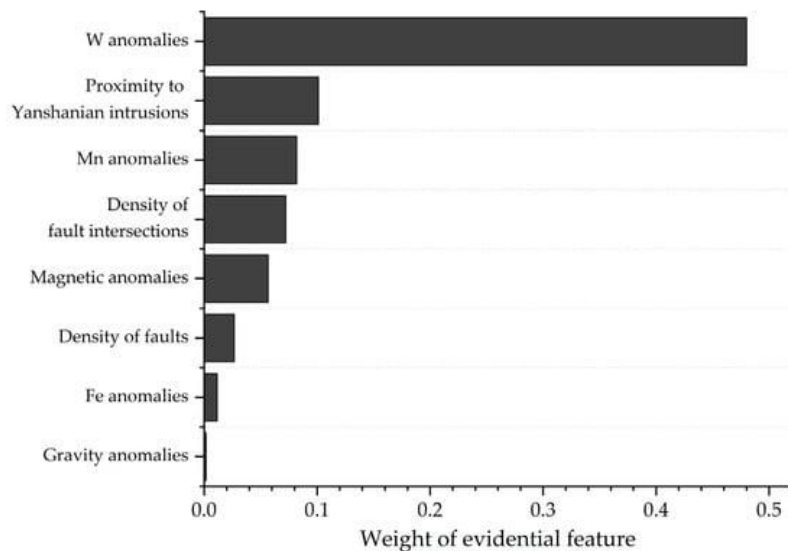


Рис. 13. Веса признаков, полученные в результате прироста информации.

Алгоритмически была предложена структура FSL, совместно использующая увеличение и передачу данных, поскольку этот метод, по-видимому, эффективен для контроля переобучения в отношении оценки модели (рис. 7 и табл. 1). С одной стороны, было реализовано 10-кратное разбиение случайных данных, а бутстрапирование осуществлялось на основе дополненных данных, полученных с помощью надежного алгоритма SMOTE. Этот многораундовый случайный сценарий не только предоставил средства для количественной оценки неопределенности и уменьшения флуктуации результатов прогнозирования, но также значительно увеличил разнообразие входных наборов данных и предварительно обученных моделей. Таким образом, предотвратили чрезмерное переоснащение моделей. С другой стороны, дополненные синтетические данные создали богатый данными исходный домен. Между тем, они были внутренне коррелированы с помеченными данными в целевой области, что способствовало переносу знаний, полученных из исходной области в целевую область, тем самым повышая способность этих моделей к обобщению.

На практике в этом исследовании использовались показатели производительности, связывающие результаты прогнозов с реальными действиями по поискам ПИ. Индексы на основе матрицы путаницы обычно используются для оценки точности бинарной классификации. Однако в этом исследовании они использовались только для быстрого измерения эффекта оптимизации параметров, но не учитывались при оценке производительности. Причиной этого было то, что матрица путаницы бинарной классификации принимает 0,5 в качестве общего порога. Ячейка больше или меньше 0,5 помечается как положительная или отрицательная. В поле MPM включение такого критерия приводит к чрезмерно обширным «благоприятным районам» (часто за пределами 30% изучаемой площади), что противоречит одному из основных принципов поисковых работ, а именно сужению площади. В этом исследовании использовались метрики

производительности, основанные на различных порогах различения, т. е. кривая ROC и кривая вероятности успеха, и особое внимание уделялось зонам высокой вероятности и низкой неопределенности. Окончательные цели, охватывающие 49 из 118 известных месторождений в пределах всего 4,27% от общей площади, позволили разработать эффективный и реалистичный план ГРП для будущих поисков вольфрама в этом районе.

6. Выводы

1. Карта перспективности, созданная в результате надежного процесса моделирования, имеет решающее значение для эффективного определения целей ГРП.
2. В этом исследовании предложена структура FSL, сочетающая понятие о минеральных системах, алгоритм расширения SMOTE, передачу обучения и показатели производительности и применили ее для картирования перспективности вольфрама в южной провинции Цзянси.
3. Полученная прогностическая модель генерировала аркообразную картину распределения точек на диаграмме рассеяния вероятности и неопределенности, что было благоприятным для выбора потенциальных целей с высокой вероятностью и низкой неопределенностью; достигнуто высокое значение AUC 0,9172 в тестовом наборе данных; и дал самое низкое количественное значение переобучения по сравнению с эталонными алгоритмами машинного обучения.
4. Прогностические результаты демонстрируют производительность предложенной схемы в создании проектов ГРП с высоким потенциалом и низким риском. Окончательные цели покрыли только 4,27% площади, но захватили 41,53% известных месторождений вольфрама, что является важным ориентиром для дальнейших поисков вольфрама в изучаемой области.

ИСТОЧНИКИ:

1. Ajoy Kumar Padhi, MrinalKanti Mukherjee, Brajesh Kumar Tripathi, DheerajPande, Balbir Singh Bisht and Bhabesh Chandra Sarkar. «POLYMETALLIC URANIUM MINERALISATION IN ROHIL, RAJASTHAN, WESTERN INDIA: INSIGHTS FROM MODE OF OCCURRENCES, STRUCTURAL CONTROLS, ALTERATION GEOCHEMISTRY AND EXPLORATION». *Minerals* 2023, 13.
2. Ali Shabani, Mansour Ziiai, Mehrdad Solimani Monfared, Adel Shirazy and Aref Shirazi. «MULTI-DIMENSIONAL DATA FUSION FOR MINERAL PROSPECTIVITY MAPPING (MPM) USING FUZZY-AHP DECISION-MAKING METHOD, KODEGAN-BASIRAN REGION, EAST IRAN». *Minerals* 2022, 12.
3. Guillaume Martelet, Eric Gloaguen, Arne Døssing, Eduardo Lima Simoes da Silva, Johannes Linde and Thorkild M. Rasmussen. «AIRBORNE/UAV MULTISENSOR SURVEYS ENHANCE THE GEOLOGICAL MAPPING AND 3D MODEL OF A PSEUDO-SKARN DEPOSIT IN PLOUMANAC'H, FRENCH BRITTANY». *Minerals* 2021, 11.
4. Kai Zhou, Tao Sun, Yue Liu, Mei Feng, Jialiang Tang, Luting Mao, Wenbin Pu and Junqi Huang. «PROSPECTIVITY MAPPING OF TUNGSTEN MINERALIZATION IN SOUTHERN JIANGXI PROVINCE USING FEW-SHOT LEARNIN». *Minerals* 2023, 13.
5. Qubo Wu, Yanchun Wang, Ziyang Li, Baoping Qiao, Xiang Yu, Weichuan Huang, Chengyin Cao, Ziwei Li, Ziqiang Pan and Yucheng Huang. «2D AND 3D SEISMIC SURVEY FOR SANDSTONE-TYPE URANIUM DEPOSIT AND ITS PREDICTION PATTERNS, ERLIAN BASIN, CHINA». *Minerals* 2022, 12.
6. Zhonghai Zhao, Kai Qiao, Yiwen Liu, Jun Chen and Chenglu Li. «GEOCHEMICAL DATA MINING BY INTEGRATED MULTIVARIATE COMPONENT DATA ANALYSIS: THE HEILONGJIANG DUOBAOSHAN AREA (CHINA) CASE STUDY». *Minerals* 2022, 12.