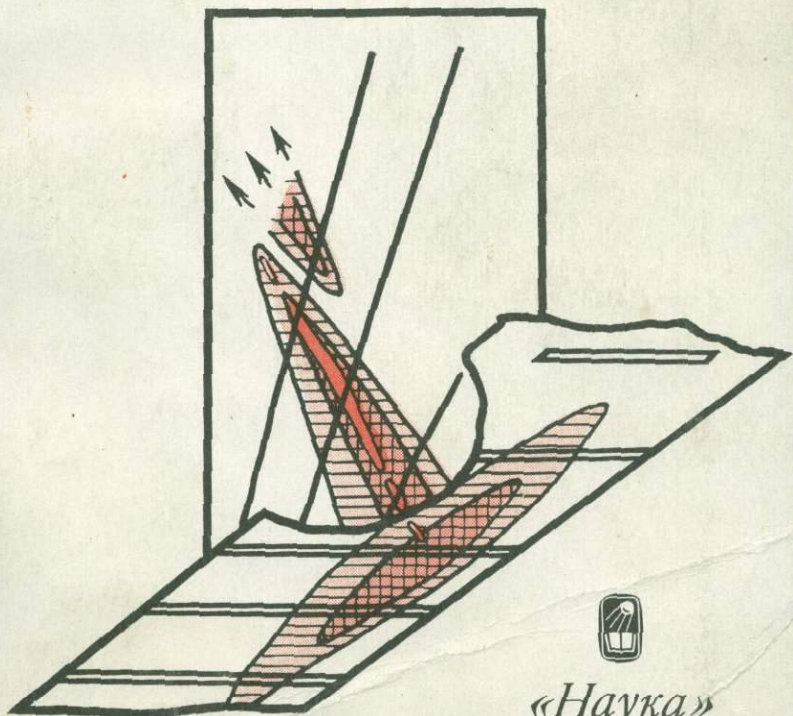


МЕТОДЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ



«Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМЕ
"НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ"

ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И
КРИСТАЛЛОХИМИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

МЕТОДЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ

Ответственные редакторы
чл.-корр. АН СССР Л.Н. ОВЧИННИКОВ,
доктор геол.-минерал. наук С.В. ГРИГОРЯН



МОСКВА
"НАУКА"
1987



4904

В сборнике рассматриваются проблемы современного состояния методики, технического оснащения и перспектив совершенствования геохимических поисков в различных по ландшафтно-геологическим условиям районах страны. Отражены основные аспекты методики геохимических поисков по первичным ореолам, критерии отбраковки неперспективных геохимических объектов, новые методы и способы обработки геохимической информации.

Рецензенты

В.В. ИВАНОВ, Г.Н. МУХИТДИНОВ

МЕТОДЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ

*Утверждено к печати Институтом минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов*

Редактор *А.В. Назаров*. Редактор издательства *Т.Б. Гришина*
Художник *И.Е. Сайко*. Художественный редактор *М.Л. Храпцов*
Технические редакторы *М.К. Серегина, И.И. Джиева*
Корректор *Т.И. Шеповалова*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 35226

Подписано к печати 08.06.87. Т-05574. Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная. Усл.печ.л. 13,0. Усл.кр.-отт. 13,4. Уч.-изд.л.16,1
Тираж 700 экз. Тип.зак. 1530. Цена 3 р. 30 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография
издательства "Наука" 199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

I. МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

УДК 550.84.09:519

И.З. Мессерман

МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ И РАЗБРАКОВКИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ НА ОСНОВЕ СИСТЕМНОГО АНАЛИЗА

Широкое использование геохимических исследований для целей поисков и оценки рудных площадей привело к выявлению большого количества геохимических аномалий, на проверку которых затрачивается много средств и времени. Слабая разработка вопросов количественной оценки приводит к тому, что лишь несколько процентов выявленных аномалий имеют промышленную значимость. В связи с этим возникает необходимость уже на ранних стадиях поисковых и разведочных работ по минимальному количеству данных произвести своевременную и надежную отбраковку многочисленных мелких рудопроявлений, чтобы сосредоточить внимание на изучении и разведке промышленных месторождений, содержащих основные запасы. Однако, учитывая незначительную площадь, занимаемую промышленно значимыми объектами на громадных территориях, подвергающихся геохимическим исследованиям, выявление месторождений на ранних стадиях геохимических работ затруднительно и постановка такой задачи не целесообразна.

Повышение эффективности геохимических исследований возможно на основе системного многоступенчатого выделения и разбраковки геохимических аномалий с использованием статистической обработки геохимической информации [2]. Методика такой обработки в настоящее время разрабатывается на кафедре методики поисков и разведки месторождений полезных ископаемых МГРИ под руководством профессора А.Б. Каждана. Системный анализ представляет собой метод изучения внутренне сложных геологических объектов, которые рассматриваются как система соподчиненных уровней строения. В геохимических исследованиях такой системой могут быть ореолы рудных тел, рудных зон, месторождений, рудных полей, рудных узлов, районов и т.д. Такой подход позволяет на каждой стадии поисковых и поисково-разведочных работ направить усилия на оценку аномалий, соответствующих определенному уровню всей рудоносной системы.

Основной методикой является представление о геохимическом поле, содержащем закономерную (функцию координат пространства), а также случай-

ную составляющие. Несопоставимость размеров изучаемых рудных образований с размерами геохимических проб и прерывистость исходной сети наблюдений приводят к тому, что исходные данные рассматриваются как случайные величины. Это связано с отсутствием не геологических закономерностей в распределении в пространстве того или иного геохимического признака, а, скорее, корреляционных связей между точками наблюдений, имеющими ограниченные, не перекрывающие друг друга области влияния.

Определение закономерной составляющей возможно путем обобщения исходных данных с помощью методов тренд-анализа при геометризации этих данных по пунктам наблюдения скользящего статистического окна. Этот метод основан на расчете средних характеристик признака в пределах статистической палетки, равномерно смещаемой с определенным интервалом перекрытия, с привязкой каждого вычисленного значения среднего к координатам центра палетки. Использование средних статистических оценок делает процесс выделения закономерной составляющей представительным, позволяет обоснованно производить прямолинейную интерполяцию между расчетными точками.

Одним из важнейших вопросов при такой методике статистической обработки является выбор размеров статистического окна. В своем нижнем пределе этот размер определяется минимальным числом точек, входящих в выборку, начиная с которого среднее квадратичное отклонение оценки практически не меняется (25–30 точек). Максимальный размер палетки зависит от размеров геометризуемого элемента неоднородности. Учитывая, что статистическое окно наиболее чувствительно к неоднородностям, соизмеримым ему по площади [1], оптимальный размер статистических окон должен быть соизмеримым с размером геометризуемого элемента неоднородности.

Важной особенностью методики является возможность выделения геохимических аномалий разных масштабных уровней. Как известно [4], геохимическое поле выражается криволинейной поверхностью тренда, относительно которой на заданном уровне могут выделяться аномалии, т.е. вопрос об "аномальности" содержаний связан с определенным масштабом изучения рудных образований. Содержания элемента x , являющиеся для этого месторождения нормальными, т.е. для рудного поля будут считаться аномальными и т.д. В предлагаемой методике выделенные закономерные изменения содержаний разных структурных уровней принимаются за фоновые, а аномальные точки вычисляются как случайная составляющая по разности между исходными данными и закономерными средними значениями определенного уровня с учетом стандартного отклонения. Такая методика выделения аномалий разных системных уровней позволяет не формировать фоновую выборку за пределами рудного объекта.

Как известно, одним из важных признаков промышленно значимых рудных объектов является телескопирование рудных образований, последовательно проявляемых на всех уровнях изучения рудных концентраций, начиная с рудных районов в пределах металлогенических провинций и кончая рудными месторождениями в пределах рудных полей. Предлагаемая методика позволяет использовать этот принцип, отбраковывая отдельные аномалии, не выделяющиеся на одном из уровней рудоносной системы.

Эффективность предлагаемой методики иллюстрируется на примере



Рис. 1. Карта литохимических ореолов рудного узла, выполненная по общепринятой методике

обработки данных литохимической съемки масштаба 1:50 000 одного из золоторудных узлов, расположенного в области тектоно-магматической активизации складчатых мезозоид, приуроченного к узлу сопряжения разрывных нарушений разных направлений. Литохимическая карта, выполненная по общепринятой методике, содержит большое количество аномалий разного размера, интенсивности и формы (рис. 1). Выделение таких аномалий часто основано на единичных пробах, увязка в пространстве произведена по субъективным данным и потому условна. Указать геологические структуры каких-либо направлений, определяющие распределение в пространстве этих аномалий, практически невозможно.

Учитывая, что основной задачей среднемасштабных геохимических съемок должно являться выделение рудных полей в пределах рудных узлов, нами по предлагаемой методике рассматривается система: рудный узел—рудное поле—месторождение. Выбор статистического окна для оценки уровня месторождений основывается на известных данных о размерах золоторудных месторождений, имеющих площади в несколько квадрат-

ных километров. Статистическое окно выбрано размером в 1 км^2 . Оценка рудных полей, обычно имеющих размеры в десятки квадратных километров, производится статистическим окном 16 км^2 . Соответственно рудные узлы оцениваются статистическим окном 100 км^2 . Поскольку при проведении исследований анизотропия поля обычно бывает неизвестной, следует применять изотропную квадратную форму статистического окна.

Данные литохимической съемки, полученные по стандартной сети, являются излишне подробными для оценки указанной системы уровней. Эти данные были осреднены статистическим окном 1 км^2 , и полученные средние характеристики содержаний золота рассматривались в работе как исходные. Следует отметить, что эти средние характеристики основываются на 50–60 значениях геохимических проб. Это позволяет использовать более редкую квадратную сеть исходных данных.

Карта, отстроенная с окном 100 км^2 (рис. 2) и отражающая закономерности распределения золота для уровня рудных узлов, позволяет выделить две области повышенных концентраций. Одна область, расположенная в северо-восточной части рудного узла, характеризуется высокими концентрациями и контрастным изменением этих концентраций; она имеет субширотную северо-восточную ориентировку, постепенно снижающиеся концентрации золота с северо-востока на юго-запад, занимает площадь более 100 км^2 . Вторая область, расположенная в южной части рудного узла, имеет северо-западную ориентировку. Отличием второй области являются довольно низкие, слабо изменчивые концентрации золота. Еще отчетливее это отличие проявляется при сравнении в пространстве дисперсий содержаний в этих двух областях. Если для первой области характерны высокие, контрастно меняющиеся значения стандартных отклонений, в два раза превышающие средние содержания, имеющие сходную с ними ориентировку в пространстве, то во второй области стандартные отклонения практически не меняются, они равны или ниже средних содержаний.

Карта, отстроенная скользящим окном 16 км^2 , отражает пространственные закономерности распределения концентраций золота для уровня рудных полей (рис. 3). Наблюдается полоса высоких концентраций северо-восточного простирания, приуроченная к области повышенных концентраций рудного узла. Эта полоса протягивается на расстояние до 20 км^2 при ширине 5–7 км и характеризует положение одного из рудных полей. Характерны контрастные изменения содержаний в пределах рудного поля. При этом внутренняя неоднородность поля контролируется северо-западными и субмеридиональными направлениями. В южной части рудного узла выделяется второе рудное поле северо-западного простирания, протягивающееся на расстояние более 15 км при ширине 5–6 км. Для него характерны слабые плавные изменения концентраций, низкие стандартные отклонения.

Выделяемые в пределах рудного узла области высоких концентраций уровня рудных полей приурочены к определенным элементам геологической структуры. Первое рудное поле приурочено к серии разрывов северо-восточного простирания, а участки высоких концентраций в его пределах связаны с сопряжениями этих разрывов с северо-западными и субмеридиональными разрывами. Второе рудное поле расположено в полосе

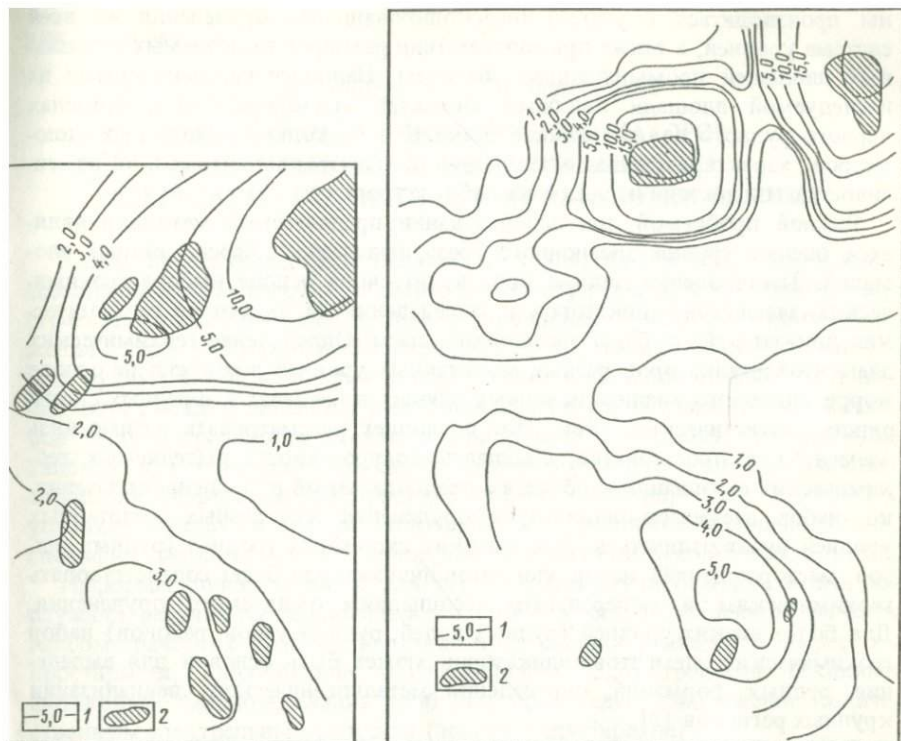


Рис. 2. Закономерности распределения золота для уровня рудных узлов; выполнено скользящим статистическим окном 100 км^2

1 – изолинии средних концентраций (в усл. ед.); 2 – контуры аномалий рудных полей

Рис. 3. Закономерности распределения золота для уровня рудных полей; выполнено скользящим статистическим окном 16 км^2

1 – изолинии средних концентраций (в усл. ед.); 2 – контуры аномалий месторождений

разрывов северо-западного простираия. Область пониженных концентраций золота, разделяющая рудные поля, приурочена к осевой части региональной северо-западной синклиналиной структуры складчатых мезозойд, в пределах которой прослеживается серия северо-западных и субширотных разрывов.

Аномалии рудных полей определялись как разность между исходными данными и средними концентрациями рудных узлов с учетом стандартного отклонения. Отдельные аномальные точки вне областей высоких концентраций отбраковывались. Выделенные аномалии (см. рис. 2) расположены вдоль осевых линий областей, характеризующих закономерное положение рудных полей (см. рис. 3). Аномалии месторождений определялись как разность между исходными данными и средними значениями концентраций уровня рудных полей с учетом значений стандартного отклонения. Оценка и разбраковка выделенных аномалий разных масштабных уровней долж-

ны производиться с учетом телескопированности оруденения во всей системе уровней, а также при соответствии размеров выделяемых аномальных площадей промышленным объектам. Наиболее перспективными на исследуемой площади являются аномалии месторождений в пределах первого рудного поля, имеющие размеры в несколько квадратных километров, характеризующиеся высокими концентрациями, высокой изменчивостью содержаний на всех масштабных уровнях.

Важной проблемой при использовании предлагаемой методики является оценка уровня эрозионного среза выделенных перспективных аномалий. Такая оценка должна производиться на основе выбора геохимических элементов-индикаторов и определения на их основе геохимических показателей глубины эрозионного среза. Определение геохимических элементов-индикаторов разных масштабных уровней возможно на основе корреляционного анализа исходных данных в пределах выбранных скользящих статистических окон. Это позволяет рассматривать взаимосвязь элементов в пространстве, оценивать приуроченность выделяемых геохимических ассоциаций к областям предполагаемой рудоносности. Очевидно, набор элементов-индикаторов оруденения для разных масштабных уровней будет отличаться. Для высоких системных уровней (рудных тел, зон, месторождений) набор элементов-индикаторов будет соответствовать геохимическим и минеральным ассоциациям ожидаемого оруденения. Для более низких уровней (рудных полей, рудных узлов, районов) набор геохимических элементов-индикаторов может быть основой для выделения рудных формаций, определения металлогенической специализации крупных регионов [3].

Таким образом, предлагаемая методика обработки геохимических данных на основе системного анализа позволяет определять разномасштабные закономерности распределения параметров в пространстве, взаимосвязь геохимических элементов, позволяет выделять геохимические аномалии разных масштабных уровней, производить их обоснованную своевременную разбраковку.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боровко Н.Н. Статистический анализ пространственных геологических закономерностей. Л.: Недра, 1971, 159 с.
2. Каждан А.Б., Пахомов В.И. Обобщение исходных данных при геометризации предпосылок и признаков оруденения // Сов. геология. 1981, № 12, С. 27–34.
3. Мессерман И.З., Пахомов В.И. Методика обработки геохимической информации на примере рудного поля // Тез. докл. на междунар. симпоз. "Методы прикладной геохимии". Иркутск, 1981, С. 35–39.
4. Соловов А.П. Современное состояние и перспективы развития геохимических методов поисков рудных месторождений // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1978, № 2, С. 121–125.

В.Н. Бондаренко, Л.А. Верховская

АССОЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ-ИНДИКАТОРОВ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Задача проведенных исследований состояла, во-первых, в выявлении ассоциаций геохимических элементов, типоморфных для ореольного пространства рудных тел данного типа, установлении пространственного положения ассоциаций как относительно друг друга, так и относительно известных рудных тел и, во-вторых, в определении вида индикаторного отношения, отражающего динамику изменения концентраций элементов-индикаторов рудо- и ореолообразования по продольной оси ореола. Решение этой типовой для поисковой геохимии задачи обусловлено необходимостью апробации эффективности процедур обработки информации в сложных условиях эпitherмального золоторудного месторождения бананцевого типа, специфика геохимических ореолов для которых еще недостаточно изучена.

Информационной основой для решения сформулированной задачи послужили результаты геохимического опробования, проведенного на пяти гипсометрических уровнях вертикального сечения рудных зон вкрест их простираия. Опробование осуществлялось 2,5-метровыми секциями сколковым методом, анализ проб был произведен приближенно количественным спектральным методом (золото — пробирным).

Решение сформулированной задачи осуществлялось в основном с помощью Автоматизированной системы обработки данных при геохимических поисках полезных ископаемых (АСОД—ГППИ), разработанной и функционирующей в ИМГРЭ. Содержательный смысл последовательности обработки геохимической информации представляет собой модифицированную для формального решения процедуру анализа результатов опробования, соответствующую требованиям разработанных и применяемых в ИМГРЭ теоретических основ геохимических поисков месторождений. Процедура предусматривает последовательное определение: 1) наилучших параметров фильтрации для выделения закономерной составляющей геохимического поля; 2) параметров фоновой совокупности для всех типов пород, участвующих в строении изучаемого участка пространства; 3) условий исключения влияния на результат анализа геохимических данных различий в уровнях фона как для разных типов пород, так и для разных элементов (условий стандартизации данных); 4) контуров проявления процессов рудо- и ореолообразования в пространстве; 5) динамики в пространстве интенсивности проявления ореолообразующего процесса, концентраций элементов-индикаторов и их ассоциаций; 6) вида индикаторного отношения элементов с контрастным поведением по продольной оси ореола.

Обработка геохимической информации для решения задач указанной последовательности в АСОД—ГППИ осуществляется в рамках двух крупных блоков: блока стандартизации и блока выделения типоморфных ассоциаций элементов-индикаторов.

Блок стандартизации предусматривает: 1) ликвидацию случайных

флуктуаций, порожденных локальной неоднородностью поля, ошибками отбора, подготовки и анализа проб, с автоматическим подбором оптимальных параметров фильтрации при условии сохранения местоположения полезного сигнала и порядка его интенсивности (программы: "FILTER", "GLASS"); 2) вычисление параметров локального фона для всех элементов и всех типов пород, определение пороговых значений для различения проб с разной степенью аномальности (аномалий как привноса, так и выноса) и установление параметров нормирования и центрирования исходных данных (программа "DENSITY"); 3) стандартизацию отфильтрованных данных с помощью одного из выбранных пользователем способа на базе вычисленных ранее параметров (подпрограмма "NORMIR").

В результате функционирования блока стандартизации на следующий этап обработки передается информация, лишенная случайных флуктуаций, приведенная к единому масштабу и независящая ни от типа пород в точке пробоотбора, ни от геохимического элемента. Унифицированным масштабом измерения при передаче информации от блока стандартизации к блоку выделения типоморфных ассоциаций является степень аномальности концентраций элементов в опробованном участке пространства и характер аномальности (аномалии привноса или выноса).

В настоящей статье обсуждаются только результаты, полученные при выделении типоморфных ассоциаций элементов-индикаторов, и положение этих ассоциаций в пространстве ореола.

Как известно из предшествующих публикаций [1, 2, 5], авторы отстаивают точку зрения о наибольшем соответствии содержательному смыслу задачи выделения и оконтуривания типоморфных ассоциаций — анализа информации с помощью метода главных компонент, основанного на анализе матрицы вариаций. Применение именно этой модификации метода главных компонент базируется на свойствах коэффициентов вариации и корреляции в условиях неоднородности геохимического поля [3—5]. Указанные свойства позволяют количественно выразить степень не только ассоциативности элементов в ореолообразующем процессе (коэффициент корреляции), но и контрастности их ореольных концентраций по сравнению с фоновыми (коэффициент вариации).

Обработка информации, полученной в результате геохимического опробования изучаемого сечения рудного поля, позволила выявить ассоциации элементов-индикаторов, типоморфные для ореольного пространства данного месторождения. Информация, после функционирования блока стандартизации поступившая на дальнейшую обработку, была проанализирована с помощью метода главных компонент. В результате анализа матрицы вариаций было установлено, что в данном конкретном случае 1-я главная компонента имеет следующий вид: $0,704 \text{ Au} + 0,609 \text{ Ag} + 0,305 \text{ Pb} + 0,102 \text{ Mo}$. В соответствии с принятыми предположениями и отмеченными выше свойствами коэффициентов вариации и корреляции 1-я главная компонента объединяет элементы-индикаторы, концентрации которых в ореольном пространстве наиболее контрастны по отношению к фоновым, а поведение в процессе рудо- и ореолообразования взаимосвязано. Как видно из состава рассматриваемой компоненты, она представляет основную рудную ассоциацию. Не менее показательна ассоциация элементов, объеди-

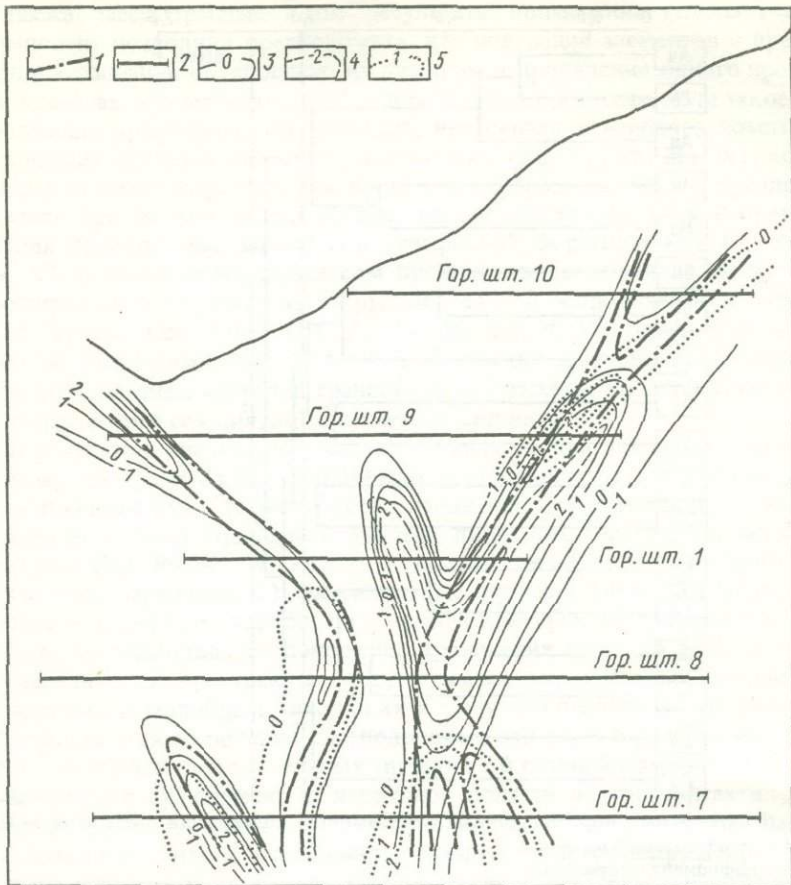


Рис. 1. Ореолы рудных тел и положение ассоциаций элементов-индикаторов по результатам обработки информации в АСОД-ГППИ

1 — зоны дробления и окварцевания; 2 — профили геохимического опробования подземных горных выработок; 3 — изолинии значений 1-й главной компоненты матрицы вариаций: $0,704\text{Au} + 0,609\text{Ag} + 0,305\text{Pb} + 0,102\text{Mo}$; 4, 5 — изолинии значений 2-й главной компоненты матрицы вариации: 4 — $(-0,103\text{Ag})$, 5 — $(0,979\text{Mo} + 0,143\text{W})$

няемых 2-й главной компонентой: $0,97\text{Mo} + 0,143\text{W} - 0,103\text{Ag}$. В данной ассоциации противопоставляется пара элементов (W и Mo), которые, согласно универсальному ряду геохимической зональности, тяготеют к подрудным зонам, и серебро — элемент, типичный для верхнерудных и надрудных зон большинства гидротермальных месторождений.

Приведенные выводы о характере геохимических ассоциаций, представленных 1-й и 2-й компонентами, становятся очевидными, если обратить внимание на пространственное положение аномалий выделенных ассоциаций, приведенное на рис. 1, где представлена карта изолиний интенсивности проявления процесса ореолообразования относительно выявленных типоморфных ассоциаций. Карта построена по значениям указанных глав-

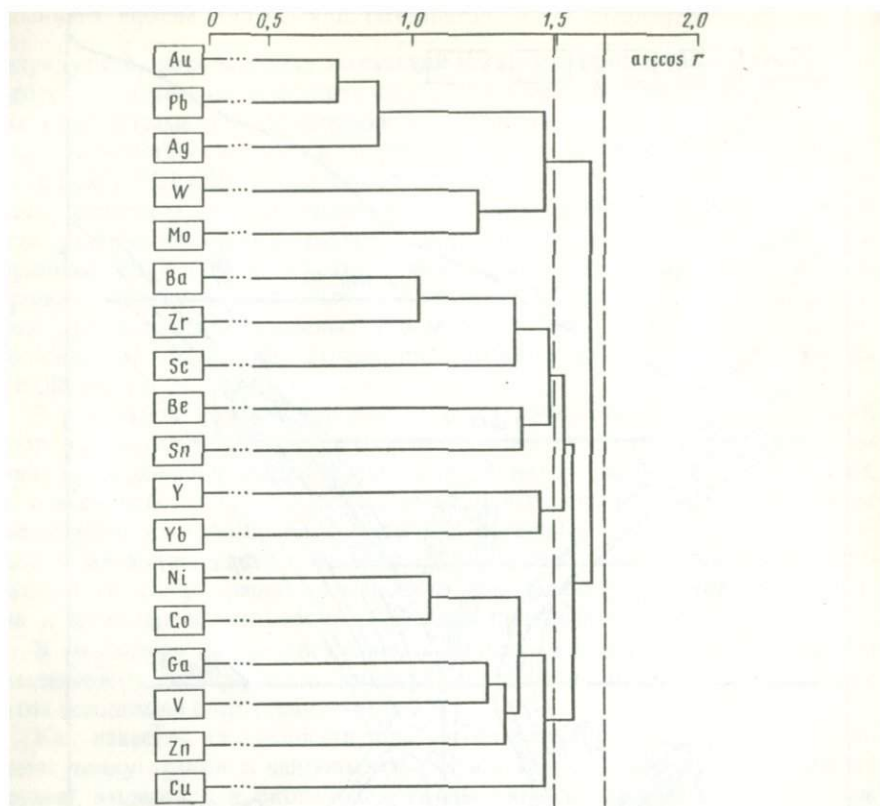


Рис. 2. Дендрограмма корреляционных зависимостей содержаний элементов в изученном сечении рудного поля
 r — коэффициент корреляции

ных компонент в каждой пробе из плоскости сечения рудного поля. На рис. 1 четко видно, что положительные значения 2-й главной компоненты, обусловленные повышенными концентрациями W и Mo, образуют максимум в подрудной области, а отрицательные — высокие концентрации серебра — образуют минимум, совпадающий с осевой частью рудной зоны и положением основного оруденения — горизонты штолен: 8, 1, 9. Кроме того, из рассматриваемого рис. 1 четко видно, что изолинии значений 1-й главной компоненты однозначно оконтуривают ореольное пространство и их максимальные значения соответствуют положению оруденения в зонах дробления и окварцевания (бананца).

Весьма полезная информация была получена в результате анализа дендрограммы (рис. 2), построенной на базе корреляционных зависимостей элементов в изученном сечении. На дендрограмме четко выделяются три ассоциации элементов, для которых характерна прямолинейная (или допускающая аппроксимацию прямолинейной моделью) зависимость концентраций элементов внутри ассоциации при отсутствии подобной зависимости между концентрациями элементов разных ассоциаций. Это обстоятельство,

а также рассмотренные выше результаты применения метода главных компонент позволили предположить, что поведение элементов в пределах одной ассоциации обусловлено их участием в проявлении одного процесса, а в пределах разных ассоциаций — в различных процессах. Если такое предположение правомочно, то очевидно, что первая и наиболее компактная ассоциация представлена пятью элементами (Au, Ag, Pb, Mo, W), концентрации которых определяются проявлением процесса рудо- и ореолообразования при формировании месторождений изучаемого типа. Вторая ассоциация представлена элементами сульфидной формации (Ni, Co, Zn, Cu, Ga, V) и обусловлена процессом пропилизации, проявление которого фиксируется в пределах всего рудного поля и сопровождается пиритизацией. Третья ассоциация (Ba, Zr, Sc, Be, Sn, Y, Yb) представлена в основном элементами редкометальной формации и, по-видимому, определяется воздействием интрузии гранодиоритов, выходы которой установлены близ изученного сечения, но гипсометрически ниже.

В результате анализа геохимической информации с помощью обрабатывающих программ АСОД-ГППИ было установлено, что 1) непосредственно в процессе рудо- и ореолообразования при формировании рудных тел бонанцевого типа принимали участие лишь пять элементов, четыре из которых (Ag, Pb, Mo, W) являются элементами-индикаторами оруденения изученного характера; 2) максимальные значения 1-й и 2-й главных компонент в плоскости опробования четко оконтуривает пространство ореола, т.е. пространственное положение проявления процесса рудо- и ореолообразования; 3) пространственное положение максимальных концентраций вольфрама и молибдена, входящих в одну ассоциацию, четко фиксирует типичность этой ассоциации для подрудных зон в месторождениях данного типа; 4) область положительных значений 2-й главной компоненты W и Mo, фиксируемая практически в надрудной области на горизонтах штолен 9 и 10 (см. рис. 1), имеет отличное от зоны известных рудных тел падение, что позволяет считать, что данная ассоциация является подрудной областью еще не вскрытого рудного тела. Наклон ее свидетельствует о необходимости опробования участков рудного поля, более удаленных от проекции на поверхность основной рудной зоны; 5) если учесть, что индикаторное отношение должно строиться лишь на концентрациях элементов, непосредственно участвующих в ореолообразовании, то для оценки неизвестных сечений ореола следует рекомендовать отношение $Ag \cdot Pb/W \cdot Mo$ вместо предлагавшегося ранее $Ag \cdot Pb/W \cdot Cu$, в который включены концентрации Cu, не зависящие от зональности и не отражающие интенсивность проявления процесса рудо- и ореолообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бондаренко В.Н., Верховская Л.А., Сорокина Е.П., Ключев О.С. О применении метода главных компонент для характеристики аномалий при геохимических поисках // Сов. геология, 1975, № 8, С. 98–106.
2. Бондаренко В.Н., Верховская Л.А., Григорян С.В. и др. Научные основы и проблемы алгоритмизации процедуры литогеохимических поисков рудных месторождений // Сов. геология, 1974, № 11, С. 79–89.
3. Верховская Л.А. Об интерпретации выборочных коэффициентов корреляции, вычисленных для неоднородных геохимических совокупностей, М.: ВИЭМС, 1973.

С. 8–20. (Экспресс-информ, Сер. Математические методы исследований в геологии; № 2).

4. *Верховская Л.А.* Использование коэффициентов вариации для определения присутствия аномальных содержаний в геохимических совокупностях // Там же, С. 21–33.

5. *Верховская Л.А., Сорокина Е.П.* Математическое моделирование геохимического поля в поисковых целях. М.: Недра, 1981, 186 с.

УДК 550.84

А.П. Соловов, Э.И. Бабаев

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ МОДЕЛИ ОРУДЕНЕНИЯ НА ЭВМ

Развитие научного направления подчиняется определенным закономерностям: накопление эмпирических наблюдений позволяет создать абстрактную модель, изучение модели приводит к созданию теории, а на основании теории можно переходить к практике, но теперь уже на более высоком уровне. За последние 20 лет накоплен огромный фактический материал по геохимической зональности рудных месторождений различного генезиса [1]. Это выдвигает необходимость соответствующих модельных построений с целью дальнейшего развития методики геохимических поисков и оценки скрытого оруденения.

В реальных геологических условиях рудоотложение протекает под влиянием множества одновременно действующих причин, сочетание которых определяет пространственно упорядоченную (регулярную, детерминированную) и случайную (стохастическую) составляющие процесса. Геохимические данные, характеризующие идеальную картину зональности хорошо изученных (эталонных) месторождений, всегда осложнены природными случайными флуктуациями, а также погрешностями отбора, обработки и анализа геологоразведочных проб. Абстрактная модель оруденения, свободная от случайной составляющей, позволяет выявить главные закономерности рудоотложения и провести их углубленный анализ. Накладывая на идеализированную модель заранее заданные осложнения, имитирующие природные и технические помехи, удастся оценить роль случайной составляющей процесса и обеспечить более правильную интерпретацию поисковых и разведочных данных. Настоящее изучение геохимической зональности модели эндогенного оруденения является продолжением ранее проведенных работ [5, 6, 7].

Исследованная нами модель характеризует вертикальное рудное тело, ограниченное верхней и нижней выклинками, имеет первичный ореол и сформирована в результате одностадийного процесса. Содержания семи рудных элементов, условно названных Cu, Zn, Pb, As, Ag, Mo, Co, заданы (за вычетом фона) изменяющимися по экспонентам, которые различаются своими параметрами. При полугарифмическом масштабе построения модели это позволило характеризовать изменения средних содержаний рудных элементов с глубиной прямыми линиями, отличающимися только

своими наклонами и положениями точек излома. Первые два элемента определены основными (полезными) компонентами, отлагающимися в режиме насыщения, остальным элементам определена роль элементов-спутников. С глубиной содержание As непрерывно убывает, а содержание Co — возрастает. По геохимическим данным, модель обобщает опыт изучения медноколчеданных месторождений Южного Урала и Мугоджар. Для анализа модели нами были выбраны одиннадцать горизонтов (уровней), из которых первые два отвечают надрудному, а два последних — подрудному ореолу залежи. При геохимических поисках слепых рудных тел по их первичным ореолам и для прогноза оруденения на глубину важнейшее значение имеет установление различий между этими горизонтами. Для обоснования геохимических критериев их однозначных различий были проведены новые исследования модели по программам "064" и "НЮ-2" [2].

Проблема изучения зональности включает два аспекта. Первый — качественный, к которому относится установление рядов последовательно отложения элементов, имеет долгую историю развития. Как известно, зональность является векторной величиной — выделяются три составляющие зональности: продольная, поперечная и осевая. Осевая зональность для крутопадающих тел, как правило, соответствует последовательности отложения элементов с глубиной. Впервые эту закономерность для гидротермальных месторождений детально описал В. Эммонс в 1924 г. [8]. Несмотря на критику, выявленный В. Эммонсом ряд зонального отложения элементов к настоящему времени получил всеобщее признание. Л.Н. Овчинников и С.В. Григорян [3] для 47 различных по составу и происхождению гидротермальных месторождений на сульфидной основе выявили обобщенный ряд зональности для рудных тел и их первичных ореолов (снизу вверх): W—Be—As₁—Sn₁—U—Mo—Co—Ni—Bi—Cu₁—Au₁—Sn₂—Zn—Pb—Ag—Cd—Cu₂—As₂—Sb—Hg—Ba.

Исследования геохимической зональности месторождений всегда начинаются с установления эмпирическим путем последовательности отложения элементов вдоль выбранного направления (в частности, по глубине), ее сравнения с обобщенным рядом и со смежными сечениями с целью наилучшего выбора геохимических показателей для количественной характеристики зональности оруденения. Отыскание рядов зонального отложения элементов проводится по программе или "064", или "НЮ-2" по средним значениям центров тяжести графиков парных отношений между содержаниями (или продуктивностями) элементов. Модельные исследования позволили определить, в какой мере в зависимости от входных данных найденные ряды зональности отвечают "истинной" последовательности отложения элементов, заданной для модели (снизу вверх): Co—Mo—Zn—Cu—Pb—Ag—As. При исследовании исходной модели на ЭВМ именно этот ряд был выдан на печать. Для оценки влияния на истинный ряд зонального отложения элементов различного рода природного и технического "шума" на выбранную модель накладывались случайные помехи $1,1^{\pm f}$ и $1,3^{\pm f}$, распределенные логнормально с нулевым математическим ожиданием. С этой же целью были проведены определения рядов зональности отложения элементов при различных числах и положении исследуемых уровней оруденения (как с помехами, так и без них). Это позволило имитировать исследования зональности оруденения на смежных разведочных линиях, харак-

Таблица 1
Ряды зональности отложенных элементов

Задано (снизу вверх)			1	2	3	4	5	6	7	Число нарушений (инверсий)
			Co	Mo	Zn	Cu	Pb	Ag	As	
число уровней	помеха $\epsilon \pm f$	последовательность уровней	1	2	3	4	5	6	7	
11	1,1	0-X	Co	Mo	Zn	Cu	Pb	Ag	As	Нет
11	1,3	0-X	Co	Mo	Zn	Cu	Pb	Ag	As	"
11	1,3	0-X	Co	Zn	Mo	Cu	Pb	Ag	As	2
9	1,1	0-II-III-IV-V-VII-VIII-X	Co	Mo	Zn	Cu	Pb	Ag	As	Нет
7	1,1	0-I-III-V-VII-IX-X	Co	Mo	Zn	Cu	Pb	Ag	As	"
6	1,1	0-II-IV-VI-VIII-X	Co	Zn	Mo	Cu	Pb	Ag	As	2
5	1,1	0-II-V-VIII-X	Co	Zn	Mo	Cu	Pb	Ag	As	3
4	1,3	0-III-VI-X	Co	Mo	Zn	Cu	Ag	Pb	As	2
4	1,3	0-II-IV-VI	Co	Pb	Zn	Mo	Cu	Ag	As	6
4	1,3	I-III-V-VII	Co	Cu	Pb	Mo	Zn	Ag	As	8
6	-	0-I-II-IV-V	Cu	Zn	Co	Pb	Mo	Ag	As	10
6	-	V-VI-VII-VIII-IX-X	Co	Mo	Ag	(Pb)	(Zn)	As	Cu	9
5	1,1	VI-VII-VIII-IX-X	Co	(Mo)	(Pb)	(Ag)	(Zn)	(As)	(Cu)	12
5	1,1	0-I-II-III-IV	Cu	(Pb)	(Mo)	(Co)	(Zn)	Ag	As	12
3	1,3	VI-VII-X	Co	(Zn)	(Ag)	(Pb)	(Mo)	(As)	(Cu)	12
Сумма числа нарушений			5	15	12	18,5	14	10,5	3	78

Примечание. \underline{Cu} - элемент, занявший пониженное место по сравнению со своим положением в истинном ряду; \underline{Zn} - элемент, занявший повышенное место в ряду; в скобках элементы, занявшие одинаковые места в ряду.

теризующих ту или иную часть реального месторождения. Основные результаты этих исследований представлены в табл. 1.

Анализ результатов показывает, что при входных данных, отвечающих полному интервалу оруденения от верхнего (0) до нижнего (X) уровней модели, в том числе с наложением случайных помех (при 11, 9, 6, 5, 4 и даже трех опробованных уровнях, выявленные ряды отложения элементов совпадают с истинной последовательностью или незначительно отличаются от нее (число инверсий не более 3). Наибольшие отклонения от истинного ряда появились при входных данных, отвечающих малым интервалам исследуемой модели. Так, при раздельном исследовании верхнего интервала

(горизонты 0—V, 6 уровней или горизонты 0—IV, 5 уровней) и нижнего интервала (горизонты V—X, 6 уровней или горизонты VI—X, 5 уровней) основной модели и с наложением помехи $1,1^{\pm f}$ выявленные ряды отложения элементов существенно отличаются от истинного и число инверсий в каждом случае достигает 9—12. Ранговая корреляция этих двух рядов между собой в обоих группах и каждого из них с истинным рядом отложения отсутствует.

На основании приведенных данных можно выделить основные и второстепенные факторы, влияющие на выявление истинного ряда зонального отложения элементов.

Основным фактором, определяющим выявление истинного ряда, является полнота геохимического опробования, под которой понимается охват месторождения от верхних горизонтов надрудного ореола через рудные горизонты до нижних горизонтов подрудного ореола. Нарушение этого условия ведет к тому, что выявленный ряд зонального отложения настолько далек от истинного, что теряет всякий геохимический смысл, а это, естественно, ведет к неправильным выводам.

К второстепенным факторам, по нашим данным, сравнительно мало влияющим на выявление истинных рядов зональности отложения элементов, относятся число опробованных уровней и наличие помех.

При малом числе исследуемых уровней модели оруденения ранжирование элементов по центрам тяжести графиков парных отношений между ними затрудняется из-за близких численных значений. Так, например, для модели с тремя уровнями (горизонты VII—IX—X) был получен такой ряд: Co—(Ag, Mo)—(Pb, As)—Zn—Cu со значениями центров тяжести графиков парных отношений между элементами соответственно 2,4; 2,1; 2,1; 2,0; 2,0; 1,8 и 1,5. Достоверность рядов с таким близким положением элементов вызывает сомнение.

По этим же данным были подсчитаны значения центров тяжести графиков произведений парных отношений каждого элемента к остальным. Для Co оно равно 3,0; Ag — 2,5; Mo — 2,4; Pb — 2,3; As — 1,9; Zn — 1,3 и Cu — 1,0. В этом ряду каждый элемент занимает определенное место, а интервалы между значениями увеличились. Таким образом, определение рядов зональности отложения более достоверно по центрам тяжести графиков безразмерных отношений ($k-1$) порядка, т.е. содержаний каждого из элементов к произведению содержаний всех остальных элементов. По сравнению с традиционным способом графиков парных отношений это дает более уверенный результат, особенно если два или несколько элементов занимают одно место.

Вторым аспектом проблемы зональности месторождений, отражающим количественную сторону и вводящим меру и число в ее изучение, являются геохимические показатели зональности ν , т.е. отношение содержаний двух (показатели I порядка) или нескольких рудных элементов (показатели II и более высоких порядков), монотонно изменяющихся с глубиной или вдоль другого рассматриваемого направления. Попытки "теоретически" доказать невозможность существования монотонных геохимических показателей ν вследствие выхода в область фоновых содержаний рудных элементов, одновременно выше надрудного и ниже подрудного ореола, являются ошибочными. Величина показателя ν берется за вычетом геохи-

4904

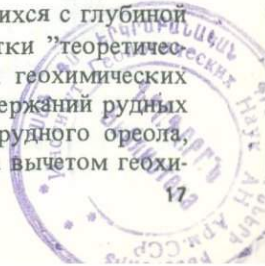


Таблица 2

Влияние случайных помех на число монотонных показателей геохимической зональности ν (7 х.э., 11 уровней)

Помеха $\epsilon^{\pm f}$	Число ν	Всего возможно	
		Из них возможно случайных ($N_{\text{крит}}$)	
	$\binom{1}{1} - \frac{21}{0}$	$\binom{2}{2} - \frac{231}{0}$	$\binom{3}{3} - \frac{1281}{0}$
1,0	5	29	153
1,1	1	12	80
	Нет	2	4
1,3	"	Нет	3
	"	"	Нет

мического фона и, следовательно, за пределами первичного ореола не существует. Для идеальной исходной модели таких геохимических показателей зональности ν было выявлено: I порядка – 5, II порядка – 29, и III порядка – 153 при возможности случайном их числе во всех трех случаях, равно нулю. При наложении случайных помех $1,1^{\pm f}$ и $1,3^{\pm f}$, как и следовало ожидать, число монотонных геохимических показателей (табл. 2) закономерно уменьшается до полного исчезновения показателей I–II порядка, а в одном случае и показателей III порядка. При этом в первую очередь исчезают монотонные показатели с малым размахом значений $R = \nu_{\text{max}} : \nu_{\text{min}}$.

На рис. 1 приведены графики трех немонотонных показателей I порядка, осложненных помехой $1,3^{\pm f}$, и образованный ими показатель III порядка

$\frac{\text{As} \cdot \text{Ag}^2}{\text{Pb} \cdot \text{Mo} \cdot \text{Co}}$, изменяющийся монотонно. Это иллюстрирует возмож-

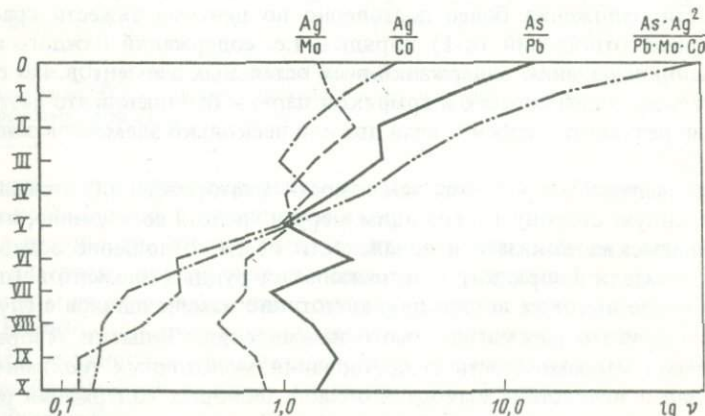


Рис. 1. Образование монотонного показателя ν III порядка из немонотонных показателей I порядка.

Таблица 3
Зависимость числа выявленных показателей зональности ν
от числа опробованных уровней (7 х.э., помеха $1,1^{\pm t}$)

Число уровней	Последовательность уровней	Число ν	Выявлено	
			Из них возможно случайных ($N_{\text{крит}}$)	
		$\binom{1}{1} - 21$	$\binom{2}{2} - 231$	$\binom{3}{3} - 1281$
11	0-X	$\frac{\text{Нет}}{0}$	$\frac{2}{0}$	$\frac{4}{0}$
11	0-X	$\frac{1}{0}$	$\frac{12}{0}$	$\frac{80}{0}$
9	0-II-III-IV-V-VI-VII-VIII-X	$\frac{1}{0}$	$\frac{13}{0}$	$\frac{83}{0}$
7	0-I-III-V-VIII-IX-X	$\frac{1}{0}$	$\frac{23}{0}$	$\frac{144}{1}$
6	0-II-IV-VI-VIII-X	$\frac{2}{0}$	$\frac{27}{2}$	$\frac{\quad}{4}$
5	0-II-V-VIII-X	$\frac{2}{1}$	$\frac{21}{7}$	$\frac{\quad}{22}$
3	0-V-X	$\frac{8}{11}$	$\frac{102}{83}$	$\frac{\quad}{432}$

ность образования монотонных показателей старших порядков из немонотонных показателей младших порядков.

Для оценки влияния положения и числа опробованных уровней на выявление монотонных показателей зональности в табл. 3 приведены результаты исследований модели с помехой $1,1^{\pm t}$ на ЭВМ. Данные табл. 3 показывают, что уменьшение числа опробованных уровней модели закономерно приводит к увеличению числа выявленных монотонных показателей зональности I-III порядков. Однако при этом растет число возможных случайных показателей. При трех опробованных уровнях число возможных случайных показателей столь велико, что сомнительным становится результат исследований. Большое число опробованных уровней ведет к уменьшению и даже исчезновению реальных показателей зональности. Эти результаты получены и при аналогичных исследованиях модели с помехой $1,3^{\pm t}$ (табл. 4). При этом чем больше помеха, тем существеннее уменьшается число выявленных монотонных показателей.

Для оценки геохимической упорядоченности горизонтов основной модели исходные данные были обработаны по программе "ПЕРЕБОР". Задача этой программы - выявление таких последовательностей в расположении уровней, при которых отношения между содержаниями двух элементов изменяются монотонно. На рис. 2 представлены результаты этого

Таблица 4

Зависимость числа выявленных показателей зональности ν от числа опробованных уровней (7 х.э., помеха $1,3 \pm \tau$)

Число уровней	Последовательность уровней	Число ν	Выявлено
			Из них возможно случайно ($N_{\text{крит}}$)
		$\binom{1}{1} - 21$	$\binom{2}{2} - 231$
11	0-X	Нет	Нет
		0	0
6	0-II-IV-VI-VIII-X	Нет	6
		0	2
4	0-III-VI-X	6	69
		4	23
4	0-II-IV-VI	4	50
		4	23
4	I-III-V-VII	9	92
		4	23
3	VI-VIII-X	9	119
		11	83

исследования в виде конечной распечатки данных. Из огромного числа возможных перестановок уровней модели (19.958.400) обнаружилось только 17 последовательностей, которым отвечают монотонно изменяющиеся отношения между содержаниями элементов. При этом 16 из них имеют по одному монотонному отношению и только исходная (истинная) последовательность расположения 11 горизонтов характеризуется пятью монотонными отношениями. Таким образом, заданная последовательность уровней основной модели оказалась единственной геохимически упорядоченной.

При сокращении числа уровней основной модели до шести (четные горизонты) и наложении помехи $1,1 \pm \tau$ по программе "ПЕРЕБОР" были получены противоречивые результаты. Из 360 возможных перестановок уровней оказалось 16 последовательностей, по которым получены монотонные отношения. Из них 11 имеют по одному отношению, а пять, среди которых и наша истинная последовательность, по два отношения. В группу последовательностей горизонтов, имеющих по два монотонных отношения, входят две последовательности с одной инверсией и две, лишенные геохимического смысла. Результаты исследований по программе "ПЕРЕБОР" убедительно показывают недопустимость поисков зональности оруденения путем произвольной "перестановки" опробованных горизонтов изучаемого оруденения.

ПРОГРАММА "ПЕРЕБОР"														
(элементов 7, объектов 11)														
Объекты											Убывающие отношения			
11	2	10	3	9	1	4	5	6	7	8	ZN/CU			
9	8	10	7	6	11	5	4	3	2	1	ZN/AS			
9	8	7	6	10	5	4	3	11	2	1	ZN/AG			
9	3	8	7	10	4	6	2	5	11	1	ZN/PB			
3	4	5	9	2	6	8	7	10	11	1	ZN/MO			
3	4	2	5	6	7	8	9	1	10	11	ZN/CO			
8	9	7	6	5	10	4	11	3	2	1	CU/AS			
8	7	9	6	5	4	10	3	11	2	1	CU/AG			
8	7	9	4	6	3	5	10	2	11	1	CU/PB			
4	5	3	6	8	7	9	2	10	1	11	CU/MO			
4	3	5	6	7	2	8	9	1	10	11	CU/CO			
1	2	3	4	5	6	1	8	9	10	11	AS/AG AS/PB AS/MO AS/CO MO/CO			
3	2	1	4	11	10	9	8	7	6	5	AG/PB			
3	2	1	4	5	6	11	10	9	8	7	AG/MO			
3	2	1	4	5	6	7	8	9	11	11	AG/CO			
5	4	3	2	6	1	7	8	9	10	11	PB/MO			
5	4	3	2	1	6	7	8	9	10	11	PB/CO			
Число	Всего													
отношений:	21										0 1 1			
перестановок:	много										много 16 5			

Рис. 2. Результаты исследования модели оруденения по программе "ПЕРЕБОР"

Как известно, программа "НЮ-2" [2] позволяет выявить частные и обобщенные ряды зонального отложения элементов и общие показатели геохимической зональности для нескольких разведочных профилей одного или нескольких однотипных месторождений.

С целью исследования надежности выводов о геохимической зональности месторождений по неполным данным разведки модель была разделена на несколько совокупностей горизонтов (без их повторения), характеризующих те или иные части рудной зоны, и исследована по программе "НЮ-2". Такое разделение модели имитирует пересечение смежными разведочными профилями единой рудной зоны в ее различных зональных интервалах. Исследованию на ЭВМ были подвергнуты: а) основная модель, разделенная на верхнюю часть оруденения (уровни 0-I-II-IV), среднюю (уровни III-V-VI-VIII) и нижнюю (уровни VII-IX-X) (рис. 3); б) та же модель с наложением помех $1,1^{\pm t}$ и $1,3^{\pm t}$ (по два испытания), также разбитая на три совокупности (уровни 0-III-VI; уровни I-IV-VII-IX и уровни V-VIII-X); в) та же модель с теми же помехами, разделенная на две совокупности: с четными (0-II-IV-VI-VIII-X) и нечетными (I-III-V-VII-IX) уровнями. Возможное число общих случайно монотонных показателей в задачах "а" и "б" составило для первого порядка 0, для второго порядка соответственно 1 и 2, общих случайных показателей I-II порядков для задачи "в" не ожидалось. Исследованиями с помощью программы "НЮ-2" обнаружено по задаче "а", как и можно было ожидать для данной композиции, общих монотонных показателей зональности I порядка - 5 и II порядка - 29, идентичных показателями, выявленным для основной модели в целом по программе "064" при 11 горизонтах без наложения помех. По задачам "б" и "в" результаты исследований приведены в табл. 5. Все установленные общие монотонные показатели по задачам "б" и "в" оказались идентичны основной модели без помех. Во втором столбце табл. 5 для сравнения показано число монотонных показате-

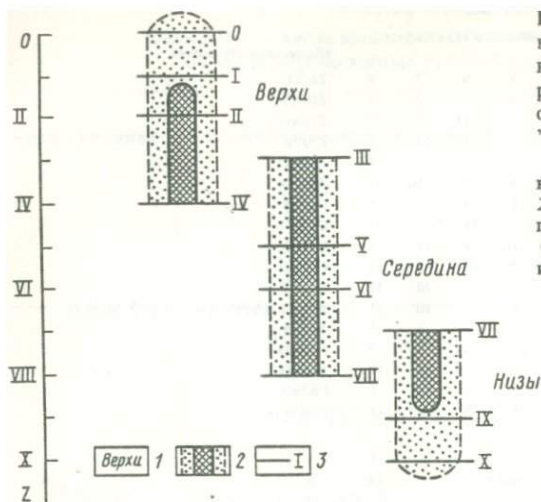


Рис. 3. Выявление полной зональности месторождения по разведочным данным, характеризующим различные интервалы оруденения (программа "НЮ-2").

1 — схематизированные интервалы рудной зоны (модель); 2 — модель рудного тела и его первичный ореол; 3 — сечения (горизонты), используемые в исследовании

лей зональности, выявленное для основной модели при 11 уровнях после наложения помех $1,1^{\pm t}$ и $1,3^{\pm t}$. Результаты исследований, приведенные в табл. 5, однозначно показывают, что общие монотонные геохимические показатели зональности, установленные по программе "НЮ-2" для композиции из отдельных фрагментов рудной зоны (задачи "а"—"в"), отражают полную геохимическую зональность основной модели при 11 горизонтах опробования.

Знаменательно обнаружение большого числа общих показателей I—II порядков в задачах "б" и "в", в то время как для основной модели при 11 уровнях с помехами монотонных показателей определялось очень мало или при помехе $1,3^{\pm t}$ они вообще не обнаруживались. Это обстоятельство убедительно иллюстрирует возможности программы "НЮ-2" для исследования зональности реальных объектов.

Для тех же задач по программе "НЮ-2" были определены: ряды зонального отложения элементов для отдельных интервалов модели и по сумме мест обобщенный ряд для композиции в целом. Ранее для установления общего ряда последовательности отложения элементов из частных рядов ставилось условие наличия между последними положительной ранговой корреляции. Для рассмотренных задач общие ряды зональности элементов, полученные из частных, оказались идентичны истинному первоначально заданному ряду или очень близки к нему. Между тем в большинстве случаев между частными рядами отложения элементов для отдельных совокупностей уровней значимая корреляция отсутствует. Таким образом, показано, что наличие общих ν , превышающих возможное число случайных, указывает на возможность выявления истинного ряда зонального отложения элементов по сумме их мест в частных рядах даже при отсутствии ранговой корреляции между ними.

Как известно, исследования геохимической зональности имеют общую задачу: выявить геохимические критерии для оценки положения изучаемого оруденения в метрике эталонного объекта, определения уровня эрозионного среза рудопоявлений и прогноза оруденения на глубину. С этой

Таблица 5
 Результаты обработки по программе "НЮ-2" композиции
 из нескольких объектов

Помеха $\epsilon^{\pm f}$	Выявлено монотонных ν					
	основной модели при 11 уровнях		общие для задачи "б"		общие для задачи "в"	
	$\frac{1}{1}$	$\frac{2}{2}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{2}{2}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{2}{2}$
1,1 ^{±f}						
I испытание	1	12	3	23	2	16
II испытание	Нет	2	1	15	1	14
1,3 ^{±f}						
I испытание	"	Нет	1	11	Нет	3
II испытание	"	"	Нет	5	"	3

целью по 9 ν , выбранным для модели с шестью четными уровнями опробования, проведена оценка (таксирование) в ее метрике двух нечетных уровней 3 и 7. По другой группе, состоящей также из 9 ν , выбранным по результатам решения задачи "б", проведена таксация уровней 2, 5 и 10. Оценка проводилась по формуле

$$Z_X = a + [(b - a)] \lg \left(\frac{\nu_a}{\nu_X} \right) / \lg \left(\frac{\nu_a}{\nu_b} \right),$$

где X – таксируемый уровень; a – верхний уровень; b – нижний уровень модели, причем $b > a$. Результаты таксирования, представленные в табл. 6, однозначно показывают, что с увеличением помехи возрастает смещенность оценок. Наибольшая ошибка оценок отмечается в том случае, когда таксируемый уровень расположен за пределами эталонного интервала. Доверительные пределы оценок ($\pm S/\sqrt{n}$) подчиняются тем же закономерностям. При оценке масштаба оруденения и прогноза его на глубину важным параметром является коэффициент подобия $\kappa \geq 1,0$ (сжатия-растяжения) оруденения [4] относительно эталонного объекта. С целью выявления различных факторов, влияющих на определения его значений, по данным табл. 6 были подсчитаны условные значения коэффициентов подобия по

формуле $\kappa = \frac{H_j - H_i}{Z_j - Z_i}$, где H_j и H_i – истинные отметки уровней; \bar{Z}_j и \bar{Z}_i – их оценки в метрике эталонной модели. Результаты подсчета представлены в табл. 7. Полученные значения величин κ указывают на их зависимость от амплитуды помехи, с увеличением которой резко растет отклонение коэффициентов подобия от 1,0 в ту или иную сторону, достигая трех-, пятикратной величины. Результаты определения κ показали, что при больших погрешностях оценок значения их становятся недостоверными.

Проделанные исследования зональности оруденения, являющиеся главной проблемой методики геохимических поисков и оценки скрытого оруденения, показали причины возможных ошибок и реальность выявления

Таблица 6
Таксирование "уровней оруденения X" в метрике модели по 9 v

Но- мер п/п	Истин- ная от- метка уров- ня X	Уровни модели		Оценка Z_X			
				помеха $1,1^{\pm t}$		помеха $1,3^{\pm t}$	
		a	b	I испытание	II испытание	I испытание	II испытание
1	3	2	4	2,69 ± 0,22	2,68 ± 0,11	3,39 ± 0,38	5,19 ± 0,26
2	7	6	8	6,92 ± 0,097	6,38 ± 0,18	6,66 ± 0,51	6,52 ± 0,095
3	2	0	3	2,57 ± 0,18	0,93 ± 0,31	1,92 ± 0,39	1,01 ± 0,22
4	1	4	4	2,51 ± 0,22	0,91 ± 0,2	3,76 ± 0,66	1,75 ± 0,36
5	5	3	6	5,27 ± 0,16	4,79 ± 0,08	4,3 ± 0,31	5,14 ± 0,41
6		4	7	4,81 ± 0,17	4,59 ± 0,1	5,78 ± 0,46	5,78 ± 0,24
7		0	6	14,26 ± 4,91	9,62 ± 0,62	8,56 ± 0,44	12,8 ± 0,61
8		3	6	37,54 ± 28,1	8,91 ± 0,57	9,84 ± 0,69	31,83 ± 7,2
9		1	9	10,27 ± 0,2	10,62 ± 0,36	9,07 ± 0,2	10,86 ± 0,42
10	10	4	9	10,44 ± 0,29	11,01 ± 0,3	9,13 ± 0,09	10,54 ± 0,32
11		7	9	10,27 ± 0,42	11,29 ± 0,4	9,23 ± 0,14	12,45 ± 2,06
12		0	3	13,79 ± 2,42	14,37 ± 1,88	9,55 ± 3,2	7,59 ± 0,35
13		1	4	11,93 ± 2,5	10,17 ± 1,22	40,3 ± 19,05	23,51 ± 0,95
14		4	7	11,17 ± 1,27	11,28 ± 0,57	8,92 ± 0,48	11,36 ± 0,95
15		1	7	11,11 ± 1,61	10,71 ± 0,49	10,12 ± 0,96	11,68 ± 0,51
16		0	9	10,28 ± 0,22	10,68 ± 0,41	9,13 ± 0,12	10,9 ± 0,43

Таблица 7
Оценки коэффициента подобия $\kappa \geq 1,0$

Но- мер п/п	Интервал		Помеха $1,1^{\pm t}$		Помеха $1,3^{\pm t}$	
			Оценки κ		Оценки κ	
	I испытание	II испытание	I испытание	II испытание		
1	7(2)*	-3(1)	0,946	1,22	1,23	3,01
2	5(5)	-2(3)	1,11	0,78	1,26	0,73
3	5(6)	-2(3)	1,3	0,81	1,48	0,99
4	10(7)	-3(1)	0,605	1,01	1,35	0,92
5	10(9)	-3(1)	0,92	0,88	1,23	1,23
6	10(12)	-2(3)	0,71	0,59	1,05	1,21
7	10(13)	-2(4)	0,85	0,86	-	0,37
8	10(8)	-5(5)	-	1,21	0,9	0,19
9	10(14)	-5(6)	0,79	0,75	1,59	0,89
10	10(11)	-7(2)	0,89	0,62	1,17	0,51

Среднее геометрическое $0,88 \cdot 1,29^{\pm 1} \cdot 0,85 \cdot 1,2^{\pm 1} \cdot 1,23 \cdot 1,21^{\pm 1} \cdot 0,79 \cdot 2,45^{\pm 1}$
Общее среднее $0,92 \cdot 1,24^{\pm 1}$

* В скобках дан номер п/п Z_X (см. табл. 6).

П р и м е ч а н и е. 1. Прочерк означает, что различия между двумя оценками по t -критерию незначимы на 5%-ном доверительном пределе.

2. 17 значений κ из 38 выходят за пределы интервала 0,8-1,25.

ния с помощью ЭВМ истинных рядов зонального отложения элементов, отыскания монотонно изменяющихся геохимических показателей зональности ν и оценки коэффициентов подобия $\kappa \geq 1,0$. Эти сведения обеспечивают однозначную диагностику рудных пересечений в метрике генетически однотипного эталонного месторождения, важны для оценки масштаба выявленного оруденения и прогноза оруденения на глубину.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В.Л., Григорян С.В., Овчинников Л.Н. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Наука, 1981. 318 с.
2. Николаев В.А., Соловов А.П., Шваров Ю.В. Новые программы для исследования зональности рудных месторождений "064", "НЮ-2" и "ПЕРЕБОР" // Применение автоматизированных систем и ЭВМ при геохимических исследованиях. Алма-Ата, 1977. С. 16–20.
3. Овчинников Л.Н., Григорян С.В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений // Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск: СибГЕОХИ, 1970. С. 3–36.
4. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1985. 294 с.
5. Соловов А.П., Бабаев Э.И. Исследование модели оруденения на ЭВМ // Применение автоматизированных систем и ЭВМ при геохимических исследованиях. Алма-Ата, 1977. С. 11–16.
6. Соловов А.П., Бабаев Э.И. Анализ модели оруденения на ЭВМ // Физико-химическое моделирование в геохимии и петрологии. Иркутск, 1980. С. 14–16.
7. Соловов А.П., Гаранин А.В. и др. Теоретические основы геохимических методов поисков рудных тел // Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск: СибГЕОХИ, 1971. С. 245–298.
8. Эммонс В. Изменение первичного оруденения с глубиной. М.: Геолразведиздат, 1933. 40 с.

УДК 550.84.063

К.П. Кобзарь, А.К. Каймаков, В.З. Ванярх

К ОТОБРАЖЕНИЮ МУЛЬТИПЛИКАТИВНОГО КОЭФФИЦИЕНТА ЗОНАЛЬНОСТИ

Совершенствование геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых наряду с постоянным накоплением и использованием информации о закономерностях распределения различных химических элементов в земной коре включает в себя развитие самих методов и методик поисков. Вместе с появлением специальных методов измерений: атмосферно-химическая и сорбционно-солевая съемки, методы мономинеральных фракций, тяжелых фракций и др. — совершенствуются и расчетные методы. Тенденцией последнего времени является использование вместо отдельных элементов и моноэлементных ореолов интегральных геохимических характеристик, учитывающих совокупный эффект многих (вплоть до всех) химических элементов.

Одним из направлений изучения геохимической зональности является применение различных эмпирических характеристик. К ним относятся аддитивные коэффициенты зональности, мультипликативные коэф-

коэффициенты зональности и их частные проявления — бинарные отношения, показатели зональности. Вычисление аддитивных коэффициентов связано с необходимостью учета фоновых концентраций элементов, что затрудняет их применение. Кроме того, аддитивная форма выражения характеризуется относительной неустойчивостью решений в зависимости от использования тех или иных элементов. Это обуславливает преимущества применения мультипликативных коэффициентов зональности (мультипликативных отношений), которые из-за своей простоты и наглядности все более широко используются в поисковой геохимической практике. В наиболее общей форме коэффициент зональности мультипликативный (КЗМ) представляет собой отношение произведений содержаний элементов, накапливающихся в рудной зоне, и элементов, концентрирующихся за ее пределами [1]. В числе преимуществ КЗМ резко пониженное влияние состава пород, независимость от "фоновых" концентраций элементов и, одновременно, закономерное изменение его величины в зависимости от расстояния до руды и др.

В качестве одного из важнейших достоинств обычно отмечается величина изменений КЗМ, который при переходе от околорудной к рудной зоне может меняться в тысячи, миллионы и более раз. Сразу же, однако, следует отметить, что колоссальный диапазон изменений КЗМ не позволяет свободно им оперировать. При изображении графиков изменения коэффициента приходится использовать логарифмический масштаб, а построение карт изолиний КЗМ из-за сложности и неточности интерполяции не практикуется за редким исключением [2]. Но, конечно, если диапазон значений отображает контрастность поведения химических элементов, т.е. является одной из важнейших характеристик коэффициента, то вопросы "удобства" отходят на второй план. Поэтому прежде всего необходимо заострить внимание на численных значениях КЗМ и убедиться, что они в должной мере контрастность не характеризуют. Так, при вычислении КЗМ ничто в принципе не мешает использовать не значения концентраций элементов, а, например, их квадраты. При этом получаемый интервал значений КЗМ возрастает в той же степени при постоянном наборе элементов. Но станет ли новый коэффициент "контрастнее", чем первый?! Пользуясь указанным приемом, можно возведением в соответствующую степень сделать "самым контрастным" любое бинарное отношение. Эту же мысль можно подчеркнуть с другой стороны. Из сущности коэффициента вытекает, что величина его изменений в существенной мере определяется числом используемых химических элементов. В общем случае коэффициент из 15 элементов должен иметь больший диапазон значений, чем КЗМ из 10 элементов и т.д. Отсюда ясна несопоставимость значений коэффициентов с различным числом компонентов и, следовательно, неопределенность в выборе оптимального состава, числа и сочетания элементов. Все сказанное подчеркивает не только возможность, но и целесообразность преобразования вида коэффициента.

По своей сущности, следующей уже из названия, КЗМ является результатом мультипликации (перемножения). Поэтому естественным представляется произвести обратное действие, в качестве которого можно использовать извлечение корня. Если извлекать корень n -й степени, где n — число химических элементов в КЗМ (с учетом их степеней), то как бы опре-

деляется величина КЗМ, отнесенная к одному элементу, или эффективный коэффициент контрастности – ЭКК:

$$\text{ЭКК} = \sqrt[n]{\text{КЗМ}}. \quad (1)$$

Применение ЭКК дает возможность сравнивать коэффициенты, различающиеся по числу и набору компонентов, и таким образом определять оптимальный их состав. Например, при изучении Алешинского железорудного месторождения на основании закономерностей распределения элементов и корреляционного анализа было установлено, что кобальт, медь, цинк, марганец и свинец взаимосвязаны и накапливаются преимущественно в скарноворудной зоне, а ванадий, титан, хром, фосфор и никель – в околорудных. Однако некоторые из этих элементов ведут себя в значительной мере неопределенно, часто меняют принадлежность к "своей" группе. Проведенное исследование с помощью ЭКК показало, что контрастность последнего ($\text{ЭКК}_{\max}/\text{ЭКК}_{\min}$) при различных сочетаниях кобальта, меди, цинка, марганца, ванадия и титана составляет 5,0 и более. В то же время использование наряду с указанными элементами свинца, никеля, хрома и фосфора приводит к резкому понижению контрастности. Это позволило нам считать оптимальным для месторождения сочетание $\text{Co} \cdot \text{Cu} \cdot \text{Zn} \cdot \text{Mn}$

$$\frac{\text{V}^2 \cdot \text{Ti}^2}{\text{V}^2 \cdot \text{Ti}^2}$$

Кроме получения ЭКК, возможно еще одно экспрессное преобразование коэффициента зональности мультипликативного – это логарифмирование, которое в наименьшей степени меняет обычную форму представления КЗМ. Для отличия этого коэффициента от КЗМ его можно назвать, к примеру, "коэффициент зональности мультипликативный логарифмированный", или – "коэффициент зональности логарифмический" – КЗЛ. Учитывая традиционное изображение КЗМ в десятичном логарифмическом масштабе, целесообразно использовать основание 10:

$$\text{КЗЛ} = \lg \text{КЗМ}. \quad (2)$$

Естественно, что график КЗМ в логарифмическом масштабе и график КЗЛ (при любом основании) при соответствующем выборе масштаба тождественны.

Применение КЗЛ (или эффективного коэффициента контрастности) для решения задач поисковой геохимии позволяет использовать все достоинства КЗМ без ущерба для информативности и при существенном упрощении в обработке материала. При этом появляется возможность экспрессного и точного построения карт изолиний, применения различных пересчетов, в том числе вычисления градиентов, сглаживания, выделения тренда и др. Указанные преимущества КЗЛ (ЭКК) в полной мере относятся и к расчетам, производимым с помощью ЭВМ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В.Л., Григорян С.В., Овчинников Л.Н. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Наука, 1981. 320 с.
2. Митрофанский В.Ф., Бибичков И.Л., Ивлев П.П. и др. Геохимическая зональность оруденения свинцово-цинковых месторождений Текелийского рудного поля // Геохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980. С. 182–187.

В.К. Кошелев

ВЫБОР КОМПЛЕКСА ПОИСКОВЫХ ПРИЗНАКОВ ОРУДЕНЕНИЯ АТАСУЙСКОГО И КАРАТАУСКОГО ТИПОВ С ПОМОЩЬЮ ЭВМ

Скрытопогребенный характер оруденения атасуйского и каратауского типа и наложение разных процессов при рудогенезе предопределили сложности выбора комплекса поисковых признаков (геохимических, геофизических, геологических) при количественном прогнозе данных типов оруденений. Сочетание таких признаков чаще всего несет такую полезную информацию, которую не дает ни один отдельно взятый признак.

Оценка информативности отдельных признаков и их сочетаний стала возможной с использованием ЭВМ после разработки оптимизированной шагово-циклической регрессии, предложенной Р.И. Дубовым. Эта регрессия основана на методе оптимальной аппроксимации и последовательной схеме включения признаков в уравнение регрессии [1, 2].

При построении функции регрессии определяется и учитывается информативность признаков. Она определяется расстоянием вычисленных значений регрессируемой величины (например, удельных запасов свинца и цинка) после ввода признака в регрессию от наблюдаемых значений этой же величины. Наиболее информативным считается признак, для которого это расстояние минимально. После перебора всевозможных сочетаний признаков в конечном результате признаки вводятся в таком порядке, который дает максимальную точность результата. Тем самым производится и оценка информативности признаков: признак тем больше информативен, чем больше он снижает погрешность результатов интерпретации в сочетании с другими признаками.

Оценка информативности содержаний 15 сквозных, подрудных и надрудных элементов-индикаторов (свинца, цинка, меди, серебра, кобальта, молибдена, кадмия, титана, марганца, ванадия, германия, мышьяка, ртути, бария, стронция), геофизических данных (вертикальной составляющей магнитного поля ΔZ , локальной составляющей гравитационного поля Δg , глубин до среднепалеозойского фундамента по данным интерпретации ВЭЗ d), геологического признака M — указание о характере материала в месте отбора проб (рыхлые, кора выветривания или коренные породы) проведена на известных свинцово-цинковых месторождениях Атасуйского рудного района (Ушкатын I, III, Западный, Дальнезападный, Жайрем, Бестобе).

В Каратау проведена аналогичная оценка информативности содержаний 18 элементов-индикаторов на месторождении Миргалимсай.

В результате использования оптимизированной шагово-циклической регрессии в Атасуйском рудном районе получена функциональная зависимость ресурсов полиметаллов от распределения химических элементов в первичных ореолах, характера геофизических полей, условий локализации стратифицированного гидротермально-осадочного и наложенного гидротермально-метасоматического оруденений [3].

При исследовании различных вариантов комплексирования признаков по результатам двумерной регрессии суммы запасов свинца и цинка выбран следующий ряд признаков, корреляционно связанных между собой и упорядоченных по убыванию информативности: Ba, Sr, Δg , d , V, Mn, Co, Ge, место отбора проб, Cd, Hg, As, Ti.

Самыми информативными из заданных 19 других признаков оказались содержания бария и стронция.

Изолинии поверхности регрессии в пространстве этих двух признаков показаны на рис. 1, где представлены полученные функции в виде палеток (номограмм). Функция регрессии на содержания бария и стронция аппроксимирована параболой второй степени. Наиболее характерным для полученной функции регрессии является закономерное уменьшение суммарных запасов свинца и цинка, отображаемое увеличением содержания стронция и одновременным уменьшением содержания бария, и, наоборот, повышение содержания бария при уменьшении содержания стронция отображается увеличением запасов.

Тем самым ярко проявляются свойства указанных элементов: бария — накапливаться в верхних частях оруденения и надрудных ореолах, стронция — в нижних частях и подрудных ореолах. В этой закономерности проявляется общий характер поведения этих элементов. В частности для определенных интервалов изменения содержаний указанных элементов эта связь уточняется. Из функции регрессии видно, что при низких содержаниях бария от 0,01 до 1% и стронция от 0,01 до 0,1 изменение величины запасов влияет только на изменение содержания стронция при содержаниях бария в указанных пределах. При этом увеличение содержания стронция указывает на резкое уменьшение величины запасов. Другой важный для практики поисков случай — рост величины запасов, выражаемый повышением содержаний стронция приблизительно более 0,1%, бария примерно больше 1%. Видно, что величина запасов будет отображаться в основном только содержаниями бария, а дальнейшее повышение содержания стронция будет указывать на увеличение запасов металлов только при содержаниях бария более 10%.

Из анализа геохимических материалов по указанным выше месторождениям вытекает, что выявленная зависимость между запасами полезных ископаемых и высокими содержаниями бария и стронция характерна для тех типов руд (свинцово-баритовых, свинцово-цинково-баритовых), в которых ярко проявились метасоматические преобразования. Этот вывод подкрепляется отмечаемой сильной прямой корреляционной связью свинца со следующими химическими элементами метасоматических руд: барием ($r = 0,54$), стронцием ($r = 0,46$), серебром ($r = 0,73$). В ранжированном ряду сводных коэффициентов корреляции барий и стронций занимают первое и второе места: Ba (0,921), Sr (0,906).

Таким образом, выбор содержаний бария и стронция (суммарная информативность их 55%) из заданных 19 других признаков и их выдвигание на первое место среди самых информативных признаков, вероятнее всего, отображает с геолого-генетических позиций преобладающую роль метасоматоза в образовании промышленных залежей в Атасуйском районе.

Геофизические признаки (значения приращений силы тяжести Δg и

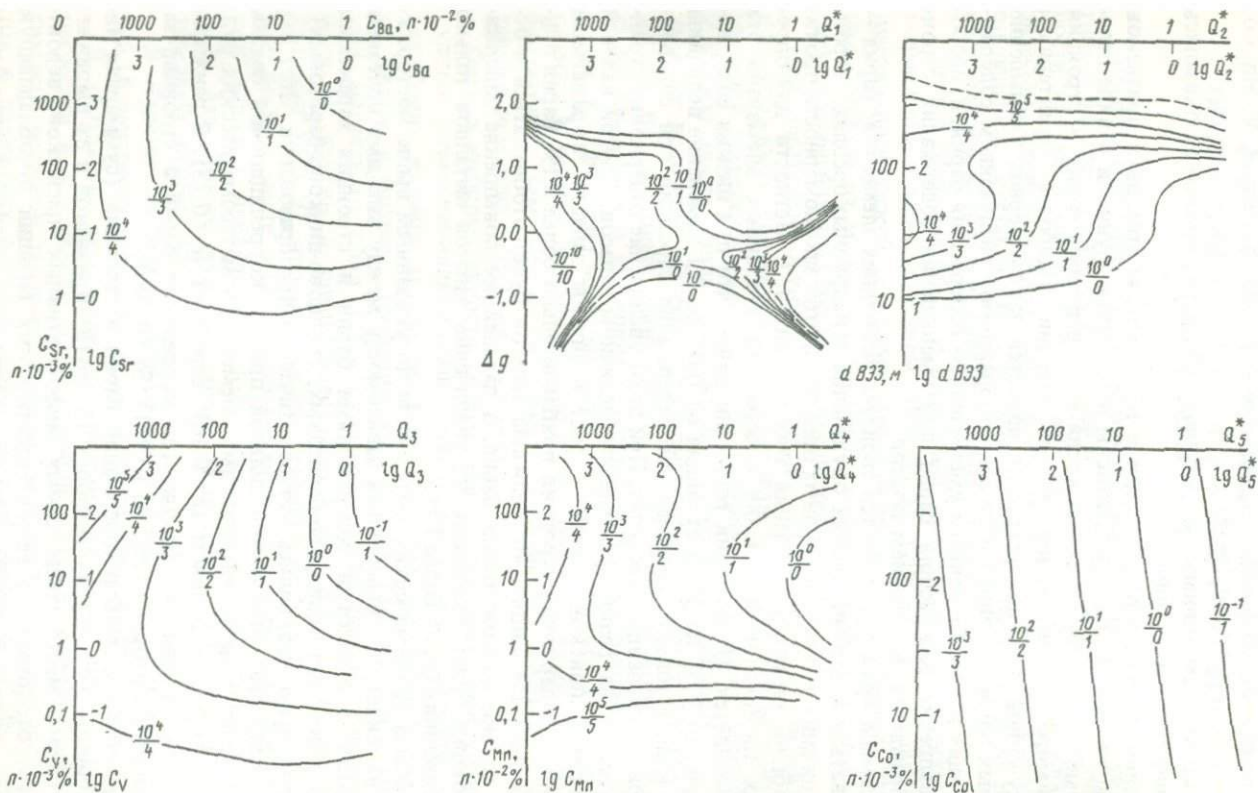


Рис. 1. Палетки шагово-циклической регрессии линейных удельных запасов свинца и цинка (G_{Pb+Zn}), Атасуйский район

Дробь на изоэляниях: числитель — линейные удельные запасы свинца и цинка (в усл. ед.), знаменатель — логарифм этого значения; Δg — значения локальной составляющей силы тяжести (в усл. ед.); d_{B33} — глубина до палеозойского фундамента в метрах по данным интерпретации, результаты вертикального электрического зондирования (ВЭЗ)

глубины до среднепалеозойского фундамента по данным интерпретации ВЭЗ *d*), выдвинутые на второе место по информативности (информативность их соответственно 17 и 4%), служат отображением значительной роли структурно-тектонического фактора в образовании месторождений атасуйского типа.

Предположение, что положительные аномалии Δg вызываются только баритовыми телами, не подтверждается настоящими исследованиями. Из анализа палеток регрессии запасов свинца и суммарных запасов свинца и цинка видно, что существенно свинцовые руды, находящиеся вблизи баритовых руд, отмечаются положительными значениями Δg до +0,5 усл.ед. В то же время свинцово-цинковые руды в удалении от баритовых руд отмечаются повышенными положительными значениями Δg до 1 усл.ед.

В случае скрытопогребенного характера этих месторождений уточняющую информацию о запасах свинца и цинка несут содержания марганца и элементов семейства железо-ванадий, кобальта, никеля, а также германия и титана. Суммарная информативность их (ванадия, марганца, кобальта, германия) — 10,8%.

В результате воздействия растворов указанные элементы выщелачиваются из рудных горизонтов (свинцово-баритовых и свинцово-цинково-баритовых) и зонально накапливаются в околорудном пространстве во вмещающих породах. Подтверждение этому — наличие четкой обратной связи концентраций свинца, бария, стронция, серебра и других элементов с указанными элементами-примесями.

Поведение ванадия, марганца, кобальта, германия в разных частях разреза уточняется при рассмотрении соответствующих функций регрессии (см. рис. 1). Для ванадия характерно уменьшение величины запасов с увеличением концентрации ванадия до 0,01%, дальнейший рост запасов полиметаллов обусловлен увеличением концентрации ванадия.

Таким образом, отмечается свойство ванадия накапливаться в первом случае в нижних, периферийных, частях залежи, во втором — в верхних частях залежи и надрудных ореолах.

Представляет интерес вероятное свойство марганца — находиться в верхних частях залежи и надрудных ореолах при концентрациях до 1–2% и в верхних удаленных от баритового ядра частях разреза при концентрации выше указанных пределов. Для кобальта отмечается свойство накапливаться в нижних частях залежи и подрудных ореолах, для германия — четкая тенденция накапливаться в верхних частях залежи и надрудных ореолах.

Отнесение указанных выше содержаний марганца и элементов из группы железа в число информативных признаков отображает роль марганца и железа в рудолокализации, т.е. элементов, создающих, вероятно, благоприятную для рудоотложения среду (геохимический барьер). Все перечисленные свойства выбранных информативных признаков можно использовать для оперативной оценки уровня эрозийного среза орудений атасуйского типа. В них содержится 87% всей информации о запасах свинца и цинка на изученных атасуйских месторождениях.

В Каратау аналогичная оценка информативности содержаний 18 элементов-индикаторов с учетом их осевой, поперечной и продольной геохимической зональности распределения проведена на месторождении Миргалим-

сай. На рис. 3 изображены первичные ореолы типоморфных химических элементов в горизонтальной плоскости основной рудной залежи второго ленточного рудоносного горизонта ($D_3 \text{ fm}-4$), расположенного в средней части разреза фаменских отложений. Для удобства изображения первичных ореолов предварительно при оптимальной математической обработке была проведена палеорекострукция геологических разрезов, заключающаяся в совмещении всех разорванных блоковой тектоникой частей залежи в единое целое. Полный вертикальный разрез фаменских отложений не удалось обработать из-за отсутствия данных их опробования.

После перебора всех возможных вариантов комплексирования указанных выше признаков по результатам двумерной регрессии для месторождения Миргалимсай был выбран следующий ряд концентраций элементов: $\text{Mn}-\text{As}-\text{Pb}-\text{Co}-\text{V}-\text{Zn}-\text{Ba}$.

Появление марганца в числе самых информативных признаков с геолого-генетических позиций, вероятнее всего, служит отображением главной роли этого элемента в образовании геохимического барьера. Показано, что в атасуйских месторождениях этот фактор стоит на третьем месте по информативности, а на Миргалимсае возможная роль факторов—метасоматических процессов и структурно-тектонических условий в рудообразовании отодвинулась на второй план, уступив место литологическому фактору, ведущей роли марганца (его информативность — 58%) как сильнейшего восстановителя и осадителя в рудогенезе. Из анализа одномерных регрессий видно также, что самыми информативными признаками являются содержания марганца, бария, стронция. Исключение марганца из регрессии приводит к тому, что на место самого информативного признака выдвигается барий, что служит подтверждением вышеизложенных выводов.

Накопленная информативность марганца вместе с кобальтом и ванадием (т.е. с элементами из семейства железа, которые вместе с марганцем и железом возможно способствовали возникновению благоприятных условий в среде рудообразования) составляет 65%. Перечисленные семь информативных химических элементов несут практически 90% всей информации о суммарных запасах свинца и цинка на месторождении Миргалимсай.

Информативность выбранных признаков нашла отображение не только в функции регрессии, она видна и в отображениях геохимических полей на площадях и на разрезах. В качестве иллюстрации к сказанному на рис. 2, 3 приведены первичные ореолы элементов-индикаторов оруденения (после оптимизированной фильтрации шумов на ЭВМ) Бестобинского (Атасуйский рудный район) и Миргалимсайского (Каратау) рудных полей.

Анализ закономерностей расположения первичных ореолов в рудных полях позволил установить, что барий концентрируется в определенных местах, образуя крупные и локальные бариевые зоны, соединенные между собой, так называемые баритовые центры (ядра). От крупных баритовых центров (чаще их фрагментов) закономерно и упорядочено на горизонтальной поверхности располагаются последовательно зоны серебра, затем свинца, марганца, цинка, меди, молибдена, никеля, кобальта, ванадия, титана и др. К локальному баритовому центру (точнее, к пересе-

чению тектоническим нарушениям баритовой апофизы, соединяющей указанные выше центры) приурочено известное на изученной площади цинково-свинцово-баритовое месторождение Бестобе.

К фрагменту другого, по-видимому, ранее крупного баритового центра на этой же площади приурочено баритовое месторождение Кентобе (см. рис. 2). Выявленная в Бестобинском рудном поле горизонтальная зональность по результатам проведенной на ЭВМ аппроксимации методом оптимизированного усреднения данных спектрального анализа проб коренных пород, отобранных из скважин из разных по литологии и возрасту пород (в основном фамен-турнейских), отображает длительное воздействие растворов, обусловившее, вероятно, и гидротермальный метасоматизм, и метаморфизм пород и руд.

Появление первичных ореолов бария, серебра, сурьмы, марганца в центральной части Бестобинского рудного поля в нарушение зонального ряда, установленного для атасуйских месторождений (между аномалиями бария, свинца, стронция, с одной стороны, и аномалиями цинка, меди, молибдена, кобальта — с другой), служит отображением возможного наложенного оруденения (см. рис. 2).

Зоны возможного относительного выноса ванадия, титана, никеля, кобальта и других элементов выявлены как на площади исследования, так и на месторождении Бестобе. Особенно обширны эти зоны на площади в существенно свинцовых зонах оруденения. Это подтверждает высказывание о возможном перераспределении веществ при гидротермальном метаморфизме пород и руд и роли элементов семейства железа и марганца в образовании возможного геохимического барьера.

Положение промышленного оруденения в Миргалимсайском рудном поле определяется приуроченностью его к протяженной зоне баритизированных пород, вероятнее всего, к месту изменения направления этой зоны с северо-западного на близкое к северо-восточному. В указанном поле отчетливо проявилась горизонтальная геохимическая зональность, свойственная гидротермально-осадочным месторождениям, с закономерной, последовательной сменой первичных ореолов химических элементов от баритовой зоны к периферии (см. рис. 3). Однако если ореолы меди, мышьяка, кобальта отмечаются как в центральной, так и в периферийной зоне, то максимальные концентрации марганца, бария и стронция в ореолах отмечаются только в центральной зоне с выявленной тенденцией увеличения содержаний этих элементов от периферии к центру. В этой закономерности и проявляется информативность этих элементов.

Анализ изображенных на разрезах первичных ореолов подтверждает сведения, что надвиговая тектоника вызвала лишь перемещение блоков в пространстве, не изменив первоначальной зональности, что служит подтверждением ее пострудного характера и является косвенным доказательством неэффективности применения геофизических методов при поисках таких маломощных, протяженных залежей, разбитых разрывной тектоникой на отдельные части.

Проведенные исследования геохимических полей многих химических элементов на других перспективных площадях подтверждают правильность выбора комплекса поисковых информативных признаков при построении оптимизированной шагово-циклической регрессии на ЭВМ.

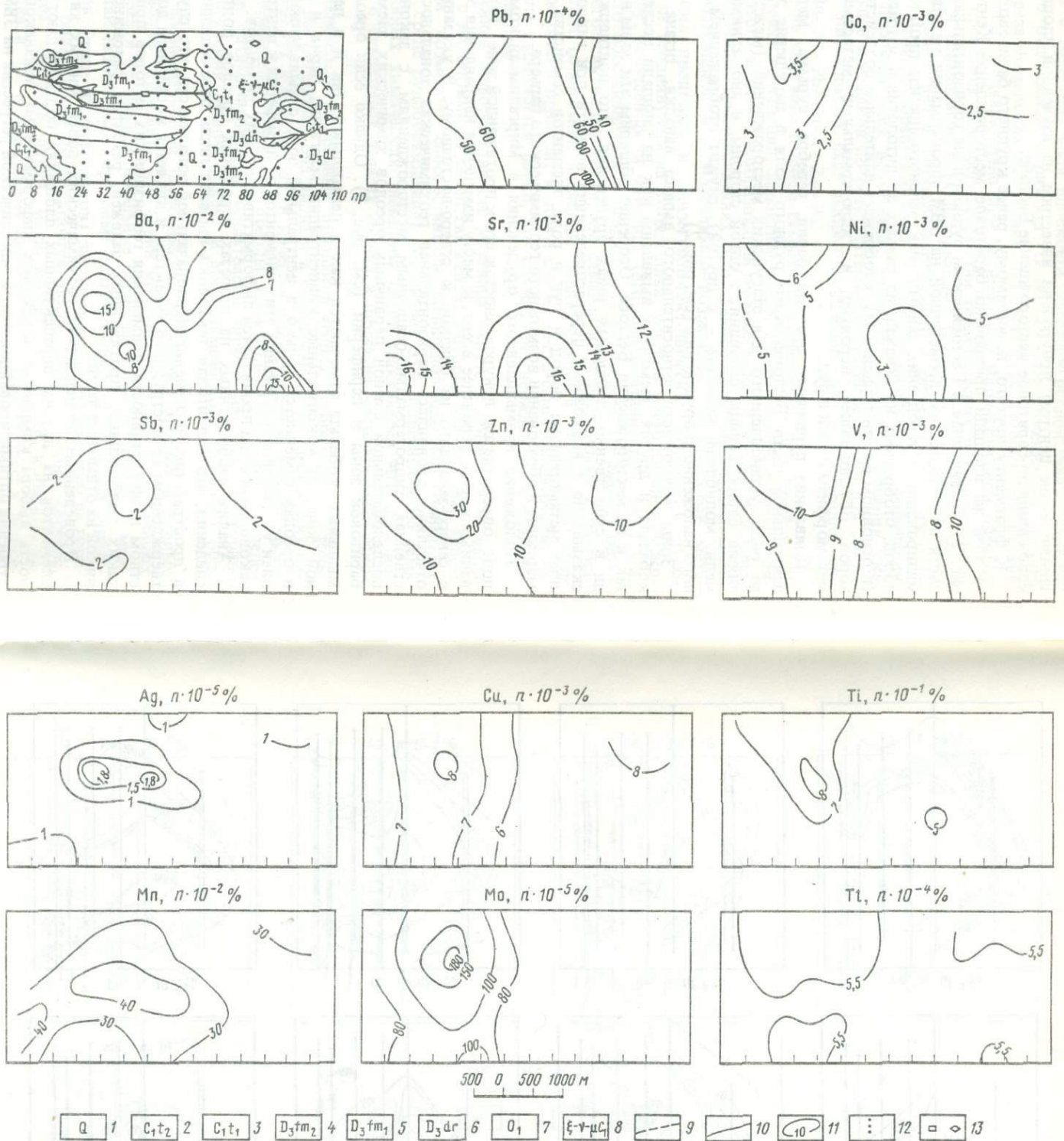


Рис. 2. Схематическая геологическая карта и первичные геохимические ореолы, участок Шокпартас (Бестобинское рудное поле)

1 – четвертичные отложения, ил, суглинки, пески; 2 – верхнетурнейские известняки серые; 3 – нижнетурнейские аргиллиты, мергели; 4 – верхнефаменские известняки красноцветные; 5 – нижнефаменские углистые известняки, силциты; 6 – алевролиты, сланцы дайринской свиты; 7 – ордовикские сланцы; 8 – дайковая фация; 9 – тектонические нарушения; 10 – геологические границы; 11 – изоконцентраты по результатам оптимального усреднения на ЭВМ; 12 – профили, точки отбора проб глубинной литохимической съемки; 13 – месторождения: а – цинково-свинцово-баритовое, б – баритовое

Полученные данные указывают на перспективность и практическую ценность предлагаемого подхода при оценке информативности разнородных признаков и для количественного прогноза оруденения указанных типов и новых площадях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дубов Р.И. Количественные исследования геохимических полей для поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974, 278 с.
2. Дубов Р.И., Франковская Н.М., Кошелев В.К. и др. Автоматическая количественная интерпретация геохимических данных // Применение автоматизированных систем и ЭВМ при геохимических исследованиях. Алма-Ата: Наука, 1977. С. 3–5.
3. Митряева Н.М., Рожнов А.А., Муратова Д.Н. и др. Месторождение Жайрем // Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Алма-Ата: Наука, 1967. Т. 3. С. 57–71.

УДК 550.842

Ю.В. Шурубор, В.П. Наборщиков, Г.Л. Русанова

ПСЕВДОСТАТИСТИЧЕСКИЙ МЕТОД ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ПЛОЩАДНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ СЪЕМОК РУДОНОСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

При геохимических поисках по ореолам рассеивания ситуация, когда данные по отдельной металлометрической пробе, рассматриваемые сами по себе, без учета результатов анализов других металлометрических проб, отобранных на том же участке, могут быть использованы для выработки сколько-нибудь надежного заключения относительно рудоносности участка, является редчайшим исключением. Как правило, при интерпретации данных геохимической съемки той или иной территории, того или другого блока земной коры необходимо обращаться, грубо говоря, сразу ко всей совокупности данных съемки, исходить из принципа "отдельная проба ничего не значит", в дальнейшем именуемого принципом неинтерпретируемости результатов исследования единичных металлометрических проб.

Практика поисков полезных ископаемых знает немало случаев, подтверждающих необходимость строгого соблюдения упомянутого принципа. Например, отказ от этого принципа, спровоцированный появлением среди нескольких десятков штучных проб по коренным породам единичных проб с содержанием золота от 2 до 110 г/т, стал причиной довольно значительных затрат на проведение детальных поисков работ, закончившихся с абсолютно отрицательными результатами. Некоторое время спустя после прекращения детальных поисков выяснилось, что появление "ураганных" концентраций золота (а "ураганный" их характер был почти очевиден уже в момент получения результатов анализов штучных проб) обусловлено наличием в коренных породах, окружающих додевонскую вулканическую жерловину, выполненную щелочными базальтоидами, нескольких мелких, удаленных друг от друга на десятки метров гнезд с довольно бедной минерализацией, представленной пиритом с поразительно высоким содержанием в нем золота.

Принцип неинтерпретируемости результатов исследования единичных металлометрических проб требует, чтобы вся совокупность данных геохимической съемки той или иной территории или блока земной коры интерпретировалась как единое целое. Однако оперировать с массивами данных, содержащими сведения (пространственные координаты, результаты анализа на содержания десятков химических элементов, геологическая, геоморфологическая и гидрогеологическая обстановки места отбора) по сотням и тысячам металлометрических проб, очень трудно. Поэтому практика интерпретации результатов геохимических поисков по ореолам рассеивания нашла обходной путь. Сначала, рассматривая все данные как единое целое, вырабатывают критерии выделения так называемых геохимических аномалий, что позволяет при заключительных операциях по интерпретации результатов геохимической съемки работать с небольшими, легко обозримыми массивами данных, относящихся к отдельным аномалиям и их окрестностям. С такой точки зрения выделение геохимических аномалий является вспомогательным приемом, который позволяет, не вступая в противоречие с принципом неинтерпретируемости результатов исследования единичных металлометрических проб, существенно уменьшить объем обработки геохимических данных на этапе рассмотрения их в качестве единого целого, упростить всю процедуру обработки.

Если не идти на явную профанацию, объявляя аномальной любую пробу с содержанием того или другого химического элемента, превосходящим некоторое граничное значение, которому во всей совокупности металлометрических проб отвечает достаточно малая частота появления концентраций, его превышающих, выработка критериев выделения аномалий даже по отдельным химическим элементам — задача нелегкая и большей частью не поддающаяся вполне корректной формализации. Если же, желая избежать появления "ложных" аномалий, столь характерных для интерпретации, выполняемой раздельно по каждому из химических элементов, перейти к комплексному использованию данных по различным парагенетическим ассоциациям элементов, корректная формализация процедуры выработки критериев выделения аномалий превращается в задачу, в общем виде вообще неразрешимую.

В связи с указанными обстоятельствами возникает вопрос: нельзя ли задачу интерпретации всей совокупности результатов геохимической съемки как единого целого решить "в лоб", минуя этап выделения геохимических аномалий? Одно из преимуществ "лобового" решения очевидно. Такое решение позволит исключить из процесса интерпретации трудно формализуемую процедуру выработки критериев выделения геохимических аномалий, что будет способствовать созданию автоматизированных и автоматических систем интерпретации данных геохимических поисков, способных решать задачу интерпретации в ее полном объеме. Экономический эффект от создания такого рода систем при колоссальном объеме уже накопленных и постоянно накапливаемых геохимических данных должен быть весьма значительным.

Возможность получения лобового решения, основанного на использовании специфических процедур фильтрации результатов геохимических наблюдений, непосредственно (минуя этап выделения геохимических аномалий) ведущего к расчету карт прогноза рудоносности, обеспечиваю-

щего комплексность интерпретации и легко реализуемого на ЭВМ, проиллюстрируем на примере задачи обработки данных площадной геохимической съемки заведомо рудоносной (содержащей хотя бы один участок с доказанной рудоносностью) территории. Поставленную задачу будем решать в следующей формулировке.

Во всех узлах прямоугольной сетки, покрывающей некоторую двумерную (плоскую) область S , заданы значения K различных геохимических переменных, в дальнейшем обозначаемые через $X_1, X_2, \dots, X_I, \dots, X_K$. На отдельных детально изученных рудоносных и безрудных участках области S в узлах той же сетки заданы значения Y какой-то интересующей нас геологической переменной. Необходимо найти оценки значений Y для всех узлов сетки, принадлежащих области S . Например, $X_1, X_2, \dots, X_I, \dots, X_K$ могут быть содержаниями различных химических элементов в металлоносных пробах, а Y — линейным запасом интересующего нас металла в рудоносной толще, скрытой под отложениями, подвергшимися металлометрическому опробованию (в пределах безрудных участков во всех их точках $Y \approx 0$).

Если забыть о принципе неинтерпретируемости результатов исследования единичных металлометрических проб, задача кажется очень простой. Рассмотрим множество узлов, для которых известны значения Y , т.е. множество узлов, принадлежащих детально изученным участкам области S . Пользуясь данными по этим узлам, найдем уравнение регрессии

$$Y = F(X_1, X_2, \dots, X_I, \dots, X_K), \quad (1)$$

с помощью которого затем рассчитаем оценки значений Y для всех остальных узлов, расположенных в пределах области S .

Такое решение обеспечивает комплексный учет данных по разным химическим элементам (качество учета зависит от того, насколько удачно подобран общий вид уравнения (1) и насколько совершенная процедура исключения излишних, неинформативных переменных-аргументов используется, в меньшей степени — от метода расчета коэффициентов при значениях информативных переменных и функциях — сочетаниях значений информативных переменных), но полностью игнорирует принцип неинтерпретируемости результатов исследования единичных металлометрических проб: значение $F(X_1, X_2, \dots, X_I, \dots, X_K)$ в данном конкретном узле не зависит от того, в каком окружении узел находится, — локальные и присущие только данному узлу повышения (уменьшения) значений каждой из переменных $X_1, X_2, \dots, X_I, \dots, X_K$ трактуются уравнением (1) точно так же, как аналогичные вариации значений той же переменной, распространяющиеся на более или менее обширные участки.

Поэтому уравнение (1) следует заменить более сложным уравнением

$$Y = F(X_1, X_{11}, X_{12}, \dots, X_{1L}, \dots, X_{1U}, X_2, \dots, X_I, X_{I1}, X_{I2}, \dots, X_{IL}, \dots, X_{IU}, \dots, X_K, X_{K1}, X_{K2}, \dots, X_{KL}, \dots, X_{KU}), \quad (2)$$

где X_I — значение переменной с номером I в данном узле; X_{IL} — среднее арифметическое значение переменной с номером I по множеству узлов укрупненной ячейки, центр которой находится в данном узле и параметры (длина, ширина) которой в 3^L раз превышают соответствующие параметры ячейки исходной сетки; U — максимальное значение целочис-

ленного показателя степени L , при котором в области S могут остаться узлы, характеризующиеся значением XIU , не совпадающим со средним арифметическим значением XI по всему множеству узлов, принадлежащих области S .

Метод обработки данных площадной геохимической съемки, использующий уравнение (2), мы называем псевдостатистическим потому, что по форме уравнение (2) выступает как обычное уравнение регрессии, но по своей сущности оно является функцией от описаний отдельных полей, которые (описания) задаются векторами вида $(XI, XI1, XI2, \dots, XII, \dots, XIU)$, формируемыми для каждого узла и в интегральном виде отражающими те особенности полей, которые имеют значение для характеристики ситуации применительно к данному конкретному узлу. При наличии экстраинтерполяционных алгоритмов, позволяющих реализовать переход от данных о значениях той или иной переменной в произвольно расположенных точках наблюдений к данным о значениях той же переменной в узлах регулярной сетки, псевдостатистический метод становится применимым и для обработки результатов геохимических съемок, выполненных на базе не вполне регулярных сеток.

Обратим внимание на следующее обстоятельство. По своей сущности псевдостатистический метод аналогичен методу, который можно было бы разработать, базируясь на описаниях структур всех учитываемых полей и соотношений между ними с помощью авто- и взаимнокорреляционных функций. Однако псевдостатистический метод более прост в реализации: он не требует ни сложного предварительного исследования структур полей с целью нахождения аналитических выражений для аппроксимации автокорреляционных и взаимнокорреляционных функций, ни решения многочисленных (по количеству узлов, для которых находятся оценки значений Y) и не всегда устойчивых систем линейных уравнений большой (по количеству узлов с известными значениями Y) размерности. Все эти операции в псевдостатистическом методе заменены решением одной системы уравнений с целью нахождения значений коэффициентов для правой части формулы (2). В то же время псевдостатистический метод мощнее метода, основанного на использовании авто- и взаимнокорреляционных функций, поскольку в последнем методе переход на нелинейные операторы порождает ряд трудностей, часто практически непреодолимых, в то время как в условиях применения псевдостатистического метода форма (линейная или нелинейная) оператора прогноза, стоящего в правой части выражения (2), в очень широком диапазоне ее возможных изменений вообще не имеет сколько-нибудь серьезного значения в смысле влияния этой формы на степень сложности процедур анализа и обработки исходных данных.

Вместо того чтобы прямо отвечать на вопрос о происхождении такой на первый взгляд удивительной простоты псевдостатистического метода, объясним, почему сложны в реализации так называемые оптимальные методы, использующие авто- и взаимнокорреляционные функции. Оптимальные методы являются весьма общими в том отношении, что их можно применять и тогда, когда значения авто- и взаимнокорреляционных функций по мере роста расстояния между сопоставляемыми точками меняются сложным образом, например по косинусоиде или мало

отличающейся от нее кривой, не обнаруживая явной тенденции к уменьшению абсолютных значений указанных функций по мере увеличения расстояния. Если исследуемый участок геологического или геохимического поля достаточно обширен, описание его структуры с помощью автокорреляционной функции, с ростом расстояния не убывающей по своей абсолютной величине, вряд ли может быть подходящей моделью реальности. Если же исследуемый участок мал, неубывающая автокорреляционная функция иногда может оказаться более точным описанием его структуры, чем убывающая, но в этом случае участок вряд ли можно будет считать однородным. Чтобы исследование такого неоднородного участка не превратилось в неразрешимую проблему, нам так или иначе придется "избавиться" от неоднородности. Как правило, "избавление" от неоднородности влечет за собой переход к моделям, структуры которых описываются убывающими авто- и взаимокорреляционными функциями. Таким образом, в реальных геологических и геохимических исследованиях обычно приходится иметь дело с полями, структуры которых и взаимоотношения между которыми с самого начала или после перехода к соответствующим образом подобранным отображениям этих полей описываются авто- и взаимокорреляционными функциями, характеризующимися резко выраженной тенденцией к убыванию их абсолютной величины по мере увеличения расстояния между сопоставляемыми точками. Поэтому слишком сложные "оптимальные" методы, рассчитанные на очень широкий круг ситуаций, при решении многих геолого-геохимических задач целесообразно заменить более простым в реализации и в некоторых отношениях более мощным псевдостатистическим методом.

Информационное обеспечение автоматизированной системы, одной из функций которой является псевдостатистическая обработка данных площадных геохимических съемок, образует три многотомных файла прямого доступа: 1) матричные описания плоских полей – МОПП; 2) числовые модели плоских полей – ЧМПП; 3) статистика – СТАТ.

Файл МОПП состоит из ряда четырехстолбцовых таблиц, каждая из которых является описанием определенного участка поля некоторой арифметической или искусственно арифметизированной логической переменной, имеет свой идентификатор, отличный от идентификаторов всех других таблиц, в данный момент содержащихся в том же файле, и включает от 1 до 20 000 строк. Строка таблицы содержит: 1) идентификатор (номер) точки наблюдений или пробы, 2–3) пространственные координаты этой точки или пробы, 4) значение переменной, установленное в данной точке наблюдений или пробе. Файл ЧМПП состоит из ряда массивов определенным образом упорядоченных чисел, задающих значения той или иной переменной в узлах плотной квадратной сетки, покрывающей прямоугольный участок плоскости, на которую проектируется какой-то объект или совокупность объектов, выделенных на поверхности Земли или в теле земной коры. Каждый массив имеет свой уникальный идентификатор и представляет собой числовую модель прямоугольного участка поля одной из геологических или геохимических переменных; объем массива от 1 до 10^6 чисел. Файл СТАТ предназначен для хранения любых прямоугольных таблиц, каждый элемент которых представлен действительным числом или признаком отсутствия данных; объем одной

таблицы — не более 1 млн элементов. Как и в двух вышеописанных файлах, каждая таблица файла СТАТ имеет свой собственный идентификатор, отличающийся от идентификатора любой другой таблицы, присутствующей или присутствовавшей в файле одновременно с данной таблицей.

Математическое обеспечение автоматизированной системы включает программы обслуживания указанных выше файлов (создание, пополнение данными из внешних источников, корректировка каждого из файлов, включая корректировку путем рекомбинации строк разных таблиц одного и того же файла, перекачка данных из одного файла в другой) и два комплекса обрабатывающих программ, один из которых оперирует с данными файла СТАТ, решая задачи выбора прогностических уравнений регрессии и расчета значений коэффициентов этих уравнений, а второй обрабатывает данные файла МОПП, готовит информацию для пополнения файла ЧМПП, выполняет все операции с числовыми моделями полей, строит разного рода карты в изолиниях, включая карты прогноза рудоносности, получаемые с помощью уравнения (2).

Одной из наименее тривиальных задач, решаемых вторым комплексом обрабатывающих программ, является переход от матричного описания поля переменной, заданного на имеющей относительно небольшую плотность нерегулярной сетке точек наблюдений, к числовой модели этого поля, заданной значениями переменной в узлах очень плотной регулярной сетки. В описываемой системе указанная задача решается методами численной геометрии недр [1], т.е. на основе предположения, что в ближайших окрестностях почти каждой своей точки поле значений самой переменной или некоторой монотонной (степенной, экспоненциальной, логарифмической) функции от этих значений может быть описано алгебраическим полиномом, степень которого не выше 3, и что погрешность экстраполяции такого локального точного описания за пределы ближайших окрестностей точки, которой оно отвечает, пропорциональна некоторой степени α расстояния экстраполяции ($0 \leq \alpha \leq 8$).

Каждый из двух комплексов обрабатывающих программ имеет один головной модуль, играющий роль своего рода транслятора текста заказа на решение задачи. Благодаря наличию такого головного модуля, по отношению к пользователю — геологу или геохимику — комплекс выступает как одна многоцелевая программа, что очень упрощает работу и позволяет четко разграничить функции пользователя, для которого важны содержательные аспекты задачи, и функции работников вычислительного центра, которые могут совсем не интересоваться смыслом задачи.

Вкратце охарактеризуем комплекс программ, обрабатывающих данные файла МОПП. Кроме головного модуля — транслятора текста заказа на решение задачи, комплекс включает ряд других модулей, реализующих следующие функции: 1) считывание данных из файла МОПП и запись их в рабочий файл; 2) выдача табличных справок по файлу МОПП (в основном распечатка отдельных таблиц, включенных в файл); 3) считывание данных из файла ЧМПП и запись их в рабочий файл; 4) формирование производных матричных описаний полей и запись их в рабочий файл; 5) расчет числовых моделей полей по их матричным описаниям методами численной геометрии недр, запись полученных моделей в рабочий файл;

6) преобразование числовых моделей полей, включая переход от (пользуясь обозначениями, введенными выше) поля переменной $X1$ к полю переменной $X1L$, от полей содержаний различных химических элементов в металлометрических пробах к полю показателя рудоносности, запись результатов преобразования в рабочий файл; 7) расчеты по числовым моделям полей, в том числе определение статистических характеристик поля по модели в целом или по определенному ее участку; 8) запись числовых моделей полей в файл ЧМПП; 9) выдача графических справок (карт фактического материала) по файлу МОПП; 10) отображение числовых моделей полей в виде карт в изолиниях, в том числе построение карт прогноза рудоносности (карт изолиний показателя рудоносности).

В наиболее сложных случаях выполнение заказа на решение задачи по обработке данных файла МОПП осуществляется с помощью 5-шаговой процедуры: 1) трансляция заказа, перепись нужных для дальнейшей работы данных из файлов МОПП и ЧМПП в рабочий файл, проведение расчетов с выводом результатов на печать и с записью вновь полученных числовых моделей полей в рабочий файл; 2) перепись числовых моделей полей из рабочего файла в файл ЧМПП; 3) расчет команд для базового графопостроителя на построение карт по числовым моделям полей, считанным из рабочего файла, и запись этих команд на магнитную ленту; 4) перепись команд на построение карт с одной магнитной ленты на другую с заменой кодов базового графопостроителя на коды фактически используемого устройства вывода графической информации; 5) построение карт на графопостроителе с использованием команд, записанных на магнитную ленту при выполнении шага 3 или 4.

Наличие описанного математического обеспечения, ориентированного на использование ЕС ЭВМ старших моделей и планшетных графопостроителей, позволяет реализовать псевдостатистический метод обработки данных геохимических съемок, начиная с записи исходной информации в файл МОПП и кончая выдачей карт прогноза рудоносности, со сравнительно небольшими затратами труда и машинного времени. Метод настолько прост, что участие инженера-геолога или геохимика является абсолютно необходимым только при составлении заказа на обработку данных файла СТАТ с целью получения операторов перехода (выбора общего вида и расчета значений коэффициента для первой части формулы) от полей содержаний различных химических элементов к карте прогноза рудоносности, а также при анализе результатов выполнения упомянутого заказа. Составление заказов на другие этапы обработки данных может быть получено надлежащим образом проинструктированному технику.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шурубор Ю.В. Основы численной геометрии недр // Оценка промышленных запасов нефти, газа и газоконденсата. М.: Недра, 1981. С. 310–322.

О ПОЛИГЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ

При разработке основ поисковой геохимии большое внимание уделяется теории геохимических полей [5]. Полигенность, полихронность и полиформационный характер геохимического поля отмечаются многими исследователями. Поэтому в настоящее время актуальными представляются задачи выявления причин полигенности, разработки методов изучения полигенных геохимических полей, установления их основных свойств и практического использования полученных данных при поисково-геохимических исследованиях.

Полигенность геохимического поля обусловлена пространственным совмещением различных по характеру и времени проявления геологических процессов. Установление их геохимических особенностей — ключ к познанию причин полигенности. При этом в зависимости от масштаба работ принципы и методика изучения полигенного геохимического поля будут несколько различаться между собой. Региональные геохимические исследования нацелены на установление общих закономерностей распределения химических элементов и их ассоциаций, средне- и крупномасштабные — на выявление особенностей распределения элементов в главнейших типах пород, детальные — на исследование процессов формирования полигенного геохимического поля.

Региональные геохимические исследования. При мелкомасштабном (1:100 000—1:200 000) геохимическом картировании анализ полигенного геохимического поля производится исходя из основных закономерностей распределения элементов и изменения структур корреляционных связей между ними в главнейших типах геологических формаций. Они сводятся к следующему.

Распределение элементов в магматических формациях определяется в основном составом пород. Выделяются геохимические ассоциации ультраосновных (Ni, Cr, Pt и др.), основных (Fe, Ti, V, Mn и др.), средних (Cu, Zn, Au, Ag, Ba и др.), кислых (Li, Rb, U, Th, Be, Sn, W и др.) и щелочных (Nb, Zr, Sr, P и др.) пород. В терригенных образованиях полиэлементные ассоциации определяются составом разрушаемых магматических пород, а в существенно карбонатных фациях — разделением элементов на легкоподвижные (K, Ca, Ba, Sr, Mn, Pb, Ag и др.) и инертные (Ti, Al, Zr, Nb и др.) в процессах осадочной дифференциации. Метаморфические породы наследуют геохимические ассоциации первичных магматических и осадочных пород. При региональном метаморфизме и диафорезе они сильно трансформируются. Гидротермально-метасоматические процессы приводят к образованию геохимических ассоциаций пропилитовых (Fe, Mg, Ca, Co, Cu, Ti, V и др.), кварц-светлослюдистых (Mo, W, Pb, Zn, As, Hg и др.) и фельдшпатолитовых (Ta, Nb, Th, U и др.) типов изменений. Дальнейшее их подразделение производится в зависимости от фаций глубинности. Например, для кварц-светлослюдистых образований выделяются элементы грейзеновых (Mo, W), березитовых (Pb, Zn) и аргиллитовых (As, Hg) типов изменений. Рудные процессы приводят к форми-

Таблица 1

Результаты корреляционного и факторного анализов
содержаний SiO_2 , Pb и Zn в магматических породах

Номер п/п	Геохимические параметры	Статистики		Корреляционная матрица			Матрица факторных нагрузок		
		\bar{X}	S	SiO_2	Pb	Zn	I фактор	II фактор	III фактор
1	SiO_2	65,37	4,98	1,00	+0,666	-0,704	+0,982	-0,004	0,188
2	Pb	1,287	0,147	+0,666	1,00	-0,075	+0,704	+0,699	-0,123
3	Zn	1,855	0,189	-0,704	-0,075	1,00	-0,739	+0,660	+0,132
Веса факторов							66,9%	30,8%	2,3%

рованию зон привноса и выноса практически всех рудных элементов и к появлению вертикальной рудной зональности.

Реально наблюдаемые концентрации элементов в геохимическом поле рассматриваются как результат действия нескольких процессов. Поэтому проводится разделение полигенного поля на составляющие, связанные с эпидефинными процессами. Для решения прогнозно-геохимических задач наибольший интерес представляют составляющие, обусловленные гидротермально-метасоматическими и рудными процессами. При разделении геохимического поля на составляющие используется обратная задача метода главных компонент факторного анализа [4].

Сущность предложенной методики разделения полигенного геохимического поля на составляющие поясним на модельном примере (табл. 1). Как видно из рис. 1, содержания свинца увеличиваются от основных магматических пород к кислым, а концентрации цинка уменьшаются, т.е. свинец проявляет здесь фельсифильные свойства, а цинк — фемафильные. Это подтверждается коэффициентами корреляции SiO_2 с Pb (+0,666) и Zn (-0,704). Вместе с тем из рис. 1 видно, что пробы 1–5 расположены выше линий регрессии Pb и Zn на SiO_2 , а пробы 11–15 — ниже линий регрессии. Это значит, что на фоне общей закономерности изменения содержания Pb и Zn в зависимости от состава пород проявлена и другая тенденция — накопление Pb и Zn в одних породах по сравнению с другими. Однако корреляционный анализ данную тенденцию не выявляет (см. табл. 1). И только факторный анализ позволяет обнаружить ее. Первый фактор с дисперсией 66,9% (см. табл. 1) ранжирует пробы по составу пород, что подтверждается его факторной нагрузкой на SiO_2 . Второй фактор с дисперсией 30,8% не зависит от состава пород, так как его факторная нагрузка на SiO_2 незначима. Второй фактор обусловлен одновременным накоплением Pb и Zn, что подтверждается соответствующими факторными нагрузками и значениями второго фактора: в пробах 1–5 они положительные (табл. 2), а в пробах 11–15 — отрицательные, т.е. первые обогащены, а последние обеднены свинцом и цинком. Полученные результаты в соответствии с предложенной последовательностью изучения структур корреляционных матриц при геохимических исследованиях [3] указывают на необходимость решения обратной задачи факторного анализа и рас-

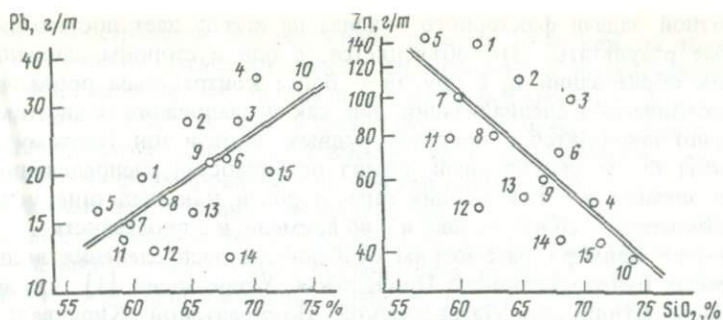


Рис. 1. Зависимость между содержаниями Pb, Zn и SiO_2 в геохимическом поле
I — точки опробования

чета характерных факторов для содержаний элементов путем исключения I фактора. Значения характерного фактора для свинца и цинка (табл. 2) оказались по сути дела индикаторами рудногеохимической специализации пород: у проб 1–5 они положительные, а у проб 11–15 — отрицательные. Важно отметить, что только после исключения I фактора, обусловленного составом пород, удалось обнаружить рудный фактор и выявить сильную связь между свинцом и цинком — коэффициент корреляции их характерных факторов равен +0,932.

Средне- и крупномасштабные геохимические исследования. При геохимическом картировании и поисках масштаба 1:50 000–1:10 000 разделение полигонного геохимического поля на составляющие путем реше-

Т а б л и ц а 2
Значения факторов в точках опробования

Номер п/п	Исходные данные			Общие факторы		Характерные факторы содержаний		
	SiO_2	Pb	Zn	I	II	SiO_2	Pb	Zn
1	61,2	1,29	2,14	-0,96	+1,10	+0,51	+0,10	+0,15
2	64,8	1,43	2,05	-0,09	+1,47	-0,11	+0,15	+0,18
3	69,0	1,43	2,00	+0,42	+1,28	+1,60	+0,10	+0,20
4	70,0	1,55	1,72	+1,43	0,83	-1,49	+0,11	+0,06
5	57,1	1,20	2,16	-1,61	+0,71	-0,38	+0,08	+0,08
6	68,3	1,34	1,86	+0,41	+0,29	+0,95	+0,01	+0,06
7	60,0	1,17	2,02	-1,13	+0,03	+0,14	0	+0,01
8	62,7	1,23	1,90	-0,48	-0,12	-0,30	0	-0,02
9	66,8	1,33	1,79	+0,37	-0,03	-0,38	0	-0,01
10	74,1	1,52	1,58	+1,95	+0,15	-0,81	+0,03	0
11	59,4	1,13	1,90	-1,05	-0,63	-0,85	-0,05	-0,10
12	61,5	1,10	1,72	-0,56	-1,47	-1,12	-0,13	-0,21
13	65,2	1,20	1,74	0	-0,88	-0,18	-0,09	-0,11
14	68,0	1,08	1,63	+0,21	-1,91	+1,63	-0,23	-0,20
15	71,5	1,30	1,62	+1,09	-0,83	+0,78	-0,10	-0,08

ния обратной задачи факторного анализа не всегда дает достаточно эффективные результаты. Это объясняется, с одной стороны, сложностью изучаемых образований и, с другой — более контрастным проявлением рудногеохимической специализации, так как исследования данного масштаба обычно проводятся в пределах рудных узлов и зон. Поэтому здесь необходимы более углубленный анализ особенностей распределения химических элементов в главнейших типах пород и, как следствие, установление закономерностей их эволюции и во времени, и в пространстве.

В качестве примера рассмотрим особенности распределения вольфрама в породах Северо-Западного Приладожья. Установлено [1], что архейские гнейсы фундамента Латвасюрской, Йокирантской, Кирьвалахтинской, Яккимской купольных структур характеризуются невысоким уровнем содержаний вольфрама — в среднем 1,4–1,8 г/т. Средне- и верхнепротерозойские амфиболиты обнаруживают более широкие вариации (1,8–4,4 г/т), в то время как мраморы (1,0 г/т) и кальцифиры (1,9 г/т) характеризуются стабильным невысоким уровнем содержаний вольфрама. При позднепротерозойском региональном метаморфизме в пределах Латвасюрского купола в условиях амфиболитовой фации метаморфизма происходила миграция вольфрама из периферических частей купола и осаждение его на карбонатном барьере в образующихся здесь пироксен-плагиоклазовых скарноподобных породах (6,0–31,2 г/т). В северо-восточной части района в зоне низких ступеней метаморфизма процессы метаморфогенной дифференциации вольфрама проявились значительно слабее. Более поздние постладожские аллохтонные граниты характеризуются невысоким уровнем содержаний вольфрама — 2,0 г/т; на заключительных этапах становления гранитов вольфрам или накапливался в мусковит-содержащих пегматитах (2,5 г/т), или выносился во вмещающие породы (до 1,5 г/т) на участках развития кварц-полевошпатовых метасоматитов. С метасоматозом связаны интенсивное перераспределение вольфрама в скарноподобных породах обрамления Латвасюрского купола, концентрация его в пироксен-гранатовых окварцованных и фельдшпатизированных скарнах (до 170 г/т) и образование шеелитовой минерализации. Формирование полигенного геохимического поля вольфрама в Северо-Западном Приладожье связано со следующими этапами проявления различных геологических процессов: сингенетический — образование пород фундамента, отложение карбонатно-вулканогенных толщ, внедрение аллохтонных гранитов; эпигенетический региональный метаморфизм, рудоподготовительная роль которого выражена в накоплении вольфрама в скарноподобных породах, и постгранитный кварц-полевошпатовый околорудный метасоматоз, с которым ассоциирует шеелитовое оруденение.

Детальные геохимические исследования. При геохимических исследованиях масштаба 1:10 000–1:1000 в пределах рудных полей и месторождений основное внимание уделяется изучению процессов формирования полигенного геохимического поля. При этом на ранних этапах исследования используются методы факторного анализа и устанавливаются закономерности эволюции содержаний химических элементов в главнейших типах пород. На заключительных этапах основной упор делается на изучение геолого-геохимических процессов "в чистом виде". Это достигается путем отбора проб всех типов пород в каждой точке геологи-

ческого пространства, последующим расчетом для каждой точки разностей содержаний элементов между измененными и неизменными породами. Картирование по площади полиэлементных характеристик — разностей содержаний элементов для каждого изучаемого геолого-геохимического процесса — позволяет восстановить последовательность и характер процессов формирования полигенного геохимического поля.

Детальные исследования проведены на одном из штокверково-шеелитовых месторождений Южного Казахстана, залегающем среди сильно серицитизированных ордовикских песчаников в экзоконтакте массива верхнедевонских грейзенизированных лейкогранитов. Полигенное геохимическое поле вольфрама сформировалось в пять этапов: 1) образование ордовикских терригенных толщ с содержанием вольфрама 3–7 г/т, 2) доверхнедевонский кальциевый метасоматоз и образование обогащенных вольфрамом (6–260 г/т) дорудных метасоматитов, 3) внедрение рудоносных гранитов (10–15 г/т), 4) образование экзоконтактового ореола кварцсерицитовых околорудных метасоматитов (до 400 г/т) и формирование мусковит-шеелит-кварцевых жил штокверка (среднее содержание вольфрама 1800 г/т), 5) внедрение пострудных каменноугольных диабазовых даек и образование кварц-карбонатных безрудных жил.

Дорудные метасоматиты описываемого месторождения развиты по аркозовым метаморфизованным песчаникам с существенно биотитовым, хлоритовым или актинолитовым цементом. Метасоматиты пользуются площадным развитием, составляют 10–60% объема породы и представлены полосчатыми, линзовидными, реже пятнистыми обособлениями светлого зеленовато-серого цвета мощностью 0,2–30 см и протяженностью 0,1–3 м. При переходе от темно-зеленых метапесчаников к светлым метасоматитам наблюдается закономерная смена минеральных ассоциаций: 1) контактовая зона — замещение биотит-хлорит-актинолитового цемента метапесчаников радиально-лучистым актинолитом, появление скрытокристаллического диопсида, 2) внешняя зона — замещение актинолита диопсидом с незначительным количеством плагиоклаза № 40–45, клиноцоизита, эпидота, кварца; обломочный материал песчаников корродирован; 3) внутренняя зона — актинолит и обломочный материал песчаников полностью замещены клиноцоизитом, эпидотом, плагиоклазом, кварцем, подчиненными диопсидом, гроссуляром, шеелитом и более поздними кальцитом, цеолитом, пренитом. Формирование метасоматитов сопровождалось выносом железа, магния, калия, незначительным привнесением натрия, кремния и резким обогащением кальцием (4,9% CaO в метапесчаниках и 11,4% CaO в метасоматитах). По сравнению с песчаниками метасоматиты соответственно обогащены (в г/м): вольфрамом (4,3 и 26,6), свинцом (72 и 203), цинком (187 и 368), оловом (5,3 и 9,2), серебром (0,21 и 0,26), германием (0,7 и 1,1), марганцем (656 и 937), стронцием (160 и 232) и обеднены рубидием (173 и 108), никелем (43 и 30), хромом (106 и 90), ванадием (128 и 104), титаном (4530 и 3380), кобальтом (12,4 и 9,3), скандием (23,4 и 18,9), галлием (19,4 и 15,7) и другими элементами. Минералогические и петрогеохимические данные позволяют отнести дорудные метасоматиты месторождения к родингитоподобным образованиям.

Изучение особенностей распределения вольфрама в метапесчаниках

и дорудных метасоматитах штокверка показало, что средние содержания его в метапесчаниках с различным цементом близки между собой (с существенно биотитовым цементом — 4,4 г/т, хлоритовым — 4,6 актинолитовым — 3,4), в то время как метасоматиты отличаются резко дифференцированным характером распределения вольфрама. Накопление его происходит на контактах песчаников и метасоматитов (37,1 г/т) и во внутренних зонах (59,4 г/т), тогда как во внешних зонах отмечаются несколько пониженные (17,5 г/т) содержания вольфрама. Существенное влияние на распределение вольфрама оказывает минеральный состав метасоматитов. Содержание его уменьшается при переходе от актинолитовых разновидностей к существенно диопсидовым (49,0 → 11,8 г/т), от безэпидотовых к эпидотсодержащим (21,0 → 6,3 г/т) и увеличивается в бездиопсидовых (157 г/т) и кварц-полевошпатовых (260 г/т) разновидностях внутренних зон метасоматитов.

Процессы более поздней околорудной серицитизации привели к перераспределению вольфрама в метапесчаниках и дорудных метасоматитах. От слабо- к сильносерицитизированным породам наблюдается увеличение концентраций вольфрама в метапесчаниках (3,5 → 6,8 г/т), метасоматитах внешних зон (17,4 → 29,8 г/т) и внутренних зон (25,9 → 123 г/т). Поэтому при анализе закономерностей площадного перераспределения вольфрама при дорудном метасоматозе нами для каждого обнажения рассчитывался исходя из логнормального закона коэффициент перераспределения K_{Π} по формуле:

$$\lg K_{\Pi} = \lg C_2 - \lg C_1,$$

где C_1 — содержание вольфрама в песчанике; C_2 — содержание вольфрама в метасоматите.

Картирование K_{Π} показало (рис. 2), что в северо-западной части Богутинского месторождения среди сильно серицитизированных песчаников в непосредственном экзоконтакте рудоносной интрузии метапесчаники и дорудные метасоматиты содержат вольфрам примерно в равном количестве (3–10 г/т). В восточной, юго-восточной и южных частях месторождения наблюдается более дифференцированное распределение вольфрама и в метапесчаниках (2–30 г/т), и в дорудных метасоматитах (4–500 г/т). При этом к флангам месторождения происходит закономерное увеличение коэффициента перераспределения от 5 до 30 и более. Максимальные значения K_{Π} отмечаются на участках слабой серицитизации пород. Таким образом, процессы околорудной серицитизации нивелируют различия в содержаниях вольфрама в метапесчаниках и дорудных метасоматитах. Значительная часть вольфрама, накопленного при дорудном метасоматозе, идет на формирование Богутинского штокверка. Этот вывод подтверждается и непосредственными наблюдениями — в нескольких обнажениях в рудных жилах отмечалось высокое содержание шеелита на тех участках, где жилы пересекают дорудные метасоматиты с вкрапленностью шеелита, образовавшегося при дорудном метасоматозе.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод, что рудингитоподобные существенно кальциевые дорудные метасоматиты Богутинского рудного поля характеризуются высококлакковым содержанием вольфрама и являются одним из источников рудного вещества при формировании месторождения.

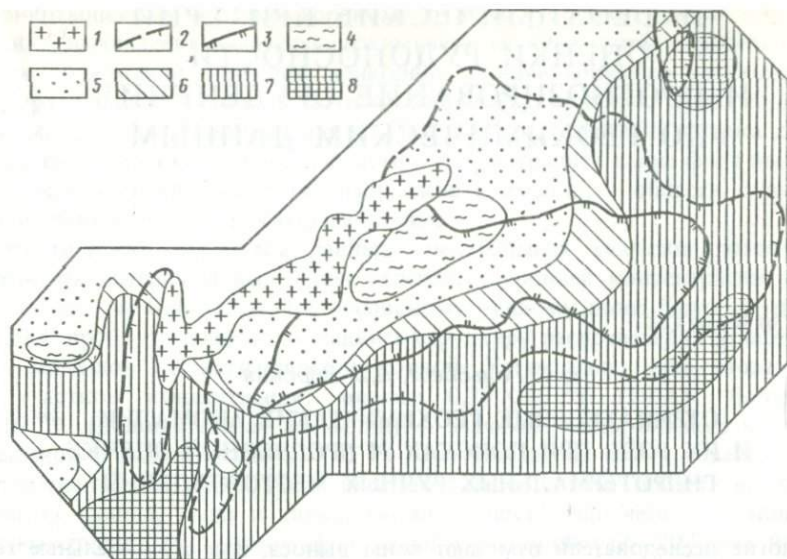


Рис. 2. Характер перераспределения вольфрама в дорудных метасоматитах Богутинского месторождения

1 — граниты; 2, 3 — контуры зоны серицитизации: 2 — слабой, 3 — сильной; 4—8 — значение коэффициента перераспределения: 4 — меньше 1, 5 — 1, 6 — 2, 7 — 5, 8 — 30

Завершая рассмотрение методических и прикладных аспектов изучения полигенных геохимических полей, необходимо подчеркнуть, что предложенная последовательность работ в зависимости от масштаба исследований является всего лишь схемой и отнюдь не исключает иных подходов и иной последовательности в обработке материалов. Например, использование коэффициента перераспределения при региональных исследованиях [2] позволило выявить региональные зоны привноса и выноса рудных элементов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гавриленко В.В., Калиничева Г.И., Скублов Г.Т. О вольфрамоносности Северо-Западного Приладожья // Сов. геология. 1980. № 12. С. 52—59.
2. Принципы и методика геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений: (методические рекомендации). Л.: Недра, 1979. 166 с.
3. Скублов Г.Т. Об изучении структур корреляционных матриц при геохимических исследованиях // Вопросы геохимии и типоморфизм минералов. Л.: ЛГУ, 1978. С. 75—86.
4. Скублов Г.Т., Белонин М.Д. Выделение рудных узлов и зон при геохимическом картировании // Сов. геология. 1978. № 4. С. 100—111.
5. Таусон Л.В. Теория геохимических полей // Методы прикладной геохимии. Иркутск: ИГХ СО АН СССР, 1981. Ч. 1. С. 6, 7.

II. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

УДК 550.849.085.75

И.С. Гольдберг, Д.В. Воронин

ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ И ИХ РОЛЬ ПРИ ПОИСКАХ И ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Многие исследователи отмечают зоны выноса, или отрицательные геохимические аномалии (ОГА), пространственно связанные с рудными концентрациями. Они выявлены В.Л. Барсуковым для кварц-касситеритовых и сульфидно-касситеритовых месторождений Дальнего Востока [1]; Ю.Г. Щербаковым для золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау и Горного Алтая [7]; В.В. Поликарпочкиным и др. для золоторудных месторождений [5]; А.Л. Лисковичем и Ю.В. Казициным для месторождений урана, радия и тория [3] и многими другими исследователями. Большие работы в этом направлении выполнены сотрудниками ВСЕГЕИ под руководством Е.В. Плющева [4]. Ими откартированы обширные зоны слабой пропилизитизации, в пределах которых установлены участки выноса (или отрицательных аномалий) рудных элементов. Точно выполненное картирование позволило установить, что "размеры ореолов слабого изменения составляют десятки и сотни квадратных километров и в совокупности охватывают подвижные области земной коры в целом" [4, с. 8]. Даже небольшие изменения (5–15% новообразований) приводят к массам перераспределения вещества порядка 10^8 т на 1 км^3 . В масштабе явления в целом эти изменения превращаются в весьма существенный фактор дифференциации вещества в земной коре. В этом процессе дифференциации неизбежно принимает участие и рудное вещество.

На большом фактическом материале по обширным площадям Казахстана и Средней Азии удалось установить структурную зависимость между областями слабых изменений с входящими в них зонами ОГА и рудными месторождениями с окружающими их гидротермалитами, первичными ореолами и особенностями зонального распределения элементов в них. Эти исследования позволили сделать важный вывод о генетическом единстве процессов, протекающих на обширных пространствах от периферийных областей до центральных зон, содержащих тела гидротермалитов и руды.

Исследования авторов были прямо нацелены на выявление зон ОГА. С этой целью были пересмотрены первичные геохимические материалы

по Прииртышскому и Лениногорскому рудным районам Рудного Алтая. Практика вычисления местного геохимического поля путем определения средних содержаний металлов приводила к нивелированию геохимических характеристик участков. Поэтому за фон был принят интервал содержаний металлов от минимальных до максимальных значений кларка для соответствующих типов пород. Области с концентрацией выше фона выделялись как положительные геохимические аномалии, а области с концентрацией ниже фона — как отрицательные.

Статистическая обработка данных спектральных анализов позволила уточнить интервалы выделения отдельных уровней концентрации металлов. Так, по Березовско-Белоусовскому рудному полю было обработано 2000 проб, что позволило выявить структуру распределения концентраций металлов по вариационной кривой. Установлено существование трех участков концентрации: меньше $0,75 \times 10^{-3}\%$ (ОГА); больше $11 \times 10^{-3}\%$ (положительная аномалия) и значимая часть, близкая к логнормальной с модой около $2 \times 10^{-3}\%$. Соответственно этому перестроенные геохимические карты позволили выявить обширные области выноса элементов свинца, меди и цинка, имеющие достаточно четкую позицию в системе рудное тело—ореол—фон: а) ОГА составляют 60–70% всей площади рудного поля; б) ОГА располагаются в центральной части рудного поля, развиваются по склонению рудных тел и прослеживаются по склонению и простиранию далеко за контурами рудных тел и положительных аномалий; на флангах и по периферии поля ОГА оконтуриваются участками с фоновыми концентрациями; таким образом, руда—плюс-минус аномалии образуют достаточно обособленные площади, близко совпадающие с выявленными Е.В. Плющевым ореолами регионально-метасоматических формаций; в) ОГА развиваются независимо от степени метасоматической переработки пород и обычны в слабо и вообще неизменных породах; г) на основании нескольких тысяч анализов по отдельным рудным полям установлено, что вынос свинца, меди цинка достигает 60–70%; это обеспечивает извлечение из 1 км^3 литосферы 160 тыс. т меди, 25–30 тыс. т свинца, 84 тыс. т цинка; д) баланс привноса-выноса элементов в плюс-минус аномалиях удовлетворительно совпадает между собой с точностью $\pm 25\%$; при этом запасы металла в рудах месторождений рудного поля составляют $\sim 10\%$ от общего количества извлеченного металла.

Все сказанное выдвигает отрицательные геохимические аномалии в ряд значительных геологических явлений, имеющих более широкое развитие, чем представлялось до сих пор.

Теоретической предпосылкой такого взгляда является энергетическая теория рудо(ореоло)образования Н.И. Сафронова [6]. Согласно его представлениям, обобщенным показателем любого рудного процесса является энергия рудо(ореоло)образования. Расчет энергии рудного процесса выполнен им при условии, что: 1) рудные месторождения образовались после возникновения литосферы и всеобщего рассеяния элементов в ней; 2) рудообразующий материал, участвующий в формировании месторождений, черпался из ранее возникшего рассеяния путем выщелачивания гидротермами. Следует оговорить, что понятие "выщелачивание" Н.И. Сафронов понимал широко. "Со своей стороны заметим, — писал он, — что точки зрения о собственно магматическом или метаморфическом про-

исхождении рудообразующих гидротермальных растворов близки, потому что предполагают возникновение металлической нагрузки за счет выщелачивания металлов из родоначальных магм или метаморфизируемых пород, где они первоначально находились в рассеянном состоянии” [6, с. 40]. Для перехода от рассеянного к концентрированному состоянию Н.И. Сафроновым введено понятие о разрежении и сжатии “рудной атмосферы” и применены уравнения термодинамики идеальных газовых смесей и растворов для изотермического процесса. Следствием из представлений Н.И. Сафронова о рудообразовании как сопряженном процессе разрежения—сжатия рудной атмосферы является неизбежность появления областей с пониженной против кларка концентрацией рудных элементов.

О том, как извлекается рудное вещество с обширных пространств, как оно переносится и отлагается, есть различные мнения, достаточно известные и поэтому здесь не обсуждаемые. Однако проблема эта еще далека от своего разрешения и представляет не только теоретический интерес. Подлинное знание явления, безусловно, открыло бы новые пути и возможности для прогнозирования глубокозалегающих месторождений. В связи с этим авторы считают возможным высказать свои представления об электрохимическом механизме этого явления, предварив их изложением результатов экспериментальных исследований.

Исследование электрохимического извлечения элементов проводилось на различных горных породах. В качестве примера приводятся данные по извлечению из дунита (Полярный Урал, массив Рай-Из), альбитофира и известняка (Рудный Алтай, вулканогенно-осадочная толща Березовско-Белоусовского рудного поля), диктионемового сланца (Эстонская ССР, отложения ордовика в районе Мооре).

Методика и техника экспериментальных исследований рассмотрена была ранее [2]. Основные результаты наблюдений сводятся к следующему.

Под действием электрического тока из горных пород происходит извлечение как породообразующих (макро), так и примесных (микро) элементов. Если ввести представление о степени извлечения элементов α_i :

$$\alpha_i = \frac{M_{i_{изв}}}{M_{i_{исх}}} \cdot 100,$$

где $M_{i_{изв}}$ — масса извлеченного элемента; $M_{i_{исх}}$ — масса элемента в исходной породе, то в зависимости от α_i элементы можно расположить в ряды:

дунит $Ca > Cu > Al > Mg > Si > Fe$,

альбитофир $Cu > Mg > Pb > Ca > Fe > Si > Al$,

сланец $Ca > Mg > Pb > Cu > Fe > Al > Si$,

известняк $Mg > Pb > Cu > Si > Al > Ca > Fe$.

В приведенных рядах наибольшей степень извлечения обладают элементы, которые являются примесями к основной породе. Наоборот, главные породообразующие элементы для каждой породы имеют наименьшую степень извлечения. Действительно, в исходных породах те же элементы убывают в следующем порядке:

дунит $Mg > Si > Fe > Al > Ca > Cu$,

альбитофир $Si > Al > Ca > Fe > Mg > Cu > Pb$,

Таблица 1
Степень извлечения кальция и магния

Порода	Кальций		Магний	
	содержание СаО в исходной породе, %	α_i Са, %	содержание MgO в исходной породе, %	α_i Mg, %
Дунит	0,1	62,4	46,2	0,18
Сланец	0,29	13,3	1,10	5,05
Альбитофир	2,0	1,5	0,42	4,60
Известняк	54,4	0,74	0,20	25,1

Таблица 2
Степень электрохимического извлечения меди

Извлечение меди	Дунит	Альбитофир	Диктионемовый сланец	Известняк
Содержание меди в породе, мкг/г	19,0	19,2	104,9	21,8
Извлечение меди мкг/г	13,3	12,9	26,2	10,6
Извлечение меди в % от валового содержания	70,0	67,2	25,0	48,6

сланец $Si > Al > Fe > Mg > Ca > Cu > Pb$,

известняк $Ca > Si > Al > Fe > Mg > Cu > Pb^1$.

Как видим, ряды относительных содержаний элементов обратны рядам по степени извлечения этих элементов. Это особенно наглядно при количественной оценке: рассмотрим, например, элементы кальций, магний (табл. 1) и медь (табл. 2).

Из табл. 2 видно, что в результате прохождения электрического тока через горные породы извлекается примерно 50% Cu.

В то же время макрокомпоненты извлекались в следующих количествах: известняки — 0,85%, сланцы — 0,36, дуниты — 0,23, альбитофиры — 0,17%.

Интенсивный вынос одних элементов при значительно меньшей степени извлечения других приводит к очищению пород от элементов-примесей даже в слабом электрическом поле. Это явление широко используется в технике электрочистки минералов для улучшения качества изоляторов, при создании полупроводников с заданными свойствами и т.д.

В основе этого важного свойства электрохимического извлечения элементов лежит, вероятнее всего, во-первых, различие энергетического состояния элементов-примесей и остальных порообразующих элементов и, во-вторых, нахождение элементов-примесей на дислокациях в кристаллических решетках, микротрещинах, порах и других участках, наиболее пронизываемых для электрического тока.

¹ При анализе извлеченных из пород элементов натрия и калия в этой серии экспериментов по техническим причинам не определялись.

Из рассмотренных экспериментальных наблюдений подчеркнем два следующих момента: а) глубокий вынос рудных элементов при отсутствии заметных изменений породообразующих минералов и породы в целом и б) незначительные затраты энергии для осуществления глубокого выноса рудных элементов.

Глубокий вынос прямо соответствует явлениям, наблюдаемым в природе и описанным выше, незначительные затраты энергии позволяют рассматривать электрохимические процессы как возможный механизм перераспределения элементов в природных средах, учитывая энергию естественных электрических полей в земной коре.

Авторам представляется, что проработка значительных (десятки кубических километров) объемов горных пород и извлечением рудных элементов, их направленное перемещение и накопление в областях стока более полное и достоверное объясняются с электрохимических позиций, чем на основании только градиентов давления, концентрации или температуры.

Но каков бы ни был механизм, само явление сопряжения плюс-минус аномалий, установленное на многих типах месторождений, масштабы его развития делают его настолько значительным качественно-структурным элементом геохимического поля, что им нельзя пренебрегать при поисковых геохимических исследованиях. В связи с этим формулируются следующие принципы прогнозирования.

1. На стадии региональных поисков обнаружение ОГА может служить поисковым признаком нахождение рудных концентраций; широта проявления ОГА облегчает оконтуривание перспективных площадей и позволяет судить о вероятных масштабах оруденения.

2. На стадии крупномасштабных поисков соотношение площадей отрицательных и положительных аномалий, контрастность в их распределении — свидетельство степени концентрирования рудного вещества и возможных мест его локализации.

3. Объем выноса вещества из ОГА — свидетельство ожидаемых запасов руд.

Указанные принципы поисков и прогнозирования рудных месторождений опираются на явление независимо от механизма его возникновения. Вместе с тем привлечение электрохимических представлений с вытекающим отсюда учетом специфических электрохимических явлений могло бы, по мнению авторов, уточнить эти принципы за счет выявления вероятных путей и направлений миграции элементов и областей их концентрирования. Изучение путей миграции опирается на явление ориентированного отложения вещества в поле электрического тока, возникновения специфической зональности по формам нахождения элементов, изменения внешней и внутренней структуры эпигенетических минералов.

Авторам представляется в связи с этим, что детальное минералогоструктурное изучение геохимического поля могло бы быть новым и важным в поисковых целях направлением развития геохимии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В.Л. О проблеме источника рудного вещества // Междунар. геохим. конгр.: Тез. докл. Москва, июль. 1971. М., 1971. Т. 1. С. 213–214.

2. Гольдберг И.С. Электрохимическое извлечение элементов из горных пород: Сообщ. 3 // Методика и техника разведки. Л.: ОНТИ ВИТР, 1979. № 127. С. 59–66.

3. Лискович П.Л., Казинин Ю.В. Калишпатизированные источники металлов в гидротермальном процессе // Междунар. геохим. конгр.: Тез. докл. Москва, июль. 1971. Т. 1. С. 253–254.

4. Плющев Е.В., Ушаков О.П. и др. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1981. 260 с.

5. Поликарпочкин В.В., Китаев Н.А. и др. Геохимические особенности процессов образования золотоносных кварцево-сульфидных жил и зон // Междунар. геохим. конгр.: Тез. докл. Москва, июль. 1971. М., 1971. Т. 1. С. 379–380.

6. Сафронов Н.И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л.: Недра, 1971. 215 с.

7. Щербаков Ю.Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск: Наука, 1974. 276 с.

УДК 550.84.09 : 553.063 (571.54/55)

В.И. Гребенщикова, Ю.П. Трошин

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕГМАТИТОВОГО ПОЛЯ АДУН-ЧЕЛОНА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) И КРИТЕРИИ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ ПЕГМАТИТОВ НА ЦВЕТНЫЕ КАМНИ

Верхнеурский Адун-Челонский массив плюмазитовых гранитов площадью 70 км² имеет округлую форму, характеризуется сравнительно глубоким уровнем эрозионного среза, большим в северо-восточной, чем в юго-западной части, и насыщенностью пегматитовыми телами, часто содержащими цветные камни. В массиве существует концентрическая зональность: от краевой зоны закалки внутрь массива идут порфириовидные граниты, сменяемые в центре гранит-порфирами. Центр этой зональности сдвинут в северо-восточном направлении, в результате чего проявлена также линейная зональность по линии юго-запад–северо-восток, усиленная концентрацией главной массы пегматитов в северо-восточной части массива (рис. 1). В направлении от краевой зоны массива к центру и с юго-запада на северо-восток наблюдается отчетливая смена зон относительного обогащения летучими и редкими: С, Cl, Zn → (ОН), В, W, Nb, Pb → F, Li, Rb, Sn.

По условиям образования выделяются пегматиты выполнения и пегматиты замещения. Первый тип пегматитов наиболее широко распространен в массиве и представлен кварц-полевошпатовыми телами зонального строения, часто содержащими цветные камни. От краевой к центральной части пегматитового тела наблюдается обычная смена зон: мелкозернистый гранит, письменный гранит, блоковый пегматит и кварцевое или полевошпатовое ядро.

Пегматиты замещения имеют незначительные размеры и представлены кварц-полевошпатовой породой. Контакты их с гранитом постепенные. Практического значения они не имеют.

Пегматиты выполнения относятся к миароловому типу. Они встречаются в краевой и промежуточной зонах массива. Изучено 180 пегматитовых тел. Форма пегматитов штоко- и линзовидная. Размеры — до 5 м в диаметре, протяженность 5–100 м. Размеры гнезд в пегматитах достигают 3–4 м, форма гнезд круглая или линзовидная; они часто запол-

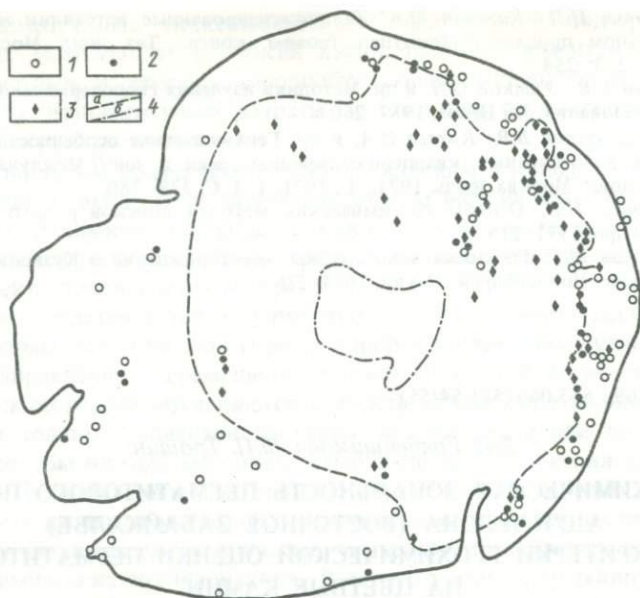


Рис. 1. Схема минеральной зональности пегматитового поля в Адун-Челонском массиве

1 — недифференцированные (кварц-полевошпатовые) пегматиты; 2 — слабо дифференцированные (с биотитом и небольшим количеством мориона, турмалина, альбита); 3 — четко дифференцированные пегматиты (с морионом, турмалином, клевеландитом, флюоритом, мусковитом, реже с гелиодором и топазом); 4 — границы: а — между краевой и промежуточной зонами массива, б — гранит-порфиров центра

нены глиной, в которой встречаются кристаллы мориона, прозрачные топазы, гелиодоры, флюорит различных оттенков и турмалин (шерл). Пегматитовые жилы Адун-Челона в прошлом дали довольно значительное количество цветных камней, но полностью не были отработаны. Остается реальной возможность нахождения на площади массива новых пегматитовых тел с цветными камнями.

В составе пегматитов в зависимости от их местоположения внутри массива отмечается минеральная зональность. В краевых частях массива встречаются преимущественно кварц-полевошпатовые пегматитовые тела (протопегматиты) и кварцевые жилы, не содержащие цветных камней. В кварц-полевошпатовых жилах несколько ближе к центру массива начинает появляться биотит, затем появляется турмалин. Далее в этом же направлении в пегматитах появляются в небольших количествах морион, флюорит, альбит, мусковит. Пегматиты внутренней зоны содержат уже значительно больше этих минералов, и в них наблюдаются гелиодор и топаз. В центральной части массива крупных пегматитовых тел нет, но часто встречаются мелкие пегматоидные шпидры. Изменение минерального состава пегматитов отражает степень их дифференцированности. При этом в краевой части массива наблюдаются слабо дифференцированные тела, а в промежуточной зоне — четко дифференцированные (см. рис. 1).

Геохимическая зональность, характерная для гранитов массива, находит свое отражение и в составе пегматитов. Концентрическая геохими-

Таблица 1

Соотношения элементов в калиевых полевых шпатах из пегматитов

Зона массива	K : Rb	Rb : Cs	Число проб
Северо-восточная	154	240	21
Юго-западная	186	39,6	8
Краевая	180	300	20
Промежуточная	41,9	39,7	9

Таблица 2

Соотношение концентраций ионов в водных вытяжках из кварцев пегматитовых тел

Зона массива, разновидность	F ⁻	F ⁻ + Cl ⁻	Ca ²⁺	Na ⁺	Na ⁺ + K ⁺	Li	Число проб
	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	Mg ²⁺	K ⁺	Ca ²⁺ + Mg ²⁺ Na ⁺ + K ⁺		
Северо-восточная	0,37	1,3	1,80	3,1	4,03	0,076	24
Юго-западная	0,28	0,7	2,44	8,1	2,36	0,059	8
Белый кварц	0,17	1,24	1,8	8,23	5,10	0,063	11
Морион	0,44	1,64	1,6	3,12	1,64	0,210	10
Хрусталь	0,47	1,74	5,1	2,25	1,41	0,073	6

Таблица 3

Содержания элементов-примесей в кварцах из пегматитов (г/т)

Зона массива	Генерации кварца	Sn	Be	Li	B	Pb	Mn	Ti	Число проб
Северо-восточная	Белый	1,24	13,1	30,1	42,2	1,03	32,6	451,1	86
	Морион	1,38	5,6	29,0	64,3	1,02	38,4	440,0	49
	Хрусталь	0,89	3,9	35,2	46,6	0,92	37,4	444,4	27
Юго-западная	Белый	0,81	7,2	35,5	39,4	2,41	54,4	479,0	27
	Морион	1,14	7,4	32,8	74,3	2,14	45,7	357,0	7
	Хрусталь	0,40	3,8	30,0	44,0	1,40	56,0	560,0	5

ческая зональность пегматитового поля выражается в последовательном изменении состава минералов из пегматитовых тел в зависимости от их местоположения в массиве. Условно были выделены три концентрические зоны: краевая, промежуточная и внутренняя. В биотитах из пегматитов краевой зоны отмечаются повышенные содержания CO₂, H₂O, Cl, Sn, W, Mg. В биотитах из пегматитов промежуточной зоны больше F, Cs. В центральной части массива наблюдаются лишь небольшие пегматоидные выделения, а крупных тел, как уже отмечалось, нет.

Для щелочных полевых шпатов из пегматитов промежуточной зоны характерны более низкие отношения K : Pb, Pb : Cs и Ca : Na, чем в калиевых полевых шпатах краевой части Адун-Челонского массива (табл. 1).

В биотитах из гранитов и из пегматитов более глубокой северо-восточной части рассматриваемого массива отмечаются повышенные средние

Таблица 4
Особенности распределения элементов в биотитах
и полевых шпатах из пегматитов

Породы	Биотиты							
	F:Cl	Al	Fe	Ti	Mn	Be	Sn	W
		мас. %				г/т		
Пегматиты								
с самоцветами	83,0	13,73	11,7	0,57	0,82	11,3	435	63,0
без самоцветов	34,5	11,62	13,1	0,45	1,16	7,5	710	25,3

концентрации фтора (1,66% в гранитах, 5,2% в пегматитах). В менее глубокой юго-западной части массива содержание фтора меньше (1,38% в гранитах, 2,59% в пегматитах). Поведение хлора в биотитах противоположно поведению фтора, в юго-западной части массива содержание хлора больше (0,15% в граните, 0,11% в пегматитах), чем в северо-восточной части (0,13% в граните, 0,071 в пегматитах).

Пегматиты северо-восточной части Адун-Челонского массива характеризуются относительно повышенными содержаниями F^- , K^+ и Na^+ из жидких включений в кварцах, Rb в калиевых полевых шпатах, Be и Sn в кварцах, а в пегматитах юго-западной части массива несколько выше содержание HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} из жидких включений в кварцах, Mn и Pb в кварцах различных зон Адун-Челонского массива (см. табл. 1–3).

Для каждого отдельного пегматитового тела эволюция состава среды пегматитообразования во времени четко прослеживается по изменению состава различных генераций кварца. От наиболее ранних белых кварцев через морионы к наиболее поздним кристаллам горного хрусталя в жидких включениях из этих минералов растут значения отношений $Na^+ : K^+$, $(Na^+ + K^+) : (Ca^{2+} + Mg^{2+})$ (табл. 2).

Изменение состава минералов пегматитов от юго-западной зоны массива к северо-восточной, от контактовой зоны к центральной и от ранних генераций минералов к поздним является одинаковым по ряду параметров. Оно отражает изменение среды пегматитообразования во времени. Это изменение выражается в росте значений отношений $(F^- + Cl^-) : HCO_3^-$, $F^- : Cl^-$ и в уменьшении значений отношений $Na : K$, $K : Rb$.

Таблица 5
Особенности распределения элементов в кварцах из пегматитов

Разновидность кварца	Пегматиты с самоцветами				Пегматиты без самоцветов			
	Be	B	Li	Число проб	Be	B	Li	Число проб
Белый кварц	7,8	43,5	28,2	23	11,1	51,4	45,0	99
Морион	4,4	43,6	28,2	11	7,5	66,3	30,2	38
Хрусталь	3,8	30,0	31,7	6	4,0	50,4	35,2	25

Pb	Zn	Число проб	Полевые шпаты						Число проб
			мас. %						
			Rb	Cs	Ca	K:Rb	Rb:Cs	Ca:Na	
г/т									
16,5	670	5	0,142	0,0018	0,0175	71,0	220	0,0077	6
6,5	470	4	0,063	0,0011	0,0700	137,5	105	0,0375	22

Пегматиты, содержащие самоцветы, отличаются по геохимическим данным от тех пегматитов, где цветные камни не встречены. Одним из четких критериев является распределение щелочей и Ca в щелочных полевых шпатах. В пегматитах, содержащих цветные камни, отмечаются минимальные концентрации Ca и увеличение содержаний Rb и Cs по сравнению с содержанием K и Na. Показательными являются соотношения ряда элементов. В калиевых полевых шпатах из пегматитов с цветными камнями отношение $Ca : Na$ в пять раз меньше, чем в калиевых полевых шпатах из пегматитов, не перспективных на топаз. Отчетливые закономерности проявляются по $K : Rb$ и $Rb : Cs$ отношениям; в биотитах из пегматитов отмечается увеличение концентраций Sn, W, Rb, Zn (табл. 4, 5).

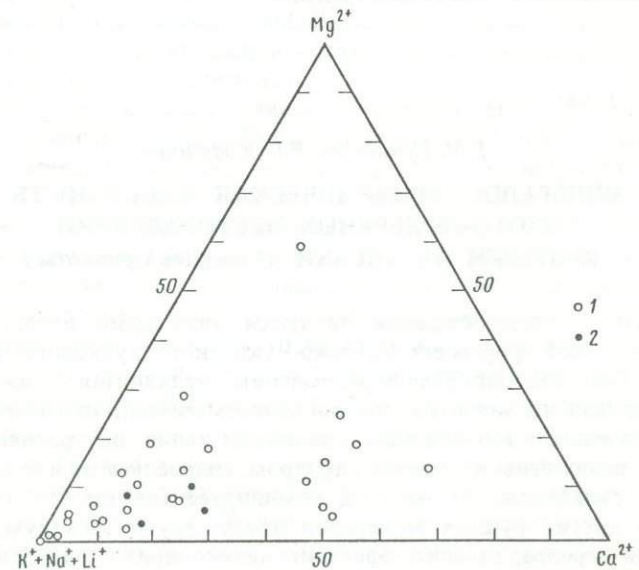


Рис. 2. Состав водных вытяжек из кварцев пегматитов на диаграмме $(K^+ + Na^+ + Li^+) - Mg^{2+} - Ca^{2+}$

1 — пегматиты без цветных камней; 2 — пегматиты с цветными камнями

Отличительной особенностью состава газовой-жидких включений в кварцах из пегматитов с топазом по сравнению с кварцами из неперспективных пегматитов является преобладание Ca^{2+} над Mg^{2+} и Mn^{2+} , а также $(\text{K}^+ + \text{Na}^+ + \text{Li}^+)$ над Ca^{2+} и Mg^{2+} (рис. 2). В различных генерациях кварца из перспективных пегматитов содержания Be, B и Li заметно ниже по сравнению с кварцами из пегматитов без цветных камней. Это объясняется, по-видимому, рассеянием Be, а также B и Li в кварцах.

Таким образом, в результате сравнительного анализа геохимических данных по пегматитам, содержащим и не содержащим цветные камни, установлены геохимические критерии их различия. Пегматиты с цветными камнями характеризуются: а) минимальными концентрациями Ca и высокими — Rb и Cs в калиевых полевых шпатах; б) низкими отношениями Ca : Na в калиевых полевых шпатах; в) высокими концентрациями Sn и W в биотитах и высоким отношением F : Cl; г) преобладанием суммы щелочей $(\text{K}^+ + \text{Na}^+ + \text{Li})$ над Ca^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} в газовой-жидких включениях в кварцах.

Штокообразная и линзовидная форма пегматитов, характеризующаяся многочисленными раздувами и пережимами, хорошо проявленные процессы постмагматического замещения, наличие миароловых пустот, содержащих цветные камни, значительные размеры пегматитовых тел по падению, а также современное состояние старых выработок, представляющих собой в основной массе лишь неглубокие шурфы и поверхностные расчистки, — все указывает на дальнейшую перспективность известных пегматитовых тел. Произведенная с учетом геохимических критериев разведка пегматитов Адун-Челонского массива позволила из 180 известных пегматитовых тел выделить 40 жил, перспективных для проведения первоочередных работ на поиски цветных камней.

УДК 550.84 : 553.41

Г.М. Гундобин, Р.Г. Кравцова

МИНЕРАЛОГ-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И КРИТЕРИИ ИХ ОЦЕНКИ (Северное Приохотье)

Исследуемые месторождения являются типичными представителями золото-серебряной формации Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [1, 4, 13]. Они залегают среди верхнемеловых вулканитов (дациты, андезиты) и представлены мощными зонами метасоматически измененных пород, характеризующихся интенсивным притоком калия. Внутренние части зон изменения выполнены кварцем с адуляром, гидрослюдами и бедной вкрапленностью сульфидов, из которых доминирует (свыше 95% от суммы) пирит. Из других рудных минералов присутствуют электрум, аргентит, сульфосоли серебра, галенит, сфалерит, халькопирит и ряд более редких минералов. Формирование отдельных месторождений проходило в различных условиях глубинности, что обусловило некоторые отличия между ними [3].

Близповерхностные золото-серебряные месторождения, как и многие другие месторождения вулканогенных поясов, развиваются на фоне широко проявленных процессов пропилитизации. Характерной чертой этих процессов является их полигенность. В рассматриваемом регионе отчетливо выделяются пропилиты двух типов: дорудные площадного распространения и синрудные, слагающие периферические части рудоносных зон. Не останавливаясь на описании минерального состава пропилитовых ассоциаций, который рассмотрен был ранее [2], отметим лишь сходство пропилитов дорудных и пропилитов синрудных. В связи с этим возникает необходимость поисков иных критериев различия этих пропилитов, что имеет важное практическое значение, так как указанные типы пропилитов имеют разное отношение к оруденению: прямая связь для второго и отсутствие таковой для первого.

Уровень концентрации рудных элементов не является достаточным критерием их отличия ввиду значительных его колебаний в пределах зон пропилитизации, ассоциирующих с оруденением. Более информативным показателем является величина $K : Rb$ отношения, что вытекает из принципиальных различий в генезисе рассматриваемых типов. Площадные пропилиты формируются в основном за счет воздействия поровых растворов, активизированных тепловыми потоками в связи с внедрением в верхние горизонты значительных магматических масс. В результате отмеченное отношение в среднем остается близким к значениям в неизмененных породах при значительных разбросах (в ту и другую стороны) по отдельным пробам. Формирование околорудных пропилитов протекает под влиянием глубинных флюидов со стабильным отношением $K : Rb$, равным 250—270 (в породах оно колеблется от 450 до 600), следствием чего является направленное снижение его значений по мере роста интенсивности процессов замещения. Использование вышеназванного показателя позволяет вести разбраковку аномалий слабой контрастности, связанных с зонами пропилитизации различного генезиса.

Первичные ореолы рассматриваемых месторождений отличаются исключительной простотой состава. Главными компонентами в ореолах являются Au и Ag, меньшую роль играют As, Sb, Mo, Hg, подчиненное значение имеют W, Pb. Элементы в ореолах распределены зонально с общей тенденцией смены областей максимального накопления в следующей последовательности (снизу вверх): Hg—Sb—As—Ag—Au—(Mo, Pb, W).

В распределении указанных выше элементов по отдельным месторождениям наблюдаются некоторые различия, которые увязываются с изменением глубины их образования. Сущность этих различий, схематически отраженная на рис. 1, заключается в том, что ореолы нижних уровней (Mo, W) в относительно глубинных месторождениях (В) получают более широкое развитие, чем в месторождениях (Б) близповерхностной зоны. При этом ореолы Mo и W в первом случае фиксируются на всем протяжении рудной зоны (включая верхнерудные интервалы) с максимумом в средне-нижнерудных сечениях, а во втором — они не распространяются выше среднерудных сечений, а максимумы оказываются смещенными в подрудную зону.

Иные тенденции просматриваются в распределении Sb и As. Более широкое распространение эти элементы получают в ореолах месторождения Б,

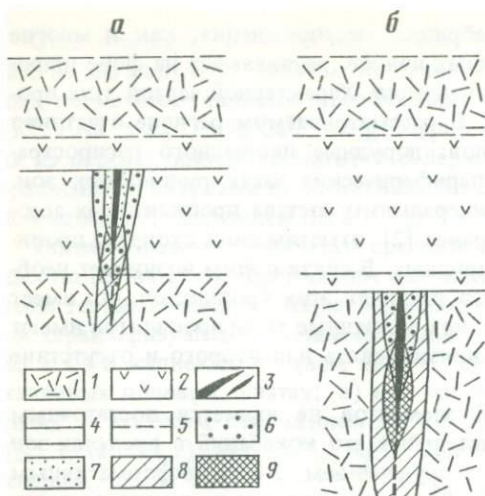


Рис. 1. Схема распределения As, Sb, Mo и W в ореолах близповерхностных (а) и малоглубинных (б) месторождений

1 — дациты; 2 — андезиты; 3 — рудные тела; 4 — современная поверхность; 5 — границы между свитами; 6, 7 — ореолы Sb, As: 6 — слабо-, 7 — высококонтрастные; 8, 9 — ореолы Mo, W: 8 — слабо-, 9 — среднеконтрастные

где их выклинивание отмечается лишь в подрудных срезах. В месторождениях более глубинных фаций их выклинивание происходит на уровне средненижнерудных сечений. Максимумы и в том и в другом случае располагаются в самых верхах рудных зон. Концентрации элементов и интенсивность ореолов для Sb и As выше в близповерхностных, а для Mo и W — в "глубинных" месторождениях.

Свинец в вышеупомянутых месторождениях не образует контрастных ореолов, концентрации же, в 2–3 раза превышающие фоновые, приурочены к подрудным срезам. Высококонтрастные ореолы свинца отмечаются в жильных зонах, характеризующих в районе наиболее глубинные золоторудные проявления (Г) с полиметаллической минерализацией. Показательно, что в этих зонах ореолы свинца занимают иное положение; максимальное развитие они получают в верхних частях.

Из рассмотренного видно, что ореольные концентрации As, Sb, Mo, W, Pb занимают неодинаковое положение относительно рудных тел. Отложение каждого из элементов происходит в оптимальных для него условиях, которые, естественно, зависят от глубины реализации конкретных рудоносных систем, в значительной степени определяющей термодинамические параметры протекания гидротермального процесса.

Наблюдаемая зависимость присуща не только анализируемым объектам. Явление это более общее. Подобные закономерности отмечались для золоторудных месторождений М.Г. Кокшарским [5], Ю.И. Петровым [11], а для молибден-меднопорфировых — Г.Э. Федотовой (1981 г.). Нами аналогичная закономерность установлена на золоторудных месторождениях вулканогенного формационного ряда Кузнецкого Алатау. Здесь каждый из трех наблюдаемых ярусов оруденения характеризуется предпочтительным накоплением в ореолах определенной группы элементов и соответственно каждый из элементов образует максимумы на определенной глубине. Например, максимальные концентрации серебра в верхнем ярусе отмечаются в нижнерудных, в среднем ярусе — в верхнесреднерудных и в нижнем ярусе — в верхних срезах. Аналогичное распределение наблюдается и

для всех других сопутствующих элементов. Следует подчеркнуть, что наблюдаемое волнообразное распределение элементов проявляется на сравнительно небольшом интервале глубин, расстояние между центрами ярусов составляет 150–300 м.

Важным практическим следствием, вытекающим из сказанного, является вывод о том, что сравнительная оценка уровня среза рудных тел по соотношению элементов независимо от способа его выражения должна проводиться с учетом глубин их формирования. Использование метода аналогии без учета этого фактора приведет к неверным рекомендациям.

Учитывая, что на ранних стадиях изучения месторождений вопросы глубины их образования и ярусного развития оруденения остаются нерешенными, возникает необходимость использования дополнительных критериев для оценки уровня среза.

Возникающие трудности при сопоставлении ореолов месторождений, формировавшихся в различной физико-химической обстановке, могут быть успешно решены при совместном анализе зональности первичных ореолов и околорудно-измененных пород, которые хорошо согласуются между собой. По падению рудных зон наблюдается последовательная смена (по преобладающему развитию) кварц-каолин-гидрослюдистой ассоциации, кварц-серицит-гидрослюдистой, кварц-серицит-адуляровой, кварц-адуляр-серицитовой или кварц-адуляр-серицит-альбитовой (иногда с обильным карбонатом) и пропилитовой в наиболее глубоких срезах.

Приведенный ряд метасоматических ассоциаций характеризует весь интервал оруденения, суммированный по месторождениям, формировавшимся в различных условиях. В конкретных месторождениях в зависимости от глубины их образования одни ассоциации выпадают, другие — получают более широкое распространение (см. таблицу). Как видно из таблицы, для метасоматических изменений в целом прослеживается та же тенденция, что и для рудных элементов. Относительно более низкотемпературные ассоциации шире развиты на меньших глубинах, а высокотемпературные — на больших. Отличительным признаком среднеглубинных месторождений (Г) может служить наличие эпидота, который сохраняется даже в тыловых зонах околорудно-измененных пород. Характерной чертой приповерхностных месторождений (Б) является смещение адуляровых метасоматитов в область ниже- и подрудных сечений.

Каждой из выделенных метасоматических ассоциаций соответствует свой набор рудных элементов (полиэлементных ассоциаций). Для верхнерудных срезов характерны высококонтрастные ореолы Au, Ag, As, Sb, Hg, слабо- и до среднеконтрастных ореолов Mo, W — в малоглубинных месторождениях (В) и отсутствие последних в месторождениях приповерхностных (Б). В средне- и нижнерудных срезах уменьшается контрастность прежде всего ореолов Hg, Sb, затем контрастность ореолов As и возрастает контрастность ореолов Mo и W; отмечаются аномальные концентрации Pb. Уменьшение и нарастание концентраций более резко происходит в месторождениях малоглубинной фации. В среднеглубинных месторождениях (Г) на этих уровнях ореолы Hg, Sb, As не отмечены, а контрастность ореолов Pb здесь на порядок выше. Подрудные срезы характеризуются резким падением (почти до фоновых значений) концентраций Au, менее резким падением контрастности Ag — (10–50). Ореолы As, Sb

**Развитие метасоматических ассоциаций¹
в месторождениях разной глубины образования**

Метасоматические ассоциации	Месторождения, уровни среза									
	приповерхностные (Б)				малоглубинные (в)				среднеглубинные (Г)	
	верх- не-	сред- не- рудные	ниж- не-	под-	верх- не-	сред- не- рудные	ниж- не-	под-	сред- не-	нижне- рудные
Кварц-каолин-гидро- рслюдистая	++	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Кварц-серицит-гидро- рслюдистая	++	++	-	-	++	-	-	-	-	-
Кварц-серицит-аду- лярная	-	+	++	+	-	++	+	-	-	-
Кварц-серицитовая	-	-	-	++	-	-	++	-	+	-
Кварц-альбит-серици- товая	-	-	-	-	-	-	++	++	++	+
Пропилитовая	-	-	-	-	-	-	-	++	-	++

¹ Степень проявления ассоциаций: ++ определяющая, + хорошо развита, - слабо развита или не проявлена.

в малоглубинных месторождениях не фиксируются, а в приповерхностных отмечаются их слабоконтрастные аномалии; концентрации Mo и W в первых падают, а во вторых несколько возрастают, по абсолютным значениям они сопоставимы.

В целом для рассматриваемых месторождений наблюдается однонаправленная смена по восстанию рудных зон метасоматических и элементных ассоциаций, строго согласующихся друг с другом (рис. 2). Различия между месторождениями выражаются в некотором смещении отдельных ассоциаций относительно среднерудных интервалов и в изменении соотношений между сопутствующими элементами. Совместный анализ метасоматических и элементных ассоциаций в ореолах, как видно из приведенных данных, позволяет уверенно интерпретировать уровень среза и глубину образования месторождений. В качестве дополнительного показателя можно рекомендовать для использования отношение (содержания нормированы по фону) $\frac{K \cdot Rb}{Na^2}$, направленно изменяющееся от среднеглубинных к приповерхностным месторождениям и от подрудных к надрудным срезам и хорошо отражающее смену метасоматических ассоциаций.

Зональное распределение элементов в ореолах золото-серебряной формации согласуется с концепцией миграции золота и сопутствующих рудных элементов в виде тиокомплексов [6, 7, 9, 10, 15]. Было показано, что одним из важнейших факторов наряду с изменением pH, Eh, T и P, определяющих поведение золота, является концентрация сульфидной серы в растворах. Ф.А. Летниковым и Н.В. Вилором [7] было подчеркнuto, что снижение общего давления, ведущее к понижению парциального давления H₂S, способствует диссоциации тиоауратов и осаждению золота.

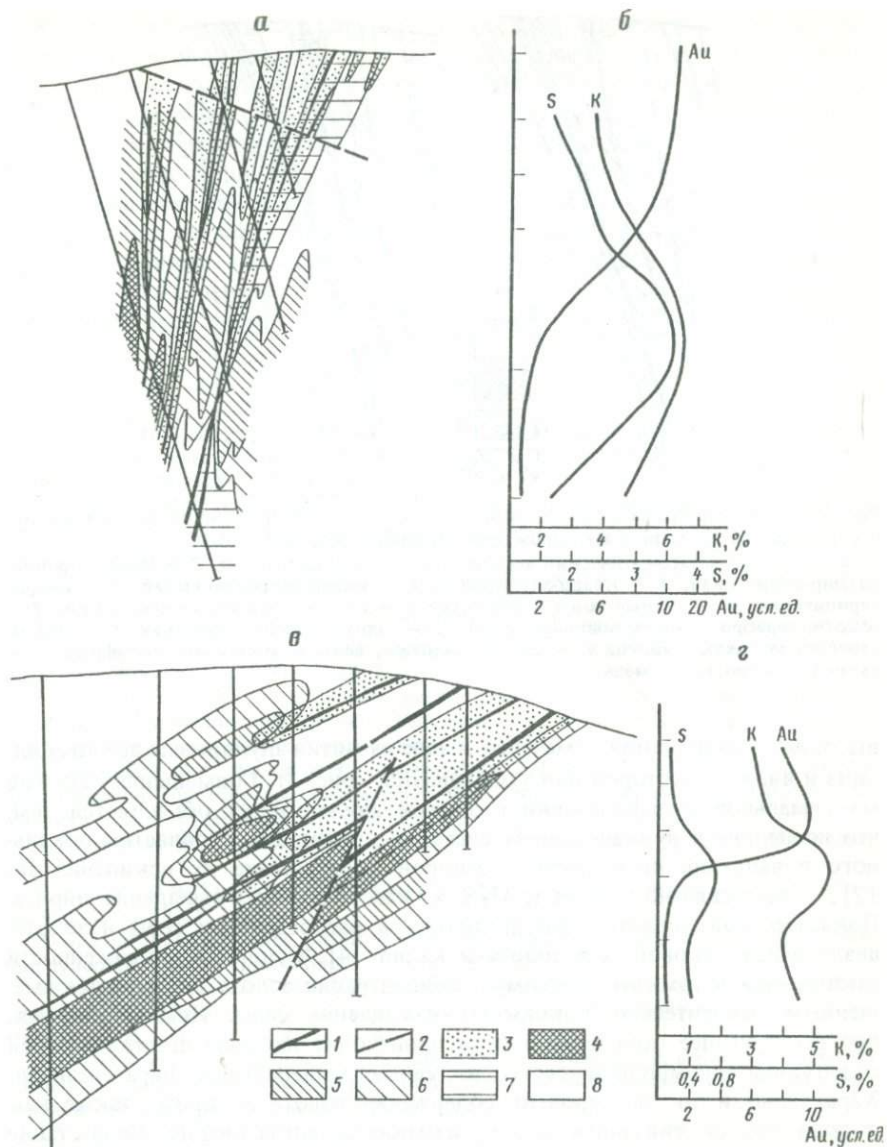


Рис. 2. Ореолы серы, золота, калия и изменение их средних содержаний в месторождениях приповерхностных (а, б) и малоглубинных (в, з)

1 - рудные тела; 2 - разломы; 3 - средне- и высококонтрастные ореолы золота; 4-8 - содержания серы для разрезов а и в (в %): 4 - более 4 и 1; 5 - 3-4 и 0,7-1; 6 - 2-3 и 0,4-0,7; 7 - 1-2; 8 - менее 1 и менее 0,4

В связи со сказанным значительный интерес представляет распределение сульфидов в объеме рудных зон. В рассматриваемых месторождениях, где на долю пирита приходится свыше 95% от общей массы сульфидов, о их количестве можно судить по распределению серы. По восставанию рудных зон концентрация серы меняется волнообразно. Наиболее

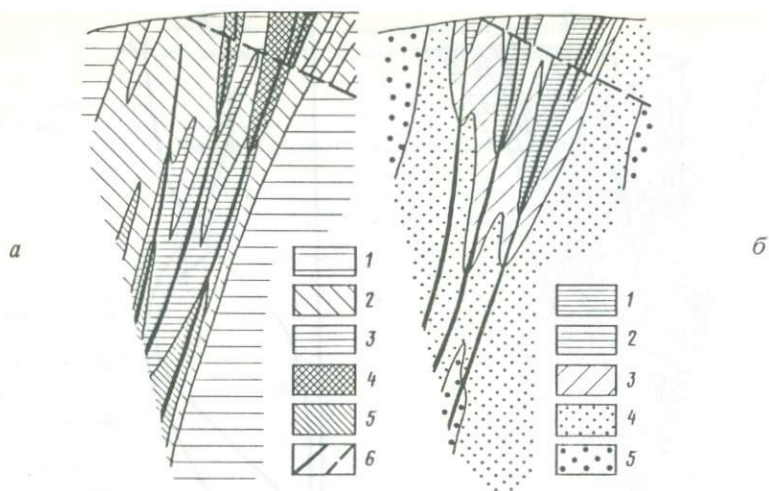


Рис. 3. Схема метасоматической зональности (а) и распределение геохимических ассоциаций (б) по разрезу месторождения приповерхностной зоны

а — 1–5 — метасоматические ассоциации: 1 — пропилитовая, 2 — кварц-серицит-адулярь-хлоритовая, 3 — кварц-адулярьовая, 4 — кварц-гидрослюдистая, 5 — кварц-серицитовая; 6 — рудные зоны и разломы; б — 1–5 — элементные ассоциации: 1 — золото, серебро, сурьма, мышьяк, ртуть, 2 — золото, серебро, мышьяк, 3 — золото, серебро, мышьяк, свинец, 4 — золото, серебро, свинец, молибден, вольфрам, 5 — свинец, серебро, цинк, медь

высокие ее содержания отмечены в зоне развития адулярьовых ассоциаций, вниз и вверх от которой они уменьшаются (рис. 3). Совмещение участков максимальной сульфидизации с зонами адуляризации объясняется тем, что последние в вулканогенных системах приурочены к областям локального повышения щелочности растворов в результате их вскипания [8, 12], с чем связано удаление H_2S и, как следствие, выпадение пирита. Показательной является сопряженность в распределении серы и золота, аналогичная таковой для золота и калия [4]. Сущность сопряженности заключается в том, что максимум концентрации золота оказывается смещенным относительно максимума накопления серы. Иными словами, прогрессирующее осаждение золота происходит на фоне понижающегося содержания сульфидной серы синрудных минеральных парагенезисов. Характерно и то, что уровень содержания золота в пирите, также как и доля золота, связанная в нем, изменяется согласованно. Возрастание этих показателей происходит непосредственно выше зоны максимального накопления сульфидов, т.е. в условиях понижения потенциала сульфидной серы. Последнее подтверждается большей недосыщенностью серой пиритов верхних горизонтов и возрастанием здесь пиритов с электронным типом проводимости. Полученные данные свидетельствуют о том, что одним из определяющих факторов осаждения золота было понижение сульфидности в системе. Таким образом экспериментальные и теоретические представления о ведущей роли в гидротермальном процессе гидросульфидных соединений золота получают достаточно убедительное геологическое подтверждение.

В целом можно сделать вывод о высокой информативности совместно изучения первичных ореолов и околорудно-измененных пород, которое дает возможность надежно оценивать уровни среза и условия формирования месторождений. Использование при этом данных по распределению петрогенных элементов, для которых характерно направленное изменение, позволяет свести до минимума трудоемкий минералогический анализ.

Наблюдаемая зависимость распределения золота от содержания сульфидной серы образующихся парагенезисов, отражающая глубокие генетические связи между ними, вероятно, является достаточно общей закономерностью. Поэтому задача изучения динамики изменения сульфидности в объеме формирующихся рудоносных зон представляется достаточно актуальной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабкин П.В., Гончаров В.И., Сидоров А.А. Физико-химический анализ процессов формирования вулканогенных месторождений // Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан, 1973. С. 185–191.
2. Гуменюк В.А., Гундобин Г.М. Метасоматическая и рудная зональность одного из районов Приохотья // Формации гидротермально измененных пород и их отношение к рудам. Владивосток: ДВНЦ, 1978. С. 84–94.
3. Гундобин Г.М. Первичные ореолы рудных месторождений. Новосибирск: Наука. 1980. 128 с.
4. Гундобин Г.М., Гуменюк В.А. Некоторые генетические аспекты зональности месторождений золото-серебряной формации // Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука. 1977. С. 169–176.
5. Кокшарский М.Г. Зональность первичных ореолов золото-сурьмяных месторождений северо-восточной Якутии // Геохимические методы поисков рудных месторождений в северных районах Сибири. Якутск, 1979. С. 17–20.
6. Летников Ф.А., Вилор Н.В., Гантимурова Т.П. и др. Эволюция флюидов при формировании золоторудных метаморфогенных кварцевых жил и возможные формы переноса золота // Геохимия. 1975. № 12. С. 1827–1835.
7. Летников Ф.А., Вилор Н.В. Золото в гидротермальном процессе. М.: Недра, 1981. 224 с.
8. Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.
9. Павлов А.Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании. Новосибирск: Наука. 1976. 222 с.
10. Павлов А.Л., Павлова Л.К. Элементы термодинамики поведения золота в процессе рудообразования // Физика и физикохимия рудообразующих процессов. Новосибирск: Наука. 1971. С. 121–147.
11. Петров Ю.И. Особенности геохимической зональности первичных ореолов жильных золоторудных месторождений // Оценка глубоководных рудных месторождений по их ореолам. М.: ИМГРЭ, 1980. С. 161–170.
12. Сигвалдсон Г.Е., Уайт Д.Е. Гидротермальные изменения пород, наблюдаемые по кернам двух буровых скважин: (Источники Стимбот, Невада) // Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965. С. 153–161.
13. Сидоров А.А. Проблемы зональности золото-серебряных месторождений // Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан, 1973. С. 109–119. (Тр. СКВНИИ; Вып. 55).
14. Sevard T.M. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solution // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. Vol. 37, P. 370–399.
15. Weissberg B.C. Solubility of gold in hydrothermal alkaline sulfid solutions // Econ. Geol. 1970. Vol. 65, N 5. P. 551–556.

П.Ф. Иванкин, Н.И. Назарова

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНОГО ПОЛЯ КВАРЦЕВОЙ ЗОЛОТО-УГЛЕРОДИСТОЙ ФОРМАЦИИ И ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ

Изученное рудное поле располагается в пределах изолированной возвышенности, обособленной от коренных герцинских структур. Будучи составной частью зоны глубинного разлома, оно характеризуется напряженной складчатостью тонкослоистых терригенных силурийских (?) пород и широким развитием разнообразных продольных (субширотных) нарушений, особенно интенсивно проявленных в южной части возвышенности. На рудном поле породы имеют низкую степень метаморфизма, тогда как в пределах близлежащих гор широко развиты филлиты и другие типичные представители зеленокаменной фации метаморфизма. Поэтому уровень эрозионного среза палеозойских структур в пределах рудного поля принимается более высоким, чем в окружающих горных возвышенностях.

Среди толщи немых тонкослоистых алевролитов и аргиллитов присутствуют пласты песчаников и прослой конгломератов, которые удается надежно прослеживать; суммарная мощность пород комплекса оценивается в 1000–1200 м.

Помимо осадочных пород, в рудном поле широко развиты различные тектониты, слагающие многочисленные швы глубинного разлома. Ниже зоны окисления, развитой обычно до глубины 100–120 м, эти породы имеют черный цвет, так как в значительной мере замещены графитом, железо-магнезиальными карбонатами и сульфидами железа. Количество их в южной части рудного поля составляет не менее 20–30% от общей площади. Магматические породы представлены преимущественно габбро-диабазами, которые слагают многочисленные дайки в тектонических углеродистых зонах и играют важную роль на рудном поле. Эти дайки согласны с раннеорогенными дислокационными структурами; их роевые группировки и пояса хорошо подчеркивают внутреннее строение глубинного разлома.

Соотношение складчатых и разрывных структур отражает два этапа раннеорогенных деформаций: общую складчатость и активизацию глубинного разлома, синхронную с внедрением габбро-диабазов. Складчатость напряженная с повсеместным опрокидыванием крыльев складок на юг. По простиранию складки ундулируют, причем преобладают очень пологие их восточные погружения. Морфология изоклинальной складчатости свидетельствует о преобладающем перемещении масс при складкообразовании с севера на юг. При орогенной активизации глубинного разлома возникли зоны катаклизмов и милонитов, пересекающие по простиранию и по падению складчатый слоистый комплекс. Поэтому дизъюнктивная структура имеет свой полосчато-линзовый план. Мощные продольные зоны катаклизмов и милонитов от 5–10 до 20–50 м в поперечнике по простиранию виргируют, их ветви часто соединяются и вновь разветвляются по прости-

ранию. При этом возникает характерная система линзо- и клиновидных катаклазитов и милонитов.

В тектонически наиболее напряженных ветвях разлома будины имеют плосколинзовую форму, при удалении от ствольных ветвей углы виргаций зон увеличиваются до $30-40^\circ$, возникают ромбовидные блоки и ограничивающие их с боков диагональные разломы, сопрягающиеся с продольными. Соответственно в поперечных разрезах чередование плосколинзовых будин складчатых пород с параллельными зонами катаклазитов приобретает характер вертикально поставленной "книжки". Зоны катаклазитов на глубине соединяются, образуя мощные ствольные тектонические швы, сложенные обильноуглеродистыми катаклазитами. Именно к ним приурочиваются наиболее мощные дайки габбро-диабазов, которые также дают боковые ответвления по восстанию при виргациях структуры. Подобное полосчато-линзовое, местами клиновидное строение имеет вся зона глубинного разлома шириной около 1 км. Этот структурный план определяет размещение не только даек габбро-диабазов, но и всей системы рудных тел, образующих три рудных участка.

Несмотря на некоторые структурно-морфологические различия рудных тел и их группировок (участков), выявлены общие закономерности их локализации в описанной своеобразной структуре глубинного разлома. Корни рудных участков всегда сопряжены со ствольными зонами высокоуглеродистых катаклазитов и милонитов. Сами рудные тела чаще залегают в относительно малонарушенных слоистых породах будин; реже они располагаются в зонах катаклазитов и милонитов. Рудные тела морфологически четко делятся на штокверки и лентовидные зоны. Первые локализируются выше нижнего уровня ветвления колонн даек, вторые в виде узких струй прослеживаются вдоль ствольных зон. Рудные струи имеют крутое склонение и уходят на неизученные глубины. Объемные модели рудных тел имеют уплощенную грибообразную, реже коническую и столбообразную формы с прихотливыми контурами, всегда сужающимися на глубину.

Изучение столь специфической и сложной структуры рудного поля потребовало применения приемов объемного геологического и петрографо-геохимического картирования, опирающегося на детальные структурные карты поверхности, горизонтов подземных горных выработок и разбурку буровых профилей. Для всех этих сечений, кроме структурно-геологических построений, проведен анализ изменения интенсивности углеродистого метасоматоза и прожилкового окварцевания с оконтуриванием всех основных штокверков, геохимических полей никеля, кобальта, мышьяка, свинца, цинка, меди, сурьмы, серебра, молибдена и вольфрама, ореолов золота, всей массы даек (сотни) в пределах разбуренных глубин. Проведены необходимые петрографические, минералогические и другие исследования. Это позволило выявить основные закономерности постадийного накопления металлов в процессах метасоматоза и жильобразования (табл. 1).

Выявленная последовательность основных процессов на рудном поле такова.

1. Складчатость и слабый общий метаморфизм пород с развитием в метапелитах рассеянного тонкочешуйчатого серицита до 10%.

2. Раннеорогенная активизация глубинного разлома, возникновение

Таблица 1

Степень концентрирования металлов при нарастании интенсивности графитизации алевропелитовых пород

Металлы	Кларки глинистых пород, г/т		Уровни содержаний металлов, г/т		
	по А.П. Виноградову (1962 г.)	по Турекиану и Ведеполу (1961 г.)	слабоуглеродистые породы $C_{TB} < 0,5$, мас. %	среднеуглеродистые породы $C_{TB} = 1 - 2$, мас. %	обильноуглеродистые породы $C_{TB} > 2-3$, мас. %
Co	20	19	15(1)*	15(1)	60(3)
Ni	95	68	45(-2)	80(1)	200(2)
Mo	2	2,6	5(2)	10(5)	55(25)
Bi	0,01	—	0,3(30)	1,2(120)	0,3(30)
W	2	1,8	10(5)	10(5)	5(2)
Cu	57	45	65(1)	65(1)	125(2)
Zn	80	95	60(1)	200(2)	400(5)
Pb	20	20	40(2)	40(2)	80(4)
As	6,6	1,3	20(3)	30(5)	125(20)
Sb	2	1,4	5(2)	5(2)	30(15)
Ag	0,1	0,07	0,5(5)	0,5(5)	5(50)
Au	0,001	0,00n	0,02(20)	0,12(120)	0,12(120)

* В скобках дан коэффициент концентрирования.

наложенного полосчато-линзового тектонического плана, зон начального расланцевания, катаклазитов и милонитов за счет терригенных пород; внедрение в эти зоны габброидных расплавов и сопутствующих потоков восстановленных флюидов; образование в зонах катаклазитов и милонитов углеродистых микрокварцитов, кварц-пиритовых и углерод-карбонатных (доломит-сидеритовых) метасоматитов I стадии.

3. Повторная активизация глубинного разлома, дробление микрокварцитов и пиритных углеродистых "желваков", неоднократное отложение углерода, карбонатов и сульфидов второй стадии (привнос углерода более 3 мас.%, сульфидов 1,5–2%).

4. Возрастание окисленности восстановленного газового флюида и эволюция его в жидкостной водно-углекислый, окисление графита в зонах инфильтрации растворов, высвобождение и переотложение кремнекислоты с формированием кварцевых жил и штокверков, выпадение пирит-арсенопиритовой продуктивной ассоциации (3 стадия, 1 подстадия); жилообразование завершается формированием альбит-хлорит-кварцевых, кварц-карбонатных, карбонатных и хлоритовых прожилков с полисульфидной продуктивной ассоциацией (2 подстадия). Периоду геохимической инверсии флюида и стадии штокверко- и жилообразования отвечает режим затухания движений в швах глубинного разлома и смена сжатия на расширение.

Рассмотрим некоторые особенности процессов в указанной последовательности. В период раннеорогенной активизации глубинного разлома алевропелиты подверглись брекчированию, расланцеванию и карбонатно-сульфидно-углеродистому метасоматозу. В слабонарушенных породах, слагающих блоки между швами глубинного разлома, процесс выразился

в слабом, но равномерном "фоновом" насыщении их дисперсным углеродом, пылевидными сульфидами ($< 0,001$ мм) и порфиробластическими агрегатами микрокристаллического железо-магнезильного карбоната. Последние отличаются повышенной углеродистостью и по количеству преобладают среди минералов 1 стадии. Содержание углерода в массивных породах составляет обычно менее 0,3 мас.%. В брекчированных разностях этих же пород дисперсное углеродистое вещество в ассоциации с пылевидными сульфидами образует плотные скопления в зонах дислокаций в виде ветвистых секущих прожилков с перистыми контурами. Углеродистость брекчированных пород всегда повышается до 1–2 мас.%. В швах глубинного разлома метасоматоз 1 стадии проявился в формировании узких полос углеродистых динамометаморфических сланцев, а также линзовидных тел углеродистых микрокварцитов, углерод-пиритовых и углерод-карбонатных метасоматитов. При этом в породах обычно не наблюдаются никакие признаки гидrolитического разложения минералов, а кварц и карбонаты ведут себя инертно и потому не образуют микропрожилков. Содержание углерода в таких породах составляет до 1 мас.%. Всегда наблюдаются устойчивая взаимосвязь и метасоматические формы отложения дисперсного углерода, пылевидных сульфидов и порфиробласт железо-магнезильного карбоната (сидерит, доломит). Теснейшая связь характерна и для динамометаморфических серицита и графита. Они определяют сланцеватое сложение микросланцев и ведут себя как типичные стресс-минералы, т.е. зарождаются и растут одновременно в зонах микродислокаций в процессе межзерновых и внутризерновых ламинарных скоплений. Линзовидные тела углеродистых микрокварцитов и пространственно сопряженные с ними углерод-пиритовые и углерод-карбонатные метасоматиты возникли в наиболее проницаемых для флюидов частях швов глубинного разлома. При последующих подвижках разлома они были раздроблены и наблюдаются повсеместно в брекчиях.

Наибольшим распространением пользуются углеродистые микрокварциты. Это массивные породы, представляющие собой однородный непрозрачный агрегат криптозернистого кварца и дисперсного углерода с равномерно рассеянной в нем примесью пылевидных сульфидов. Нередко агрегат имеет микробобовидное строение, обусловленное плотными скоплениями криптозернистого кварца более углеродистого, чем "цементирующая" часть породы. Редко встречаются микрокварциты с неполным замещением первичной породы. Содержание углеродистого вещества в микрокварцитах сравнительно устойчиво и равно 4–5%.

Углерод-карбонатные метасоматиты всегда встречаются в ассоциации с такими микрокварцитами, но в более мелких и редких обособлениях. Они также массивны и состоят из пелитоморфного агрегата железо-магнезильных карбонатов и дисперсного углерода. Пылевидные сульфиды образуют редкую равномерную вкрапленность. Содержание углерода в них равно 3–4 мас.%.

Углерод-пиритовый метасоматоз проявляется обычно в частичном замещении пород скоплениями фрамбоидального и точечного пирита и углерода. Характерны постепенные переходы слабозатронутых метасоматозом пород в биминеральные углерод-пиритовые образования. Дисперсный углерод в основном располагается между фрамбоидами пирита, как бы

цементируя их. Нередко и сами фрамбоиды содержат углерод в виде или концентрической оболочки по внешнему краю зерна, или затравочной пылинки в центре фрамбоида.

Для всех рассмотренных разностей обильно углеродистых ранних метасоматитов характерны массивное тонкоагрегатное строение с микробовидной или фрамбоидальной микротекстурой и одновременная кристаллизация дисперсного углерода с кристаллическим кварцем, карбонатом и пиритом. Формирование такой устойчивой ассоциации очевидно возможно лишь в условиях "сухого" углеродистого пневматолита, когда вода и углекислота как химически активные минерализаторы в системе еще не проявлялись.

При повторной активизации глубинного разлома неоднократные подвиги и пульсирующие деформации привели к возникновению зон пластических катаклазитов и милонитов с весьма обильным метасоматическим отложением углерода — от 3 до 10 мас.% и более. Как и в начале процесса, одновременно с графитом отлагались пылевидные сульфиды (пирит, пирротин и др.) и железо-магнезиальные карбонаты. В зонах тонкой милонитизации продолжался одновременный рост жгутовидных агрегатов графита и серицита, придающих иногда катаклазитам гнейсовидный облик.

Насыщение катаклазитов и милонитов углеродистым веществом в процессе "сухого" пневматолита происходило до определенного предела. В алевропелитовых породах с первичным содержанием кремнекислоты 50—60% этот предел наступает при отложении графита в количестве 3—5 мас.%. В этих условиях нарастающее окисление газовой смеси достигает критического уровня в связи с появлением во флюиде химически активной воды и углекислоты. Происходит как бы геохимическая инверсия флюида — переход смеси восстановленных газов в водно (паро)-углекислый щелочной раствор, в котором уже неустойчивы графит, железомагнезиальные карбонаты и другие минералы восстановленной кристаллизации. Под воздействием этого флюида дисперсный углерод окисляется, идет процесс перекристаллизации осветляющихся участков милонита в мелкозернистый альбит-кварцевый и серицит-кварцевый агрегат; ранние карбонаты замещаются кристаллами кальцита, наконец начинается массовый процесс переотложения кремнекислоты. Одновременно в участках преобладания восстановленного флюида продолжается кристаллизация поздних генераций чешуйчатого графита, образующего нередко вместе с кварцем сложные сростания вплоть до ксерогелевых многослойных образований. Своеобразные текстуры и микроструктуры в углеродистых катаклазитах отражают различные стадии метасоматической перекристаллизации в переходных условиях с преобладанием то восстановительной, то окислительной среды минералообразования при общей нарастающей тенденции перехода флюида в сернисто-щелочной водно-углекислый раствор. Именно поэтому так широко развиты в этих породах различные агрегатные состояния кварца с постепенными переходами его от криптокристаллического до гранобластового, сопровождаемые графитом соответственно от дисперсного до крупночешуйчатого. Те же "переходные" условия отражают каймы и шаровидные зональные обособления позднего графита, напоминающие подчас древние остатки, крупнокристаллические углерод-карбонатные метасоматиты, в которых пелитоморфный железо-магнезиальный карбонат пере-

кристаллизовался в кальцит, дисперсный углерод окислился, а поздний чешуйчатый графит занял интерстиции между кристаллами кальцита. Эта перекристаллизация привела к тому, что кварц, карбонат, серицит, пирит и графит встречаются, как правило, в виде многих (4–5 и более) генераций с нарастающей упорядоченностью структуры и укрупнением зерен. Частое сосуществование в катаклазитах (в пределах штуфа или даже шлифа) нескольких разновидностей свободного углерода (керит, шунгит, антракосолит, графит) отражает длительность процесса перекристаллизации в условиях прерывистой эволюции восстановленного флюида в водно-углекислый.

Образование кварцевых жил и штокверков в таких породах началось во вторую и достигло максимума в третью стадию метасоматоза, когда произошла полная геохимическая инверсия флюида. Зоны углеродистых катаклазитов были насыщены к этому времени скоплениями кварцевых жил и прожилков самой различной мощности с многократными взаимопересечениями (свыше 10–12 при формальном их выделении). Очень характерным является метасоматический облик тонких криволинейных кружевных прожилков мощностью менее 1–2 мм. Неровные извилистые, часто расплывчатые границы, отсутствие ксенолитов вмещающих пород, постепенная смена агрегатного состояния вещества от краев к центру прожилка, частое "умирание" прожилков и их микроштокверков в пределах шлифа и штуфа, отчетливая связь по составу с вмещающей породой — характернейшие признаки метасоматических монокварцевых прожилков. Вместе с тем прожилки мощностью обычно более нескольких миллиметров, а также сантиметровые прожилки и жилы безусловно являются продуктами заполнения трещинных полостей. Отмеченные выше многочисленные взаимопересечения прожилков закономерны, при этом более тонкие прожилки всегда пересекаются прожилками (и жилами) более мощными. В таких бескорневых штокверках, типичных для зон углеродистых метасоматитов, эти взаимоотношения свидетельствуют о близко-одновременном образовании всей системы прожилков. Поступление кремнекислых флюидов в трещинные полости шло из участков пород, насыщенных метасоматическими микропрожилками. При общем количестве прожилкового кварца в углеродистых породах менее 5–10% всегда преобладают метасоматические формы выделения кварца; в рудных штокверках с объемом жильного кварца 15–30% и более, напротив, преобладают трещинные инъекционные прожилки и жилы. Изучение штокверков в хорошо разбуренных структурах показало, что корни их располагаются в обильно углеродистых метасоматитах, а основная масса инъекционных прожилков и жил кварца локализуется в малоизмененных породах тектонических бундин; максимальные расстояния перемещения кремнекислого флюида при формировании крупных жил обычно не превышает 300–400 м; главная масса прожилков образовалась при миграции кремнекислоты в пределах от нескольких метров до первых десятков метров.

Переотложение кремнекислоты в столь значительных количествах свидетельствует о мощной метасоматической переработке ранее сформированных углеродистых пород под воздействием водно-углекислых флюидов. Помимо кремнекислоты, растворению и местному переотложению при этом подверглись ранние карбонаты, серицит, сульфиды и другие ком-

поненты пород. Одновременно происходило накопление в растворе и последующее отложение многих металлов.

Поэтому уже в начале процесса штокверкообразования выпадали мышьяковистый пирит и арсенопирит с сопутствующим тонким золотом, рассеянные в гидротермально-измененных породах.

Позже (2 подстадия) формировались трещинные инъекционные альбит-карбонат-кварцевые и серицит-кварцевые прожилки и жилы, сменяющиеся на флангах и выклинках штокверков близко-одновозрастными кварц-карбонатными и кварц-хлоритовыми прожилками и метасоматитами. Все эти прожилки образуются в углеродистых породах, подвергшихся повторной серицитизации и карбонатизации с отложением рассеянных изометричных чешуек серицита II (фенгит?), гнездовых скоплений и вкрапленников доломита и кальцита.

Углеродистое вещество при этом почти полностью окисляется, сохраняясь в реликтовых участках пород. Эти раскисленные растворы отложили позднее серебристое золото, сфалерит, галенит, блеклые руды, сульфосоли и другие минералы полисульфидной ассоциации.

Количественная геохимическая характеристика этих процессов была изучена на основе обработки анализов с составлением поэлементных накладок на детальные геологоструктурные карты и разрезы, отображающие размещение даек, метасоматитов разных стадий, жил, штокверков и рудных тел. Количества серебра, мышьяка, свинца, цинка, меди, молибдена, сурьмы, никеля, кобальта, вольфрама, висмута определялись спектральными анализами (методы ВИТР и просыпки). Содержания золота и серебра определялись пробирным (40% проб) и пробирно-спектральными методами. Для каждого из химических элементов, включенных в обработку, отстроены типовые частотные графики (гистограммы), по которым установлены уровни дискретности их содержаний. Эти данные учитывались при выделении геохимических ореолов (полей).

Общая картина размещения геохимических аномалий упомянутых выше металлов в масштабах рудного поля хорошо согласуется с последкладчатым орогенным полосчато-линзовым тектоническим планом: зонам метасоматически проработанных катаклазитов, милонитов и мелких будин отвечают полосы концентрации геохимических аномалий; крупным будинам слабоизмененных пород соответствуют поля низких содержаний. Эти поля при расчетах приняты за геохимический фон. Для большинства металлов полученные таким образом фоновые содержания оказались близки их кларкам в земной коре. Из этой закономерности выпали золото и висмут, для которых местный фон оказался заметно выше кларка. Вероятно, это можно объяснить недостаточной чувствительностью анализа: пробы с отсутствием значимых содержаний включались в расчет со значениями, равными половине минимального (для золота 0,025; для висмута 0,05 г/т), а количество таких проб существенно — не менее 50–60%. Следует заметить, что породы с фоновыми содержаниями металлов несут в среднем 0,3% свободного углерода. Определить местные кларки пород, полностью лишенные свободного углерода, не удалось, так как региональные геохимические фоны металлов в породах с разной степенью углеродистости не изучались.

При высокой интенсивности карбонатно-сульфидно-углеродистого мета-

соматоза в дислоцированных алевропелитах, когда $C_{ТВ}$ равно 1–3% и более, количества одних металлов возрастают в 2–5 раз (кобальт, никель, вольфрам, медь, свинец, цинк), других – в 15–20 раз (молибден, мышьяк, сурьма), серебра – в 50 раз и золота – в 120 раз (см. табл. 2). Такие геохимические аномалии образуют лентовидно-струйчатую крутоориентированную в плоскости тектонических зон структуру.

Хотя формы нахождения большинства металлов специально не исследовались, накоплен большой материал, свидетельствующий о решительном преобладании тонких рудных дисперсий в углеродистых метасоматитах. Минералогически здесь широко распространены медистые и никелистые пириты (бравониты), пирротин, скуттерудит, виоларит, карбиды железа (?), встречаются никелин, карбиды вольфрама, марказит, молибденит. Все эти минералы очень мелкие (до пылевидных < 0,005 мм). Минеральные формы даже серебра и золота в этих породах недостаточно изучены. Не исключено, что значительная часть золота образует с углеродом металлоорганические соединения. Механический фракционный анализ проб-протолок из углеродистых катаклазитов показал, что углеродистая "муть" (размер частиц < 0,001 мм), не имеющая видимого золота, по данным пробирного анализа содержит его в количествах от 0,5 до 2 г/т. Очень мелкие (пылевидные) выделения самородного золота иногда удается обнаружить в сплошных скоплениях углеродистого вещества. В массе его нередко присутствуют тончайшие точечные выделения рудных трудно диагностируемых под микроскопом минералов.

Не подлежит сомнению, что привнос всех вышеперечисленных металлов осуществлялся мантийными восстановленными флюидами, скорее всего, в форме металлоорганических соединений. Необычайная для других процессов тончайшая рудная дисперсия в углеродистых метасоматитах обусловлена природой этих флюидов, их высокой проникающей способностью и специфической кинетикой "сухого" пневматолита, когда происходит постепенное нарастание степени окисленности природной газовой смеси в больших объемах дислоцированных пород.

Поведение всех металлов резко меняется при геохимической инверсии флюида. При формировании кварцевых жил и штокверков одни металлы выносятся из углеродистых пород водно-углекислыми флюидами, другие – в этих условиях отлагаются. Надежно устанавливается вынос из зон штокверкообразования никеля, кобальта, висмута и, возможно, молибдена. Эти металлы в кварц-серицитовых и кварц-карбонатных метасоматитах образуют отрицательные геохимические поля. Пириты из этих метасоматитов почти не содержат никеля и кобальта, тогда как в ранних пиритах восстановленной кристаллизации изоморфная примесь никеля и кобальта всегда значительна.

Все другие металлы в метасоматитах, образованных водно-углекислыми растворами, накапливаются. По отношению к содержанию в высокоуглеродистых метасоматитах медь, цинк, свинец увеличиваются в 5–10 раз, а вольфрам, сурьма, мышьяк, серебро и золото – в 10 раз и более (табл. 2).

Процесс концентрации металлов из водно-углекислых щелочных растворов минералогически выражен четко. По сравнению со стадией восстановленной кристаллизации резко изменился состав, форма выделения, размеры и закономерности размещения рудных минералов в породах. По ко-

Таблица 2

Поведение металлов при формировании кварцевых штокверков
в зонах углеродистых алевропелитовых пород

Металлы	Уровни содержаний металлов, г/т		Увеличение (+); уменьшение (-) в ... раз	Металлы	Уровни содержаний металлов, г/т		Увеличение (+); уменьшение (-) в ... раз
	в зоне углеродистых пород стадии 2	в пределах кварцевых штокверков и метасоматитах стадии 3			в зоне углеродистых пород стадии 2	в пределах кварцевых штокверков и метасоматитах стадии 3	
Co	60	10	->5	Zn	550	900	+2
Ni	200	45	->4	Pb	80	1000	+10
Mo	55			As	125	1000	+8
Bi	0,3	0,15	-2	Sb	30	520	+15
W	5	60	+>10	Ag	5	60	+>10
Cu	125	600	+5	Au	0,12	3	+>20

личеству преобладают эвгдральные пириты и сфалериты размером от 0,1 до 1 мм. Эти два минерала представляют как бы основу двух последовательно сменяющих друг друга ассоциаций; пирит – арсенипиритовой и полисульфидной. В раннем арсенипирите сосредоточена основная масса золота, встречаемая в рудных минералах. Золото в нем образует тончайшие просечки, точечные и округлые выделения. Очень часто, но в меньшем количестве встречается золото и в мышьяковистых пиритах. Характерным является "ситовидное" строение таких пиритов, обусловленное наличием в зернах мельчайших включений серицита, кварца и других нерудных минералов. Со сфалеритом ассоциируют галенит, халькопирит, сурьмяно-серебряные блеклые руды. Золото, встречаемое в сфалерите и блеклых рудах, более светлое по сравнению с золотом из пиритов и арсенипиритов. Характер размещения рудных минералов в породах также резко меняется. Относительно равномерная тончайшая дисперсия ранних сульфидов в послеинверсионный этап сменяется неравномерно распределенными вкраплениями, сростками, скоплениями зерен и даже прожилками сульфидов. Количество золотоносных сульфидов заметно возрастает в серицит-кварцевых и кварц-карбонатных метасоматитах.

Таким образом, специфика поведения золота (частью и серебра) в ряду всех рассмотренных металлов состоит в том, что степень их концентрирования необычайно высока в стадию 2 (углеродистый метасоматоз) и примерно одинакова с другими металлами в стадию жилло- и рудообразования. Из этого следует важный вывод, что стадия углеродистого метасоматоза является важнейшим подготовительным звеном в процессе формирования месторождений золота в дислоцированных терригенных породах. Эта же стадия определяет широкое развитие в этих породах геохимических аномалий многих мантийных металлов, особенно мышьяка и сурьмы. Обобщение региональных материалов показало, что этот вывод не только относится к изученному рудному полю, но и имеет, несомненно, общий характер для углеродистых пород региональных глубинных разломов: в них заключены десятки тысяч геохимических аномальных полей этих металлов.

Возникает вопрос, каково поисковое значение этих геохимических аномалий? Обычно они трактуются как ореолы возможных скрытых руд, но это, безусловно, ошибочно. В действительности это псевдоореолы, местные флуктуации регионально проявленной рассеянной металлоносности дислоцированных пород, созданной при мантийной дегазации в зонах глубинных разломов на орогенном этапе их развития. В региональных зонах черных динамометаморфических сланцев, обильно углеродистых филлитов, катаклазитов и милонитов индикаторами процесса собственно рудообразования надо считать: 1) появление осветленных участков с карбонат-серицитовыми сульфидизированными метасоматитами, возникшими по углеродистым породам; 2) появление локальных зон, участков густого прожилкования с общим количеством жильного кварца от 10–15 до 20–30 и более в алевропелитовых породах; 3) пространственное совмещение подобного прожилкования в углеродистых породах с дайками габбро-диабазов, особенно роями мелких даек, что типично для малоэродированных ветвей глубинных разломов; 4) появление локальных геохимических аномалий – надрудных ореолов со следующими уровнями содержания металлов (в г/т): Cu – более 200–300, Zn – 800–1000, Pb – более 100–200, As – 500, Se – 50–100, Ag – 10, Au – 0,1–0,2.

Следует отметить, что в региональных зонах, сложенных обильно углеродистыми породами наряду с геохимическими аномалиями заключены и многочисленные рудопроявления золота. Сказанное выше, естественно, должно учитываться при производстве поисково-оценочных работ с целью разбраковки таких рудопроявлений.

Рассмотренные закономерности применимы к геохимии "добатолитовых" месторождений, относимых нами к кварцевой золото-углеродистой формации. На месторождениях золота других типов процессы рудообразования и их геохимические закономерности существенно иные. Однако авторы полагают, что метод их изучения пригоден и для месторождений других типов.

УДК 550.84:551.72 (574.2)

Г.М. Козловский, В.М. Абишев, А.П. Кобзарь, М.С. Рафаилович

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ДОКЕМБРИЙСКОМ БЛОКЕ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

Коренные породы территории, представленные метаморфитами докембрийского кристаллического фундамента и более молодыми палеозойскими осадочно-терригенными, вулканогенными и магматическими образованиями, перекрыты мощным (до 20–30 м и более) чехлом рыхлых отложений. Повышенная мощность рыхлого покрова в значительной степени снижает эффективность поверхностных металлометрических съемок по рыхлым отложениям и вызывает необходимость постановки других, в том числе более глубинных, геохимических видов работ, к числу которых могут быть отнесены следующие: литохимическое опробование коренных

Т а б л и ц а 1

Обобщенные геохимические спектры рудных формаций докембрийского блока Северного Казахстана

Рудная формация	Ранжированный геохимический спектр		
	КС > 100	КК = = 10-100	КК = 1-10
Золото-кварц-сульфидная	As > Au > Bi	Sb > W	Pb > Cu > Ag > Mo
Золото-барит-полиметаллическая	Ag > Au > Pb > > Sb > Ba > Zn	Cu > Mo	As > Co
Касситерит-скарново-грейзеновая	Sn > Bi	Yb	Mo, Pb, Zn Cu > Co
Шеелит-скарновая	W > Bi	Mo > Sn	Cu > Pb, Cr, Co, Mn

пород и руд, гидрогеохимические поиски и биогеохимические поиски.

Литохимическое исследование. Литохимическое опробование коренных пород и руд рекомендуется проводить по керну поисковых, картировочных и разведочных скважин с последующим анализом проб на различные металлы и составлением специализированных геохимических карт. Среди последних высокой информативностью характеризуются карты аддитивных (суммированных) ореолов химических элементов. Решаемые с их помощью задачи определяются масштабом исследований. Нами составлена карта интенсивности оруденения масштаба 1:200 000, отражающая распределение на площади значений суммы содержаний наиболее распространенных рудных элементов (золота, олова, вольфрама, висмута, молибдена, серебра, меди, свинца, цинка, мышьяка, кобальта и никеля). Под интенсивностью оруденения, рассчитанной для каждой точки опробования, понималась сумма кларков концентраций КС химических элементов, под КК — отношение среднего содержания компонента в породе (руде) к соответствующему кларку земной коры, по А.В. Виноградову (1962 г.), или к местному фону. При отрисовке карт был принят двукратный интервал изолиний, а в качестве нижеаномального значения — величина, равная 20 КК. Области резко повышенных значений интенсивности оруденения классифицировались по их геохимической специализации путем показа внутри контура выделенных аномалий ранжированного (по КК) геохимического спектра, наглядно иллюстрирующего соотношение удельных "весов" различных элементов. Градации элементов по величине КК были приняты следующие: более 100 — ведущие элементы, 10—100 — характерные, 1—10 — второстепенные (малоконтрастные). Геохимические особенности аномалий далее сопоставлялись с геохимическими спектрами известных в районе рудных формаций (табл. 1) с последующим определением степени сходства аномалий и объектов-эталонов.

Эта операция, предполагающая обязательный учет геологической ситуации, позволила перейти к прогнозу рудноформационной природы аномалий и предварительной оценке их промышленных перспектив.

Гидрогеохимические поиски. При гидрогеохимических исследованиях

Т а б л и ц а 2

Гидрогеохимические ассоциации элементов эталонных рудных объектов

Рудная формация	Химический тип подземных вод		
	гидрокарбонатный	хлоридный	с повышенной сульфатностью
Золото-кварц-сульфидная	Au-Ag-As	Au-As	Au-As-Bi-Ag
Золото-барит-полиметаллическая	Au-Ag-Pb-Ba	Au-Pb-Zn	Au-Ag-Pb-Ba-Zn
Касситерит-скарново-грейзеновая	Sn-Bi-Ag-F	Sn-F	Sn-Bi-Ag-F
Шеелит-скарновая	W-Mo-Sn	W-Mo-Sn-F	W-Mo-Sn-F

в качестве главного поискового признака использованы гидрохимические ассоциации элементов эталонных рудных объектов, рассматривавшиеся с учетом изменчивости химического типа вод (табл. 2).

Нижеаномальные содержания элементов в водах составляют: золото — $3 \cdot 10^{-7}$ г/л; серебро, медь, молибден, вольфрам, мышьяк, висмут — $1 \cdot 10^{-3}\%$; сурьма, цинк — $5 \cdot 10^{-3}\%$.

Сравнительный анализ табл. 1 и 2 свидетельствует о том, что профиль и контрастность гидрохимических ассоциаций определяются не только рудноформационным и геохимическим типами, но и химическим составом подземных вод. Из данных табл. 2 видно, что наиболее контрастно проявляются водные ореолы серебра и бария соответственно в сульфатных и гидрокарбонатных водах, олова — в сульфатных и хлоридных водах, вольфрама — в гидрокарбонатных водах, висмута и фтора — в сульфатных водах; мышьяка — в хлоридных водах. На основе этой зависимости проведено гидрохимическое районирование территории. Установлено, что в зоне питания, в которой преобладают гидрокарбонатные воды, наиболее распространены две гидрохимические ассоциации: золото-серебро-барий-висмутовая (в связи с золотой минерализацией) и молибден-олово-вольфрамовая (в связи с проявлениями редких металлов). В водах зон транзита и разгрузки, характеризующихся хлоридной средой, накапливаются мышьяк и барий (в связи с золотой минерализацией) и вольфрам, олово и фтор (в связи с проявлениями редких металлов).

При гидрохимических поисках золотого оруденения информативной характеристикой наряду с гидрохимическими ассоциациями являются содержания золота в водах, колеблющиеся в пределах 0,001–7 мкг/л при фоне 0,005–0,03 мкг/л. Повышенный фон золота имеют воды потенциально золотоносных углисто-глинисто-карбонатных толщ, минимальный фон — воды безрудных гранитов. Воды с содержаниями золота, превышающими нижеаномальный предел (0,03 мкг/л), отчетливо фиксируют рудоконтролирующие купольные структуры, а также конкретные рудопроявления. В подземных водах рудопроявлений преобладает золото во взвешенной форме, характеризующейся малой миграционной способностью и небольшой дальностью переноса (не более 200 м). Коэффициент водной миграции на проявлениях золота составляет 0,1–0,3 при фоне 1–5.

Особенно слабо золото мигрирует в восходящих потоках подземных вод. Максимальная подвижность золота устанавливается в хлоридных водах, что обусловлено образованием устойчивых золото-хлоридных комплексов, минимальная подвижность золота — в гидрокарбонатных водах, неблагоприятных для миграции золота. Золото активно переходит в воды при процессах сернокислого выветривания и окисления зон рассеянной сульфидной минерализации. Корреляционные связи золота и элементов-спутников в водах, как правило, отсутствуют. В подземных водах, не связанных с оруденением, установлена тесная связь золота и хлор-иона, свидетельствующая о миграции металла в виде золото-хлоридного комплекса.

Контрастность содержаний золота зависит также от динамики подземных вод. Установлено, что максимальные содержания золота контролируют обводненные разломы и узлы их пересечений и сопряжений.

Содержание золота и его элементов-спутников в водах во многом определяется периодом времени года отбора проб, что важно учитывать при гидрохимических исследованиях. Так, в породах, отобранных в зимний период (низкий уровень стояния вод), отмечаются максимальные концентрации серебра, свинца, стронция, висмута и олова, в летний (высокий уровень подземных вод) — сурьмы, меди, никеля и хрома. При разработке геохимических аномалий также должно учитываться накопление некоторых элементов на барьере биогеохимического генезиса нередко концентрируются молибден, никель и кобальт, а на барьере испарительного — хлор- и сульфат-ион, стронций, цинк и молибден, на барьере адсорбционного — цинк, никель, кобальт, свинец и мышьяк.

Выделенные гидрогеохимические аномалии имеют локальное развитие. В ряде случаев они совпадают с установленными литохимическими аномалиями и являются дополнительным поисковым критерием рудных месторождений. Обнаружен также ряд аномалий, не зафиксированных поверхностными литохимическими съемками, что указывает на возможность выявления в регионе глубокозалегающих, погребенных руд.

Биогеохимические исследования. Они проводились в комплексе с гидрохимическими работами при поисках проявлений редких металлов и золота. Эффективность биогеохимического метода в условиях значительной мощности рыхлого покрова оказалась достаточно высокой. Роль биогеохимических исследований особенно велика при детализации гидрохимических аномалий, выделенных по единичным водопунктам. Размер сети биогеохимического опробования определялся размерами предполагаемых рудных тел и составлял $(100-250) \times (50-100)$ м. В участках максимальных концентраций рудных элементов проводилось сгущение сети. Биогеохимическому опробованию чаще всего были подвержены польнь, пшеница, режа — ковыль, осока и береза. Опробование проводилось в вегетационный период (конец весны—начало лета) в максимально короткие сроки (7–10 дней). Подготовка биогеохимических проб к анализу (измельчение, сушка, предварительное озоление в газовых печах при температуре $180-200^\circ$) была организована в полевых условиях, а окончательная обработка (озоление при температуре $400-450^\circ$) была проведена в лаборатории. Пробы анализировались спектральным методом на приборе

Таблица 3

Характерные ассоциации элементов в растениях рудных объектов

Рудный объект	Геохимический тип оруденения	Вид растений			
		полынь	пшеница	осока	береза
Вольфрамовый	W-Bi-Mo-Sn	W-Bi-Au-Sn-Be	Au-Bi	W-Bi	Не опр.
Оловянный	Sn-Bi	Sn-Mo-Nb-Sc-Ga	Не опр.	Sn-Bi-W	Be
Золоторудный	Au-As-Bi	Au-Bi-As-W	Au-Bi	Bi-W	Не опр.

ДФС-8, определение золота было сделано нейтронно-активационным анализом. Результаты анализов интерпретировались по каждому виду растений.

Биогеохимические поисковые критерии, параметры биогеохимических ореолов (протяженность, контрастность и комплексность) и глубинность биогеохимического метода определены на примере трех эталонных рудных объектов. Независимо от формационного типа месторождений и класса миграции элементов (карбонатного, хлоридного или переходного между ними) рудные тела всех изученных объектов оконтуривались контрастными биогеохимическими ореолами. Контрастность и состав ореолов определялись геохимическим типом оруденения, формой вхождения металла в руду, используемым при поисках растением-индикатором, мощностью рыхлого покрова и глубиной уровня подземных вод. Растения-индикаторы накапливают следующие комплексы элементов (табл. 3).

Универсальным растением-индикатором является полынь, накапливающая элементы редкометалльного и золотого оруденения, причем комплекс элементов в ней достаточно полно соответствует геохимическому типу руд. Кроме того, полынь характеризуется высокими значениями коэффициента биологического накопления (КБН) вольфрама, олова и золота. При биогеохимических поисках золотой минерализации можно использовать также пшеницу, а при поисках редкометалльных проявлений — осоку. Пшеница характеризуется максимальными значениями КБН золота, осока — КБН вольфрама, олова и висмута. Следует подчеркнуть, что по сравнению с полынью пшеница и осока накапливают более ограниченный набор элементов (2-3).

Существенное влияние на контрастность и состав биогеохимических ореолов оказывают минералогические особенности руд, а также мощность рыхлых отложений. Шеелит- и касситеритсодержащие руды фиксируются биогеохимическими ореолами вольфрама и олова только при малой мощности рыхлого покрова или при небольшой глубине залегания рудных тел. При увеличении мощности рыхлых отложений (более 2-3 м) рудные тела вольфрама и олова оконтуриваются по ореолам главных элементов-спутников (молибдена, ниобия и др.). Нахождение олова и вольфрама в рассеянном состоянии (в золоторудных объектах) повышает их миграционную способность, что позволяет с помощью биогеохими-

ческих ореолов прогнозировать золоторудные залежи, залегающие на глубинах до 30–40 м.

В биологическом поглощении золота решающую роль играет величина его выделений в рудах. Рудные тела с макроскопическими формами золота фиксируются более слабыми ореолами по сравнению с рудами, содержащими тонкодисперсные выделения. Контрастность ореолов золота варьирует в широких пределах. При мощности рыхлого покрова менее 5–10 м КБН его, как правило, выше единицы, а при минимальных мощностях КБН увеличивается до 15. При увеличении мощности до 30 м величина КБН снижается до 0,01.

На величину КБН золота и редких металлов существенное влияние оказывает уровень грунтовых вод. Неглубокое залегание грунтовых вод, совпадающее с областью развития корневой системы растений (до 10 м для травянистой растительности), а также положение грунтовых вод на уровне расположения рудных тел способствуют активной биогенной миграции полезных компонентов.

Изучение пространственного соотношения рудных тел и биогеохимических ореолов указывает, что дальность смещения ореолов в растениях определяется уклоном рельефа скального фундамента, залеганием уровня грунтовых вод и формой нахождения металла в рудах. На выровненных поверхностях биогеохимические ореолы четко оконтуривают рудные тела, на возвышенных участках отмечается смещение их вниз по склону, чему особенно способствуют подземные воды. Максимально установленный сдвиг биогеохимических ореолов молибдена, скандия, ниобия и галлия достигает 500–700 м, мышьяка – 50–100 м, золота – 50–75 м, олова и вистмута – 10–15 м. Биогеохимические ореолы олова и вольфрама, развитые над касситерит- и шепелитсодержащими рудами, имеют локальные размеры, совпадающие с контурами рудных залежей.

Таким образом, эффективность геохимических работ в изученном докембрийском блоке Северного Казахстана может быть повышена в результате постановки и дальнейшего совершенствования новых, в том числе глубинных, видов геохимических работ, включающих литохимические поиски по коренным породам, гидрогеохимические и биогеохимические поиски. При литохимических поисках по коренным породам особое значение имеет разработка методов прогнозной оценки и разбраковки геохимических аномалий на основе их сравнения с эталонными рудными объектами. При гидрогеохимических поисках рекомендуется использовать характерные (для объектов-эталонов) гидрохимические ассоциации, а также контрастность содержаний и формы переноса полезных компонентов в водах с учетом изменчивости химического типа и динамики подземных вод. При биогеохимических поисках обязательно должны учитываться следующие факторы, влияющие на особенности (состав, контрастность, размеры, морфологию) биогеохимических ореолов: тип растения-индикатора, мощность рыхлого покрова, уровень залегания грунтовых вод, рельеф скального фундамента, минералогические и геохимические особенности руд.

Я.С. Левин, Н.Я. Безделига

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ СТРАТИФОРМНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ КОКСУЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (УзССР) КАК ОСНОВА ИХ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ

Массовое использование геохимических методов дало возможность вовлечь в оценку значительные территории, ранее остававшиеся плохо изученными из-за низкой эффективности маршрутных исследований и сложности проведения тяжелых горных работ в условиях сильно расчлененного рельефа. Применение геохимических методов исследования позволяет с гораздо меньшими затратами выделить аномальные участки, а на более перспективных из них произвести детальные поисковые работы.

Таким районом в пределах Чаткальской структурно-формационной зоны Срединного Тянь-Шаня является Коксуйский рудный район [5]. Здесь известны три мелких месторождения (Сарыкан, Канджайляу, Возрожденное) и целый ряд перспективных рудопроявлений (Университетское, Корумдор, Куруксай и др.).

Все отмеченные проявления локализуются в пределах верхнедевонских—нижнекаменноугольных отложений.

Генезис отмеченных проявлений в разные годы трактовался неоднозначно. Проявления относились то к телетермальному, гидротермальному, то к гидротермально-метасоматическому типу. В настоящее время выявляется их все большее сходство с месторождениями гидротермально-седиментального типа. К главным признакам этого типа в описываемом районе следует отнести четкий литолого-стратиграфический и фациальный контроль, типичную для осадочного цикла литолого-фациальную зональность, а также наличие мелкой рассеянной сульфидной вкрапленности среди доломитов, конкрецевидные или желваковые стяжения галенита и пирита в глинистых составляющих карбонатных пород, реликты слоистых и согласных линзовидно-полосчатых текстур.

Рудовмещающий разрез сложен терригенными и карбонатными породами. В основании залегают отложения живет-франского яруса, представленные красноцветными континентальными отложениями: конгломератами, песчаниками, алевролитами, выделяемые под названием тьюлкубашской свиты. В верхней части появляются известковые песчаники, мергели прибрежно-морского генезиса (переходная пачка). Континентальные отложения перекрываются известняками и доломитами тепарской свиты нижнего фамена. Наблюдается увеличение терригенной составляющей вверх по разрезу. Вышележащая бричмуллинская свита сложена тонкопереслаивающимися доломитами, известняками, алевролитами, причем характерны чистые, несмешанные разности пород. Комплекс отложений и присутствие в них диагенетического пирита и реже галенита свидетельствуют об образовании бричмуллинской свиты в застойном осолоненном бассейне с сероводородным заражением.

Чаватинская свита, согласно залегающая на бричмуллинском горизонте, завершает девонский разрез. Она представлена искристыми доломитами

Фоновые содержания рудогенных элементов

Возраст	Название свит	Содержания элементов в $\mu \cdot 10^{-3}\%$					
		Pb	Zn	Cu	Ag	Ba	Sn
$C_1 v_2$	Ительгуинская	1,2	0,85	1,0	0,01	15	Н.ч.*
$C_1 v_1$	Пскемский комплекс	1,0	3,0	0,08	0,014	310	0,01
$C_1 v_1$	Саргардонская	3,2	2,7	0,6	0,01	10	0,02
$C_1 t$	Коксуйский комплекс	2,2	2,2	0,66	0,01	137	0,03
$D_3 fm$	Чаватинская	4,1	3,5	0,7	0,02	7	0,07
$D_3 fm$	Бричмуллинская	6,3	3,6	1,2	0,02	24	4
$D_3 fm$	Тепарская	5,6	2,4	0,4	0,008	32	0,1
D_{2-3}	Тюлькубашская	1,3	0,8	1,8	0,01	17	Н.ч.

* Н.ч. — ниже чувствительности метода.

с прослоями седиментационных брекчий. Эти отложения образовались в условиях сильно осолоненного бассейна со спокойной гидродинамикой, в котором периодически возникали кратковременные волнения и моретрясения.

Нижнекаменноугольные отложения несогласно, иногда с базальными конгломератами, залегают на девонских породах. Представлены они известняками, содержащими значительные количества желваков, линз и прослоев диагенетического кремния, которые отлагались в условиях открытого, мелкого моря нормальной солености. Геохимическое изучение рудовмещающего разреза показало специализированность практически всего карбонатного, девонского разреза и отдельных прослоев в нижнекаменноугольных отложениях на свинец и цинк [1]. Фон этих толщ достаточно высок, чтобы можно было предположить возможность считать их источником рудного вещества при последующих диагенетически-эпигенетических преобразованиях (см. таблицу).

Наибольшая обогащенность отмечается вблизи контактов свит, где кларки концентраций в 3–4 раза выше среднего содержания по свите. Именно в этих позициях, которые можно рассматривать как геохимические барьеры, локализовано стратиформное свинцово-цинковое оруденение.

На основании минералого-геохимического анализа в районе выделяются две рудные формации: существенно свинцово-цинковая и редкометалльно-полиметаллическая.

Для первой характерны рудные тела простой и линзообразной формы со сравнительно небольшой мощностью, выдержанные по простиранию, сложенные вкрапленными и пятнистыми рудами. Гипогенные минералы представлены на 70–90% галенитом и сфалеритом с незначительным развитием пирита и халькопирита. Характерной особенностью этой формации является значимое преобладание цинка над свинцом (в 3–5 раз на Сарыкане и 2–3 раза на Канджайлау). Руды имеют мелкозернистое строение, и лишь в участках пересечения рудовмещающего горизонта разломами северо-западного направления наблюдаются крупносреднезернистые

переотложенные гнездообразные и штокверковые руды, сопровождающиеся околорудными изменениями во вмещающих породах. Примеси в рудах проявлены слабо и в основном представлены серебром, кадмием и редко — сурьмой, оловом, медью и молибденом.

Вторая рудная формация редкометалльно-полиметаллическая (кварц-карбонатно-(оловянно)-полиметаллическая, по Т.М. Воронич [3]) установлена в пределах нижнего и среднего течения р. Коксу, на рудном поле Возрожденное и рудопроявлении Университетское. Руды этой формации локализуются в терригенно-карбонатных породах бричмуллинской свиты. Руды приурочены к смешанным и литологически переходным разновидностям пород (известково-доломитовым, глинисто-карбонатным и др.). Отмечается зависимость состава руд от характера вмещающих пород — полиметаллическая (галенит-сфалеритовая) минерализация тяготеет к более чистым известнякам, а колчеданная — к мергелистым их разновидностям.

Породы бричмуллинского горизонта смяты в мелкие складки. Вместе с породами смяты в складки и рудные тела, т.е. руды, как и породы, несут следы динамометаморфизма.

В составе руд второй рассматриваемой формации, кроме галенита, сфалерита и пирита, в виде собственных минералов широко развиты блеклые руды, арсенопирит, станнин, касситерит, кестерит, халькопирит, пирротин, сидерит. Реже отмечаются бурнонит, буланжерит, джемсонит, молибденит и шеелит; доминирует пирит — он составляет до 50% руд. Выделяются две обособленные минеральные ассоциации, относящиеся соответственно: а) к гидротермально-осадочному этапу — пирит-сфалерит-галенитовая и б) гидротермально-метасоматическому этапу — пирит-касситерит-блеклые руды-станныновая, наложенная на первую. С последней тесно ассоциируют кварц, мусковит, хлорит.

Руды массивные, густовкрашенные, крупнокристаллические, контакты рудных тел с породами резкие. За пределами рудных тел отмечается рассеянная вкрапленная сульфидная минерализация.

В результате проявленных дислокаций руды заметно преобразованы. Преобразование руд происходило как в полостях приоткрывания мелких складок, так и в узких пересечениях рудовмещающих пластов с разломами северо-западного направления, за счет чего эти участки обогащались свинцом и цинком и образовывали характерную для стратиформных месторождений вторичную зональность.

Руды интенсивно катаклазированы. Травлением пиритов установлено до 4–5 чередующихся зон с зональностью первого и второго рода, причем обычно фрагменты зональности обнаруживались в центральных частях кристаллов, а более чистые не зональные каемки пирита образовывали характерные оторочки вокруг кристаллов, что является следствием влияния метаморфизма. К признакам метаморфизма следует отнести наличие стебельчатых форм карбонатов и кварца, а также светлого сфалерита вокруг более ранних темных его разновидностей [6].

Галениты и сфалериты содержат постоянные примеси серебра, мышьяка, сурьмы, олова, кадмия; в меньших количествах отмечаются висмут, галлий, селен, теллур, молибден.

Пириты обогащены мышьяком, сурьмой, оловом, никелем, кобальтом, галлием, реже висмутом, кадмием, молибденом, индием.

Статистическая обработка геохимических данных, проведенная по методике ИМГРЭ [2], выявила значимые различия в геохимических характеристиках разных объектов. Существенно свинцово-цинковый тип мы разделяем на два подтипа.

Представителем первого подтипа является месторождение Сарыкан. Руды этого месторождения локализованы в верхней части чаватинской свиты. Закон распределения практически всех рудогенных элементов нормальный как в рудных зонах, так и во вмещающих породах. Дисперсии очень низкие. Ряд относительной интенсивности имеет следующий вид: $(Pb, Mn) > Zn > Cu > Ti > Ag > V > Co$.

Существенная корреляционная связь устанавливается лишь в рудных телах между свинцом и цинком. В минерализованных зонах эта связь практически отсутствует. Связь свинца и цинка с другими элементами часто отрицательная. Ореолы широкие, слабоконтрастные. В надрудной части фиксируются ореолы марганца и серебра. Коэффициент контрастности от надрудного до подрудного горизонта меняется слабо — в пределах трех порядков. Зональность выражена плохо. Отмечается некоторое увеличение с глубиной содержаний свинца по отношению к цинку.

Представителем второго подтипа является месторождение Канджайляу, локализованное в рифогенных известняках визейского яруса. Рудные тела этого подтипа гораздо в больших количествах, чем на Сарыкане, содержат медь, серебро, железо, кадмий, молибден. Редко в аномальных значениях устанавливается олово и мышьяк. Характер распределения элементов отвечает логнормальному закону, дисперсии высокие. Ореолы контрастные, совмещенные. Интересным фактом является резкое преобладание аномальных полей на северном склоне хр. Канджайляу по сравнению с южным склоном, где широко проявлена интенсивная мраморизация известняков. Последняя, по-видимому, является отрицательным признаком для этого типа месторождений, так как интенсивная отгонка рудного вещества в сколовые трещины образует богатые, но разобщенные, маломощные рудные тела. Вынос полезного компонента фиксируется отрицательными аномалиями [4]. Аномалии как поэлементные, так и мультипликативные имеют обычно вытянутую форму, согласную простиранию вмещающих пород.

Ряд относительной интенсивности представлен (по убыванию): $Pb > Zn > (Mn, As) > Ag > Cu > Ti > Cd > Mo > V > Sn > Ba$. Этот ряд достаточно хорошо согласуется с универсальным рядом зональности и отличается только тем, что в рудной зоне отсутствует барий и отмечены более низкие содержания серебра.

Анализ корреляционной матрицы показал тесную прямую связь между $Pb-Zn-Cu-Mn-Ag$ в рудной и надрудной части. В подрудной части происходит разделение элементных парагенетических ассоциаций. Олово, мышьяк и молибден резко обособлены и являются продуктами более позднего процесса, по-видимому связанного с батолитовым этапом (C_2). Коэффициенты контрастности от надрудного до подрудного уровня меняются на 6–8 порядков.

Геохимические особенности редкометалльно-полиметаллической формации прежде всего определяются широким спектром элементов, слагающих рудные тела, и равным или преобладающим количеством свинца над

цинком. Примером проявления этого типа является участок Молодежный (рудное поле Возрожденное). Рудные тела локализованы в бричмуллинском горизонте и обычно имеют четкие геологические границы. Распределение свинца и цинка нормальное, а меди, олова, бария, мышьяка и др. — логнормальное. Дисперсии низкие. Ореолы узкие, вытянутые. Ряд интенсивности ($Pb > Zn > Ag > Sn > As > Sr > Cu > Mn > Ti > Ba > Ni > Cr > Mo > Co$) свидетельствует о редкометалльно-полиметаллической ассоциации. Характерна тесная связь $Pb-Sn-Cu-Zn-Ag$, существенная при любом уровне значимости, что позволяет предположить концентрацию этих элементов в едином рудном процессе. Коэффициенты контрастности от надрудного к подрудному уровню снижаются на 4–5 порядков.

Геохимическая специфичность каждого из выделенных типов требует дифференцированного подхода при проведении геохимических поисков и интерпретации аналитического материала. Это прежде всего относится к выбору отношений для расчетов коэффициентов зональности, контрастности и интенсивности и для оценки их параметрических характеристик. Результаты, полученные в процессе детальных геолого-геохимических исследований на описанных объектах, позволили рассчитать конкретные коэффициенты для каждого типа стратиформных свинцово-цинковых проявлений. В настоящее время эти выработанные критерии используются для типизации вновь выявленных проявлений и интерпретации на них геохимических аномалий.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Безделига Н.Я., Левин Я.С.* Типы стратиформного свинцово-цинкового оруденения Нижнекоксуиской рудоносной площади // Тез. докл. на науч. семинаре "Стратиформные месторождения цветных, редких, благородных металлов и других полезных ископаемых". Фрунзе, 1981, С. 179–180.
2. *Беус А.А., Григорян С.Г.* Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых, М.: Недра, 1975, 320 с.
3. *Воронич Т.М., Горьковой О.П., Глейзер Л.М.* и др. Основные черты магматизма и рудоносности Чаткальских гор. Ташкент: Фан, 1970, 176 с.
4. *Левин Я.С.* Роль метасоматических процессов в перераспределении рудного вещества на стратиформных полиметаллических месторождениях Чаткальского региона // Тез. докл. Второго среднеазиат. совещ. Петрология рудоносных метасоматитов. Ташкент: Фан, 1980, С. 25–26.
5. *Титова А.П., Левин Я.С., Хейфец Д.Н.* Региональные закономерности размещения стратиформного полиметаллического оруденения в карбонатных отложениях Среднего Тянь-Шаня // Узб. геол. журн. 1980, № 5, С. 3–8.
6. *Яром П.Я.* Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973, 285 с.

Я.С. Левин, И.В. Плещенко, А.П. Титова, Д.Н. Хейфец, И.В. Белоусова

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ СТРАТИФОРМНОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОМ РЕГИОНЕ

Исследуемый Чаткало-Кураминский регион входит в состав Срединного Тянь-Шаня, выделенного В.И. Поповым [4] как обособленная тектоническая единица, и представляет собой часть жесткого массива, консолидированного в допалеозойское время. В палеозое в результате автономной активизации образуются демиссионные структуры, в которых формируются толщи, вмещающие свинцово-цинковое оруденение.

В пределах Чаткало-Кураминского региона выделяются Курамино-Ферганская и Каратау-Чаткальская структурно-формационные зоны, из которых на активизационном этапе первая развивается как срединный массив, а вторая — как эпикратонная парамиогеосинклиналь. Характер тектонического развития обусловил в этих зонах образование различных формационных рядов. В Курамино-Ферганской, где девон-каменноугольные осадки формировались в отдельных впадинах, установлено несколько формационных рядов. Формации обычно маломощные. В Каратау-Чаткальской зоне отложения девона—карбона имеют значительные мощности (более 4000 м) и слагают единый формационный ряд [6].

Комплексные геологические исследования позволили выявить региональные закономерности размещения свинцово-цинкового стратиформного оруденения в карбонатных породах Срединного Тянь-Шаня [6].

Такие выявленные рудоконтролирующие признаки, как геотектонический, структурный, палеогеографический хотя и позволяют локализовать отдельные районы и целенаправить поисковые работы, тем не менее выделенные площади остаются весьма значительными по размерам. Опоискование таких участков требует вложения больших материальных затрат.

Проведение литолого-фациального расчленения карбонатных девон-каменноугольных отложений, повсеместно сопровождающееся послынным геохимическим опробованием, уже на первом, региональном этапе дает возможность резко сократить параметры площадей.

В результате статистической обработки аналитического материала по Срединному Тянь-Шаню выявлена приуроченность свинцово-цинковых месторождений стратиформного типа к горизонтам, имеющим значительную геохимическую специализацию [2]. Под геохимической специализацией мы понимаем наличие устойчиво повышенных по отношению к кларку содержаний элементов для определенных типов пород. Значимой (высокой) специализацией мы считаем такую, где средние содержания (фон) превышают кларк более чем в 5 раз.

В пределах Чаткало-Кураминского региона выделены благоприятные структурно-формационные подзоны, формации и стратиграфические уровни.

В Каратау-Чаткальской парагеосинклинальной зоне выделяются две подзоны: Талассо-Угамская и Пскем-Сандалашская. Перспективность

подзон по интерпретации геохимического материала оценивается неоднозначно. В Талассо-Угамской специализация проявлена чрезвычайно слабо, а в Пскем-Сандалашской она значимая, высокая. Это позволило сконцентрировать специализированные поисковые работы в Чаткало-Кураминском регионе в пределах Пскем-Сандалашской подзоны.

Исследуемые области Курамино-Ферганской зоны (срединный массив) в открытой части повсеместно специализированы на свинец.

Установлено, что стратиформное оруденение локализуется в девонских терригенно-известняково-доломитовых и известняково-доломитовых формациях. Километровая мощность этих формаций и трудная доступность отдельных районов сильно затрудняют повсеместное опробование продуктивных толщ. Послойное геохимическое опробование дало возможность выделить наиболее обогащенные уровни, имеющие четкую стратиграфическую датировку. Такими уровнями являются отложения верхнего живета в Моголтау и Южном блоке Алмалыкского района, верхнего живета — нижнего франа в Калканате, нижнего и верхнего фамена в Чаткале и верхнего фамена — в Центральном блоке Алмалыкского рудного района. Выделение именно этих уровней подтвердило выводы палеогеографического анализа и придало им параметрическую характеристику. Полученные результаты позволяют считать палеогеографическую обстановку одним из наиболее важных и информативных критериев поиска стратиформного свинцово-цинкового оруденения. Выделены два типа благоприятных обстановок: развивающиеся длительно шлейфы в условиях колебательных движений и осцилляции береговой линии, а также удаленные от берега участки позднефаменской лагуны. Вещественным выражением этих обстановок являются в первом случае гетерогенные толщи контрастного строения, сложенные переслаивающимися терригенными, доломитовыми и известняковыми пачками, а во втором — неконтрастные гетерогенные толщи, в которых чередуются доломиты и известняковые доломиты.

Следующим шагом локализации поисковых площадей является определение их фациальной принадлежности. Установлено, что стратиформное свинцово-цинковое оруденение приурочивается к отложениям, образовавшимся в застойных зонах мелкозаливного и волноприбойного фациальных поясов (по В.И. Попову). Причем наиболее благоприятными являются участки, характеризующиеся различной степенью распространения, режимом гидродинамики и нормализации окислительно-восстановительных параметров, т.е. на границах природных геохимических барьеров. Наиболее богатые концентрации полезного компонента фиксируются в горизонтах развития седиментационных брекчий. Статистическая обработка выборок, построенных по литологическому и фациальному признакам, дает возможность оценить непараметрические геологические признаки, а следовательно, и придать количественную оценку. Это позволяет использовать их в качестве целевых при прогнозировании свинцово-цинкового оруденения стратиформного типа и применять при прогнозе современные программы с использованием электронно-вычислительной техники.

Все вышеперечисленные методы позволяют довольно достоверно выделять площади, соответствующие рудным зонам и рудным районам.

Необходимость дальнейшего сокращения параметров площадей, выделенных под поиски, требует постановки детальных работ, во время кото-

рых применение геохимических методов поисков приобретает главенствующую роль.

Детальное геохимическое опробование показало, что подавляющая часть проявлений приурочена к краевым частям выделенных стратиграфических уровней, где обогащенность свинцом и цинком в 3–5 раз превышает фон всей толщи. Это дает основание для сокращения участков, выделенных под поиски, на 60–70%. На локальных площадях достаточно продуктивно работает методика геохимических методов поисков, разработанная в ИМГРЭ [1].

Методические основы выделенной аномалии, их разработка, построение рядов интенсивности, расчет коэффициентов контрастности и интенсивности могут использоваться для всех типов месторождений. Тем не менее генетическая сущность стратиформного образования предопределяет некоторые изменения в характере зональности и корреляции отдельных элементов. Это определяется прежде всего тем, что элементы, поступающие из глубинного источника вместе с термальными водами (рассолами), попадая в бассейн седиментации, мигрируют в нем по законам осадочной дифференциации. Именно это дает возможность объяснить "нетипичное" поведение бария в ряду зональности на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях, где он накапливается в самых низах рудовмещающего разреза. Небезызвестны случаи, когда на Миргалымсае (Южный Казахстан) по локализации бария в базальных слоях фамена предполагалась обратная геохимическая зональность. Экспериментальными исследованиями [3] доказано, что чрезвычайно миграционно активный в чисто гидротермальном процессе барий, попадая в соленую морскую воду, связывается в труднорастворимый сульфат ($BaSO_4$) с коэффициентом растворимости $n \cdot 10^{-27}$ и выпадает в осадок, в то время как хлоридные соединения свинца и цинка продолжают мигрировать в бассейне. Н.С. Скрипченко для Джайрема [5] разработана схема зональности, выразившаяся следующим рядом элементов, от центра к периферии: Ba–Pb–Zn–Fe. Нашими исследованиями аналогичная зональность обнаружена в пределах Каратауского и Чаткальского рудных районов. Интересным фактом является то, что такая зональность отмечается как в региональном плане, так и при анализе отдельных участков. Установлено, что наиболее богатые существенно свинцовые руды локализуются в обрамлении баритового ядра. Использование этого положения позволяет не только ориентировать поиски на площади с максимальными концентрациями, но и заранее предвидеть, какого качества будет руда.

Интересная закономерность обнаружена при корреляционном анализе. Прямая, значимая корреляционная связь фиксируется только на участках с концентрируемым оруденением. В районах и участках с рассеянной минерализацией эта связь несущественна или даже отрицательная. По нашим представлениям, зоны рассеянной минерализации образовались в седиментационно-диагенетическую стадию. В этих условиях свинец и цинк значительно различаются миграционной способностью. Зоны концентрированного оруденения формировались в более позднюю эпигенетическую стадию путем перетолжения рассеянной минерализации гидротермами. В этом процессе характер миграции свинца и цинка довольно сходен, чтобы образовать прямую корреляционную связь.

Мы предлагаем использовать характер корреляционной зависимости в качестве поискового признака при разбуровке аномальных участков.

Помимо ореолов прямых элементов-индикаторов, в пределах аномальных зон установлены ореолы стронция, часто имеющие более значительные параметры, чем ореолы свинца и цинка. Так как они обнаружены только вокруг богатых рудных тел и полностью отсутствуют в пределах аномалий, фиксирующих зоны минерализации, стронций может быть выдвинут в качестве косвенного элемента-индикатора на богатое свинцово-цинковое оруденение. Обращают внимание его пониженные содержания в самих рудных телах, что дало нам основание сделать вывод о том, что ореолы стронция являются ореолами выноса.

Геохимическая специфичность свинцово-цинковых объектов стратиформного типа потребовала создания геохимического эталона. Опытно-методические работы, проведенные на участке Молодежный, расположенном в нижнем течении р. Коксу, позволили проверить и конкретизировать полученные ранее результаты, а также получить числовую характеристику для всех основных коэффициентов при оценке аномалий. В настоящее время выработанные геохимические критерии проверяются на вновь выявленных стратиформных объектах в этом районе.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Беус А.А., Григорян С.В.* Геохимические методы поисков и разведки твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 278 с.
2. *Левин Я.С.* Геохимическая специализация пород как показатель перспективности на свинцово-цинковое оруденение стратиформного типа в Среднем Тянь-Шане // Тез. докл. на науч. семинаре "Стратиформные месторождения цветных, редких, благородных металлов и других полезных ископаемых". Фрунзе, 1981. С. 48-49.
3. *Листова Л.П., Бондаренко Г.П.* Осаждение и дифференциация меди, свинца и цинка в условиях зоны осадкообразования. М.: Недра, 1978. 175 с.
4. *Попов В.И.* История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1978. 218 с.
5. *Скрипченко Н.С.* Гидротермально-осадочные полиметаллические руды известково-сланцевых формаций. М.: Недра, 1980. 200 с.
6. *Титова А.П., Левин Я.С., Хейфец Д.И.* Региональные закономерности размещения стратиформного полиметаллического оруденения в карбонатных породах Среднего Тянь-Шаня // Узб. геол. журн. 1980, № 5. С. 3-8.

*А.Г. Мурзалиев***МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ
ПАЛЕОЗОЙСКИХ БОКСИТОВ****(на примере Северо-Восточного Казахстана)**

Как известно, геохимические методы поисков в настоящее время широко и с достаточным эффектом используются для обнаружения скрытых месторождений различных полезных ископаемых. Однако при поисках бокситов применение этого дешевого и надежного способа проведения поисковых работ сталкивалось и продолжает сталкиваться со значительными трудностями, обусловленными прежде всего весьма слабой контрастностью вторичных ореолов рассеяния бокситовых месторождений.

В последние годы проведены работы, направленные на исследование возможностей увеличения контрастности геохимических аномалий под погребенными залежами бокситов. С этой целью было предложено использовать комплексные полиэлементные ореолы рассеяния, включающие основные элементы-индикаторы бокситового оруденения и несущие значительно больший объем информации, чем моноэлементные ореолы. Применение такой методики в комплексе с гамма-спектрометрической съемкой на ряде известных платформенных месторождений бокситов дало положительные результаты. Что же касается геосинклинальных бокситовых месторождений, отличающихся от платформенных рядом специфических особенностей, в частности более сложной геолого-тектонической обстановкой, то здесь применение вышеизложенной методики ощутимого успеха не имело.

Нами при проведении поисковых работ на геосинклинальные бокситы в пределах Чингиз-Тарбагатайского района (Северо-Восточный Казахстан) как вспомогательный использовался минералого-геохимический метод, основанный на всестороннем изучении нерастворимого остатка потенциально бокситоносных известняков с выявлением в них минералов-индикаторов бокситовых месторождений и сопутствующих минералам-индикаторам элементов-примесей. В ходе исследования нерастворимого остатка определялись: карбонатность, гранулометрический состав, выход тяжелой фракции, а также минеральный состав алевритовой и глинистой фракции. Эти работы проводились с применением спектрального, термического, рентгеноструктурного, электронно-микроскопического и других видов анализа.

Чингиз-Тарбагатайский регион (Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий) занимает северную часть Урало-Тяньшаньской герцинской складчатой области и располагается между двумя крупными структурными единицами I порядка – Джунгаро-Балхашским (на юго-западе) и Иртыш-Зайсанским (на северо-востоке) мегасинклинориями, от которых отделяется мощными зонами тектонических разломов глубинного заложения. В связи с широким развитием в Казахстане поисковых работ на палеозойские бокситы этот регион привлек особое внимание геолого-бокситчиков именно из-за значительного развития карбонатных пород ордовикского возраста с внутрiformационными перерывами, к которым приурочены прослои и линзы терригенных пород. Интерес к этим образованиям был обуслов-

лен еще и тем, что на описываемой территории в ордовике существовал благоприятный для бокситообразования жаркий переменновлажный тропический климат [2], а палеосуша была сложена высокоглиноземистыми вулканогенными породами среднего и основного состава.

Анализ обширного материала геологосъемочных и тематических работ показал, что сравнительно мощные толщи карбонатных пород, благоприятных для формирования в них бокситов геосинклинального типа, фиксируются в бестамакской свите среднего ордовика (ландейло) и акдомбакской верхней ордовика (карадок-ашгиллий) в Чингизском регионе; а также в ачаульской свите верхней ордовика (карадок-ашгиллий) в Тарбагатайском регионе. Карбонатные образования вышеназванных свит образуют в целом две прерывистые субпараллельные зоны северо-западного простирания, протянувшиеся на многие сотни километров от границы с Китаем почти до южной оконечности Западно-Сибирской плиты.

Практически все более или менее значительные выходы ордовикских известняков были изучены нами посредством детального литолого-геохимического профилирования. Расстояние между профилями колебалось от 1 до 3 км. Точки наблюдения по профилю располагались в 50–100 м одна от другой. В случае необходимости (смена литологического состава карбонатных пород, близость зоны внутриформационного перерыва и т.п.) точки наблюдения сгущались.

Детальное макро- и микроскопическое изучение показало, что карбонатные толщи обеих зон имеют сложное внутреннее строение, обусловленное резкой сменой как в вертикальном разрезе, так и по простиранию слагающих ее литологических разновидностей известняков.

Образования бестамакской свиты принимают участие в строении северо-восточного крыла Абралинского синклинория, прослеживаясь вдоль юго-западных предгорий хр. Кан-Чингиз на расстояние порядка 60–65 км. Кроме того, выходы отложений бестамакской свиты наблюдаются в северо-восточных предгорьях хр. Чингиз и в пределах юго-западного крыла одной из ветвей Найманджал-Ащисуйского антиклинория (горы Карадыр).

Свита представлена преимущественно осадочными породами (известняками, песчаниками, алевролитами) с прослоями туфопесчаников и литокристаллокластических туфов основного и среднего состава. Карбонатная составляющая занимает нижнюю часть разреза бестамакской свиты. Мощность известняков колеблется в широких пределах от 100–150 до 500 м и более.

Нами изучались все крупные выходы карбонатных пород бестамакской свиты, расположенные в горах Арчалы, Карадыр и в районе верхнего течения р. Шаган.

В горах Арчалы рифогенные известняки бестамакской свиты слагают полосу шириной от 0,7 до 2,0 км, которая прослеживается в северо-западном направлении на расстояние 10–12 км. Карбонатная толща сложена несколькими литологическими разновидностями известняков: органо-генно-обломочными, псевдооолитовыми, пелитоморфными и оолитовыми. Внутриформационных перерывов в карбонатной толще выявлено не было.

Изучение нерастворимого остатка слагающих толщу рифогенных извест-

Т а б л и ц а 1
Содержание диаспора в алевритовой фракции известняков
бестамакской свиты

Номер п/п	Номер пробы	Место взятия проб	Разновидности известняков	Содержание диаспора в алевритовой фракции
1	527	Горы Арчалы	Псевдооолитовый	0,1
2	360	То же	Оолитовый	0,8
3	776	Горы Караадыр	Псевдооолитовый	1,2
4	266	Верховье р. Шаган	Пелитоморфный	86,7
5	476	То же	"	0,2
6	476 ^a	"	"	1,2
7	251 ^b	"	Органогенный	0,3
8	342 ^b	"	Псевдооолитовый	0,1
9	445	"	Мраморизированный	0,1

няков показало, что в алевритовой фракции он содержит довольно значительное количество гидроокислов железа и терригенного кварца. В составе тяжелой фракции часто отмечаются рудные минералы, анатаз, лейкоксен, циркон, минералы группы эпидота-цоизита. В двух пробах (в оолитовом и псевдооолитовом известняках) зафиксирован диаспор (табл. 1).

Глинистая фракция нерастворимого остатка бестамакских известняков гор Арчалы также содержит диаспор и еще — каолинит. Кроме того, в заметных количествах здесь отмечаются гидрослюда и монтмориллонит (рис. 1, *a*).

Образования бестамакской свиты в горах Караадыр приурочены к юго-западному крылу одной из ветвей Найманджал-Аччисуйского антиклинория, где они слагают крупный горстообразный блок.

Карбонатная толща представлена пелитоморфными, псевдооолитовыми, оолитовыми и зернистыми известняками. Среди пород толщи установлен внутрiformационный перерыв, фиксируемый горизонтом известняковых конгломератов. Терригенных и бокситоподобных пород этот перерыв не содержит.

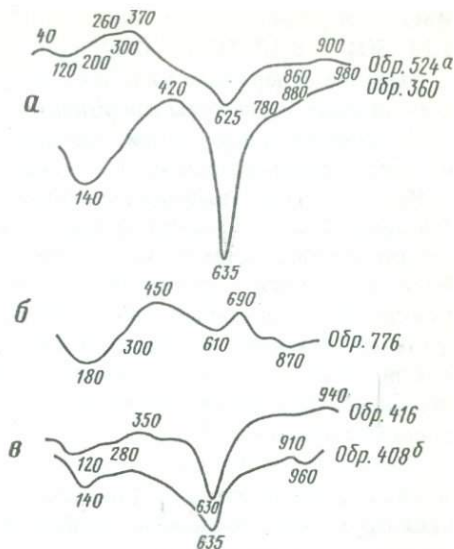
Исследование минерального состава известняков карбонатной толщи показало следующее. В легкой алевритовой фракции почти всегда встречается кварц и очень редко отмечаются обломки полевых шпатов. Тяжелая фракция в значительном количестве содержит окислы и гидроокислы железа. Постоянно фиксируются лейкоксен, циркон, анатаз, пирит, марказит и минералы группы эпидота-цоизита. В единичном случае установлен диаспор (см. табл. 1). В глинистой фракции всех без исключения проб преобладают гидрослюда и монтмориллонит (см. рис. 1, *b*).

Наиболее мощные и протяженные выходы карбонатных пород бестамакской свиты находятся в районе верхнего течения р. Шаган. Бестамакские известняки протянулись в виде прерывистой полосы по правобережью и по левобережью р. Шаган на расстояние порядка 35 км.

При изучении минерального состава нерастворимого остатка известня-

Рис. 1. Термограммы глинистой фракции нерастворимого остатка бестамакских известняков ($^{\circ}\text{C}$)

а — район гор Арчалы: обр. 524^а — монтмориллонит, гидрослюда, гидроокислы железа, пирит; обр. 360 — каолинит, диаспор, гидрослюда, гидроокислы железа, монтмориллонит, пирит; *б* — район гор Карадыр: обр. 776 — монтмориллонит, гидрослюда, гидроокислы железа, пирит, хлорит; *в* — район верховьев р. Шаган: обр. 416 — диаспор, бемит (?), каолинит, гидроокислы железа, гидрослюда, монтмориллонит; пр. 408^б — каолинит, гидроокислы железа, хлорит, гидрослюда, монтмориллонит



ков было обнаружено присутствие в нем продуктов коры выветривания, представленных минералами свободного глинозема (см. табл. 1). В алевритовой фракции одной пробы (пр. 266) содержание диаспора достигло 86,7%. Глинистая фракция этой пробы по данным термического анализа также почти нацело представлена диаспором. Интересно, что впоследствии именно вблизи места взятия этой пробы был обнаружен в коренном залежании боксит диаспорового состава.

Среди рифогенных известняков бестамакской свиты района верхнего течения р. Шаган были выявлены два крупных внутрiformационных перерыва, приуроченных к верхней и нижней частям карбонатной толщи [1].

В известняковых конгломератах, приуроченных к зоне внутрiformационного перерыва, химическим анализом местами устанавливаются следующие содержания глинозема и кремнезема (в %): Al_2O_3 — 14,90; SiO_2 — 3,60 (кремниевый модуль — 4,14); Al_2O_3 — 28,8; SiO_2 — 0,00 (кремниевый модуль — 0,93). Эти данные совершенно однозначно указывают на присутствие в известняковых конгломератах продуктов переотложенной коры выветривания.

Заметное преобладание содержания глинозема (29,0%) над кремнеземом (19,5%) отмечается также в пробах гравелитистого песчаника, взятых из зоны внутрiformационного перерыва.

В центральной части района верхнего течения р. Шаган вблизи зоны нижнего внутрiformационного перерыва в делювии нами был обнаружен боксит бемитового состава. По данным химического анализа состав этого боксита следующий (в %): SiO_2 — 10,3; Al_2O_3 — 45,4; Fe_2O_3 — 13,1; TiO_2 — 2,0; CaO — 10,3; MgO — 1,2; п.п.п. — 17,2 (кремниевый модуль — 4,4).

Несколько позже боксит был обнаружен в коренном залежании. Полным силикатным анализом в нем были установлены следующие компоненты (в %): SiO_2 — 5,10; Al_2O_3 — 31,60; Fe_2O_3 — 0,61; FeO — 5,47; TiO_2 — 0,96;

MnO — сл.; CaO — 26,4; MgO — 1,07; K₂O — 0,20; Na₂O — 0,13; P₂O₅ — 0,23; SO₃ — 0,10; H₂O — 0,09; п.п. — 27,78 (кремниевый модуль — 6,2).

Высокое содержание кальция в породе, очевидно, объясняется загрязнением пробы вмещающим известняком.

По данным микроскопии, термического и рентгеноструктурного анализов минеральный состав этого боксита существенно диаспоровый.

Как показывает вышеприведенный фактический материал, обнаружению бокситов в бестамакских известняках предшествовала фиксация в их нерастворимом остатке минералов свободного глинозема (диаспора и бемита), а также других продуктов разрушаемой коры выветривания (каолинит, терригенный кварц, гидроокислы железа). Кроме того, спектральным анализом в этих известняках установлены несколько повышенные по сравнению с кларковыми содержания титана и галлия (элементов-спутников бокситов), косвенно подтверждающих возможность присутствия бокситов.

Карбонатные породы акдомбакской свиты верхнего ордовика обнаружены в районе полиметаллического месторождения Акбастау, руч. Курбаканас и горы Акдомбак, приурочиваясь к крыльям Акбастауского и Акчатауского антиклинориев.

Карбонатные породы слагают нижнюю часть разреза акдомбакской свиты и представлены рифогенными известняками нескольких разновидностей. Мощность карбонатной толщи местами достигает 560 м.

В районе полиметаллического месторождения Акбастау акдомбакские известняки слагают субшироко вытянутую полосу, прослеживающуюся на расстояние порядка 13 км при ширине до 1,2 км, а также встречаются в отдельных клиновидных тектонических блоках. Почти повсеместно с подстилающими и перекрывающими породами они имеют тектонические контакты. Интенсивное проявление тектоники наложило своеобразный отпечаток на строение и состав карбонатной толщи. Значительная часть известняков толщи претерпела сильную перекристаллизацию, затушевавшую их первичные структуры.

Несколько проб нерастворимого остатка известняков района полиметаллического месторождения Акбастау показали присутствие в тяжелой алевритовой фракции диаспора, содержание которого в одной из проб (пр. 118^a) составило 38,6% (табл. 2).

Кроме того, в этой же фракции в большом количестве зафиксированы окислы и гидроокислы железа и рудные минералы. Постоянно встречаются лейкоксен, анатаз, циркон, гранаты, хромшпинелиды, минералы группы эпидота—цоизита и роговая обманка. Легкая фракция содержит в значительном количестве кварц и очень мало полевых шпатов. В глинистой фракции нерастворимого остатка доминируют монтмориллонит и гидрослюда. Вместе с тем в ряде проб эта фракция содержит диаспор, бемит (?), каолинит и гидроокислы железа (рис. 2, а).

Красноцветные известняки зон дробления также в отдельных случаях содержат диаспор в нерастворимом остатке. Кроме того, термическим анализом в них в незначительном количестве установлены каолинит и кварц. Возможно, зоны дробления красноцветных известняков связаны с перерывами в накоплении карбонатной толщи, впоследствии затушеванными тектоническими и гидротермальными процессами.

Таблица 2
Содержание диаспора в алевритовой фракции известняков
акдомбакской свиты

Номер п/п	Номер проб	Место взятия	Разновидности известняков	Содержание диаспора в алевритовой фракции
1	26	Район месторождения Акбастау	Пелитоморфный	1,6
2	123 ^a	То же	”	1,3
3	102	”	Органогенный	1,3
4	118 ^a	”	Микрозернистый	38,6
5	730	Район руч. Курбаканас	Пелитоморфный	0,7
6	728	То же	Зернистый	0,9

Карбонатная толща акдомбакской свиты в районе руч. Курбаканас обнажается в юго-западном крыле Акбастауской антиклинали и слагает ряд мелких складок на погружении этой структуры в юго-восточном направлении.

Проведенными исследованиями удалось выявить сложное строение этой толщи, сложенной пелитоморфными, органогенно-обломочными, оолитовыми, псевдооолитовыми, песчанистыми и перекристаллизованными известняками, быстро сменяющимися друг друга как в вертикальном разрезе, так и по латерали.

Изучение нерастворимого остатка известняков показало, что в составе известняка встречаются кварц, гидроокислы железа, лейкоксен, циркон, гранаты, анатаз, пирит, хромшпинелиды, минералы группы эпидота—цоизита. В алевритовой фракции тех проб был обнаружен диаспор. Последний вместе с каолинитом, гидроокислами железа и, возможно, бемитом встречается также в глинистой фракции (рис. 2, б).

В карбонатной толще района руч. Курбаканас выявлены два внутрифациальных перерыва, фиксируемых известняковыми конгломератами и залежами фельзит-порфиоров. Однако в отношении бокситов и бокситоподобных пород эти перерывы оказались стерильными.

В районе горы Акдомбак карбонатные породы верхнего ордовика обнажаются в ядре Акдомбакской антиклинали. Известняки в виде широкой полосы прослеживаются от горы Акдомбак в восточном направлении, образуя скалистые выходы по берегам р. Баканас.

Макро- и микроскопическим изучением в пределах толщи удалось выделить несколько литологических разновидностей известняков: пелитоморфные, органогенно-обломочные, псевдооолитовые и перекристаллизованные. Вышеперечисленные разновидности карбонатных пород не имеют четкого положения в разрезе толщи, резко сменяют друг друга по простиранию и в вертикальном направлении.

Минералогический анализ нерастворимого остатка этих известняков минералов свободного глинозема в алевритовой фракции не выявил. В глинистой фракции в единичных случаях были зафиксированы диаспор

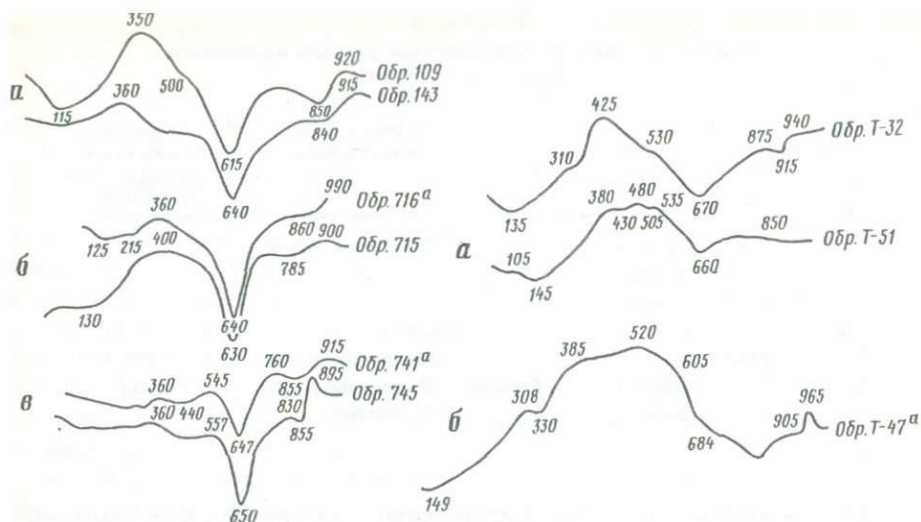


Рис. 2. Термограммы глинистой фракции нерастворимого остатка акдомбакских известняков

а — район месторождения Акбастау: обр. 109, 143 — диаспор, бёмит (?), каолинит, гидроокислы железа, гидрослюда, монтмориллонит, пирит; б — район руч. Курбаканас: обр. 716^а, 745 — диаспор, бёмит (?), каолинит, гидроокислы железа, гидрослюда, хлорит, хризотил-асбест

Рис. 3. Термограммы глинистой фракции нерастворимого остатка акчаульских известняков

Район гор Акчаулы: обр. Т-32, Т-51, Т-47^а — гидрослюда, монтмориллонит, хлорит, пирит

и бёмит (?), встречающиеся здесь совместно с каолинитом, гидроокислами железа, гидрослюдой, хлоритом и хризотил-асбестом (см. рис. 2, в).

Внутриформационных перерывов в карбонатной толще района горы Акдомбак не обнаружено. Толща в целом весьма однородна и представлена почти исключительно известняками, среди которых изредка встречаются горизонты диабазовых порфиритов.

Обобщая результаты исследования рифогенных известняков акдомбакской свиты, можно констатировать следующее. Рифогенное карбонатное накопление в основном проходило непрерывно. Перерывы, если и были, то весьма кратковременные. Палеосуша с латеритными корами выветривания либо находилась на значительном расстоянии от области рифообразования, либо процесс разрушения и последующего переотложения продуктов коры выветривания был очень замедленным. Об этом свидетельствует тот факт, что минералы свободного глинозема в нерастворимом остатке акдомбакских известняков встречаются спорадически и в небольшом количестве. Это обстоятельство в значительной степени снижает возможность нахождения геосинклинальных бокситов в карбонатной толще акдомбакской свиты.

Акчаульская свита верхнего ордовика, являющаяся фаціальным аналогом акдомбакской свиты, прослеживается с перерывами вдоль всего юго-западного склона хр. Тарбагатай. Она представлена крайне невыдер-

жанными как в вертикальном разрезе, так и по латерали вулканогенно-осадочными образованиями верхнего ордовика. Характерной особенностью свиты является наличие в верхней и средней частях разреза свиты сравнительно мощных линз рифогенных известняков; отмечаются протяженные и мощные линзы.

Наибольшим развитием рифогенные известняки акчаульской свиты пользуются в районе гор Акчаулы: они образуют хорошо выраженные на местности грядовые или скалистые выходы мощностью от 230—250 до 40—50 м и менее. Характерной особенностью акчаульских известняков этого района являются их вторичные изменения (перекристаллизация, окремнение), затушевавшие первичные структуры и текстуры.

Минералогический анализ нерастворимого остатка этих известняков показал полное отсутствие в них минералов свободного глинозема. Глинистая формация почти целиком состоит из монтмориллонита и гидрослюда (рис. 3, а). Очень редко и в небольшом количестве встречается каолинит (рис. 3, б).

Внутриформационные перерывы в карбонатной толще района гор Акчаулы отсутствуют.

Полученные данные по изучению акчаульских известняков Чингиз-Тарбагатайского региона показывают, что условия для формирования здесь бокситов ордовикского возраста были крайне неблагоприятными. Судя по отсутствию минералов свободного глинозема и аномальных содержаний титана и галлия, кора выветривания, очевидно, не достигла своей зрелости и, естественно, не могла поэтому быть источником бокситового материала.

Таким образом, благодаря использованию минералого-геохимического метода удалось не только дать перспективную оценку Чингиз-Тарбагатайскому региону на бокситы ордовикского возраста, но и выявить в его пределах Шаганское проявление палеозойских бокситов.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Минералого-геохимический метод может быть достаточно эффективно использован при поисково-оценочных работах на палеозойские бокситы.
2. Применение этого метода возможно только с учетом других факторов, влияющих на процесс бокситообразования.
3. Изучение нерастворимого остатка известняков способствует не только установлению их потенциальной бокситоносности, но и выявлению особенностей рифогенного карбонатакопления, а также восстановлению палеогеографической обстановки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мурзалиев А.Г. К оценке перспективности ордовикских образований Чингизского мегантиклинория на палеозойские бокситы // Вопросы геологии бокситов и кор выветривания Казахстана. Алма-Ата. 1976. Вып. 6. С. 35—43.
2. Синицын В.М. Палеогеография Азии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 251 с.

В.В. Панцулая, Б.А. Судов

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (на примере Грузии)

Геохимические методы при металлогеническом исследовании рудных районов неоднократно освещались в геологической литературе; эти вопросы были обстоятельно изложены И.И. Гинзбургом и др. [1]. В последние годы принципы и методика геохимических исследований широко рассматривались в связи с проблемой геохимического картирования [3, 5–7, 9 и др.].

А.А. Смыслов [6] обосновал соподчиненность геохимических и металлогенических подразделений и дал им общую характеристику.

Достижения в области изучения региональной геохимии и металлогении Грузии создали необходимую основу для проведения геохимического анализа металлогенических зон данного региона в связи с поисками рудных месторождений. Такой анализ приводится на примере двух существенно различных зон Большого и Малого Кавказа, причем для лучшего уяснения их природы предварительно дается общий тектоно-металлогенический очерк исследуемой территории.

Разнообразные по генезису и составу рудные месторождения Грузии практически полностью принадлежат к альпийскому тектоно-магматическому циклу, который на Кавказе принято подразделять на две металлогенические эпохи: киммерийскую, или раннеальпийскую (юра–ранний мел), и собственно альпийскую, или позднеальпийскую (поздний мел–антропоген).

В пространстве четко наблюдается приуроченность киммерийских месторождений и проявлений, относящихся в основном к колчеданной группе рудных формаций, к первичной эвгеосинклинали южного склона Большого Кавказа. В пределах гетерогенной складчато-блоковой системы Малого Кавказа киммерийское железорудное и медно-полиметаллическое оруденение распространено в Сомхето-Карабахской вторично-геосинклинальной зоне, представленной на территории Южной Грузии лишь незначительным фрагментом.

Оруденение собственно альпийской металлогенической эпохи в свете современных представлений связывается с разными формами процесса тектоно-магматической активизации. Южная Грузия, принадлежащая к северной периферии металлогенической провинции Малого Кавказа, характеризуется заложенными на континентальной коре прогибами со сравнительно полным (Аджаро-Триалетская зона) или редуцированным (Болнисско-Кировабадская зона) вертикальным рядом геологических формаций геосинклинального типа. Они в данном случае представляют собой тектонически переработанную часть Закавказской микроплиты (срединного массива), которую, по терминологии ВСЕГЕИ 1981 г. можно отнести к областям рифтогенной активизации, имевшей место в позднем мелу и палеогене. Иной характер имеет тектоно-магматическая активизация области завершенной киммерийской складчатости Большого Кавказа, где данный

процесс относится к типу повторного орогенеза. Тектоническим выражением активизации явилось сводово-глыбовое воздымание послеблатского орогена Большого Кавказа, образование повторной складчатости, оживление глубинных разломов. Металлогения представлена телетермальными месторождениями барит-полиметаллической и ртутной формаций и плутоногенными гидротермальными мышьяковыми и редкометальными месторождениями, приуроченными к малым интрузиям.

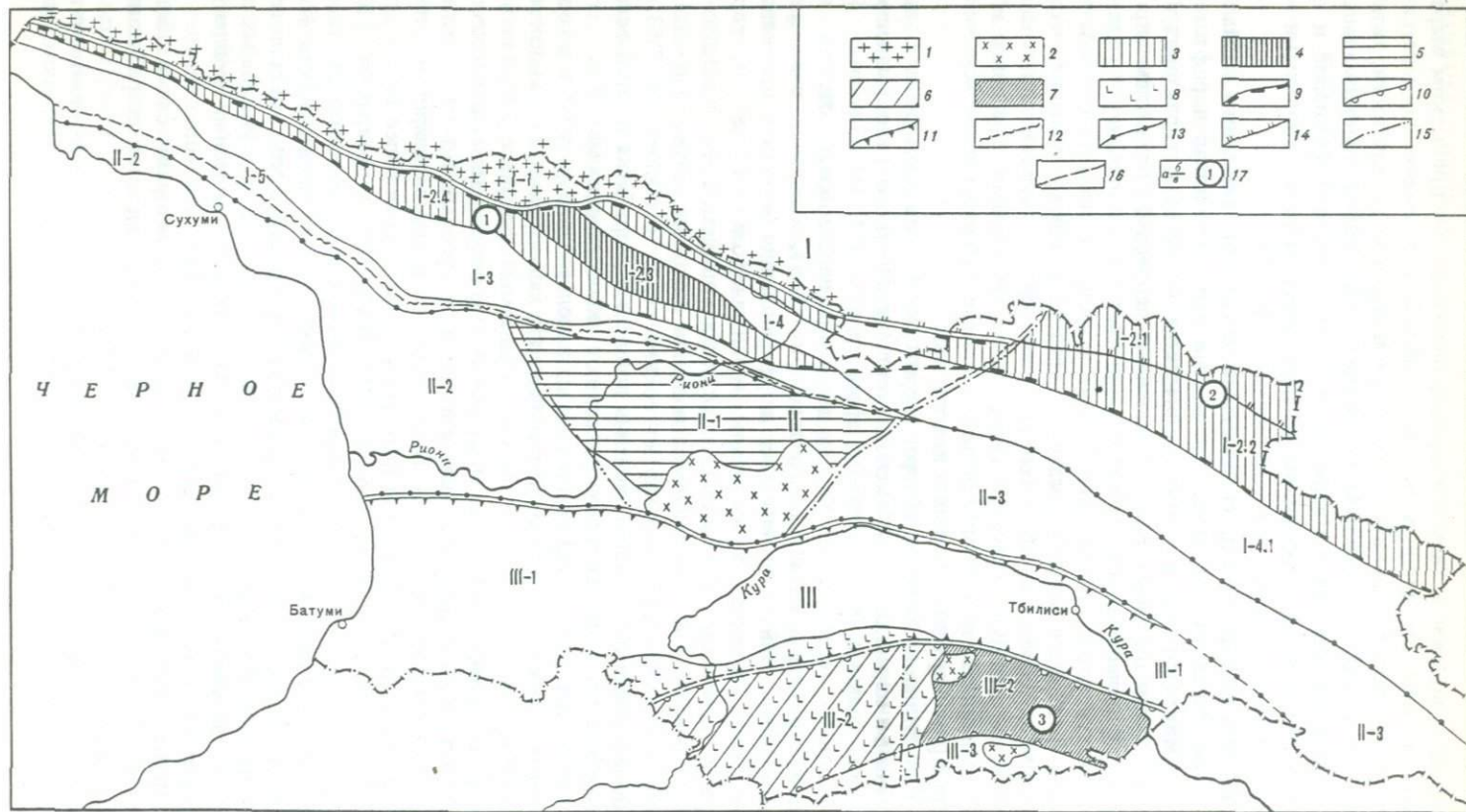
Расположенный между складчатыми системами Большого и Малого Кавказа Закавказский срединный массив (не вовлеченная в рифтогенез часть микроплиты) в металлогеническом отношении характеризуется прежде всего наличием субплатформенных депрессий с развитием марганценовой песчано-силицитовой формации олигоцена, включающей уникальное Чиатурское месторождение. В Центральнотрудинском поперечном поднятии срединного массива выступает древний гранитно-метаморфический фундамент (Дзирульский массив), в мезозойском вулканогенно-осадочном чехле которого известны сидеритовое, гематитовое, баритовое и барит-полиметаллическое оруденения, а также месторождения каменного угля и ряда нерудных полезных ископаемых.

Как видно из беглого обзора, территория Грузии представляет значительный интерес для комплексного металлогенического и геохимического анализа, главные задачи которого сформированы Л.Н. Овчинниковым [3]. В условиях исследуемого региона таковыми целесообразно считать типизацию структурно-металлогенических зон (СМЗ), выяснение в их пределах особенностей геохимической дифференциации вещества и образования месторождений, установление геохимической зональности, характера и состава ореолов рассеяния, включая конкретизацию элементов-индикаторов руд. В прикладном отношении важными моментами анализа являются выяснение ландшафтно-геохимических особенностей СМЗ, их районирование по условиям ведения поисков и разработка на этой основе рационального комплекса геологических и геохимических методов.

Геохимический анализ базируется на использовании результатов геохимических работ на участках месторождений, характерных для конкретной металлогенической зоны, и на так называемых фоновых участках в ее пределах. В настоящей статье авторами учтены результаты литохимических методов поисков по первичным и вторичным ореолам, а также результаты гидрохимического метода. Было отобрано и проанализировано спектральным, спектрохимическим и химическим методами более 10 000 проб. Результаты анализа обработаны на ЭВМ "НАИРИ-2" по программе "ГХ-1" с определением всех необходимых параметров распределения. Это позволило создать надежную основу для геохимического анализа Абхазо-Кавказско-Белоканской и Болнисско-Кировабадской структурно-металлогенических зон. При выделении элементов, характерных для указанных зон, учтены элементы, встречающиеся в породах в повышенных концентрациях по сравнению с кларками соответствующих типов пород.

Исследованные зоны показаны на упрощенной авторами схеме общего металлогенического районирования Грузии (см. рисунок), разработанной Г.А. Твалчрелидзе и В.В. Панцулая [10, 11].

Юрская геосинклиналь Большого Кавказа (Абхазо-Кавказско-Белоканская структурно-металлогеническая зона) развилась из окраинного моря



на периферии Скифской плиты. Прогиб протягивался вдоль всего южного склона, тогда как кристаллическое ядро Главного хребта выступало в качестве геосинклинального поднятия. Восточнее Дарьяльского кристаллического массива древний фундамент ступенчато погружается, будучи пересечен поперечным глубинным разломом. Здесь юрская геосинклиналь распространяется и на северном склоне современного Главного хребта, выраженного инверсионной антиклинальной морфоструктурой. Ритмично-слоистые толщи лейаса—аалена (местами по бат включительно) сложены песчано-аргиллитовыми осадками мощностью до 5—7 км, частично метаморфизованными до фации аспидных сланцев. На нескольких стратиграфических уровнях в описываемом геосинклинальном комплексе развиты продукты базальтоидного вулканизма: спилитовые подушечные лавы и пирокластолиты, дайки и силлы преимущественно диабазового состава, реже более кислого вплоть до андезито-дацитов. Материалы вулканогеологических исследований последних лет (В.И. Буадзе, Г.М. Бенидзе, Т.В. Джанелидзе, М.А. Беридзе, А.М. Гавашели и др.) свидетельствуют о существовании в рассматриваемой зоне различных по характеру дифференциации вещества вулканических серий: от ранней антидромной кератофир-спилитовой через недифференцированные толеитовые базальты до поздней, последовательно дифференцированной базальт-андезито-дацито-

←
 Схема металлогенического районирования Грузии с выделением Абхазо-Кавказно-Белоканской и Болнисско-Кировабадской зон и их геохимическая характеристика

1 — гранитно-метаморфическое ядро геосинклинали Главного Кавказского хребта; 2 — выступы древнего кристаллического фундамента Закавказского срединного массива; 3, 4 — подзоны юрской сланцевой эвгеосинклинали южного склона; 3 — прогибов, 4 — инверсионного поднятия; 5 — мезо-кайнозойский осадочный чехол в области поперечного поднятия Закавказского срединного массива; 6, 7 — зона мел-палеогеновых эпикратовых прогибов в активизированной части срединного массива; 6 — западная подзона, перекрытая лавами Джавахетского нагорья, 7 — центральная подзона (Болнисский рудный район); 8 — мощные покровы лав базальт-андезит-дацитовых формации; 9—12 — границы распространения некоторых профилирующих рудных комплексов: 9 — медно-пирротин-полиметаллического, 10 — колчеданного медно-барит-полиметаллического, 11 — жильного медно-полиметаллического, местами меднопорфирового и скарново-магнетитового, связанных с интрузивным магматизмом, 12 — области позднеальпийской тектоно-магматической активизации с орудением Pb, Zn, Ba, As, W, Mo, Sb, Hg; 13 — краевые шты (глубинные разломы) Большого и Малого Кавказа; 14 — "Главный надвиг" ядра Большого Кавказа; 15 — некоторые поперечные разломы; 16 — предполагаемое продолжение структурно-металлогенических зон под перекрывающими отложениями; 17 — геохимические формулы структурно-металлогенических зон (СМЗ): а — рудный уровень, б — отдаленный надрудный, в — подрудный, цифры в кружках означают: 1 — Zn, Pb, Cu, Co, Ag, Hg, Sb, As, Te, Hg, Br, I ; 2 — Zn, Pb, Cu, Co, Ag, As, Bi Te, Br, I ; 3 — Cu, Fe, Ti, V, Cr, Ni, Sn ; 4 — Zn, Pb, Cu, Co, Ag, As, Bi Te, Br, I ; 5 — Cu, Fe, Ti, Sr, Ba, V, Cr, Ni, Sn

Pb, Zn, Ag, Ba, Mn $\frac{\text{Mn, Ni, As, B, V, Bi, Hg, Br, I}}{\text{Be, Ti, Zr, W, Ag}}$ I—III — наименование тектонических

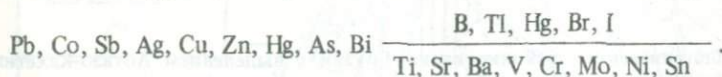
и металлогенических единиц: I — Большой Кавказ: I-1 — геосинклиналь Главного хребта; I-2 — Абхазо-Катехинская сланцевая СМЗ; подзоны I-2.1 — Пирикитская, I-2.2 — Сванетско-Кавказская, I-2.3 — Лайминская, I-2.4 — Абхазо-Сванетская; I-3 — Гагрско-Джавская вулканогенная СМЗ; I-4 — Местийско-Тянетская флишевая зона; I-4.1 — Алазанская межгорная впадина; I-5 — шовная зона; II — Закавказский срединный массив: II-1 — Центральногрузинская область поперечного поднятия, II-2, II-3 — межгорные прогибы; III — Малый Кавказ: III-1 — Аджаро-Триалетская регенерированная эвгеосинклиналь, III-2 — Болнисско-Кировабадская СМЗ наложенных прогибов, III-3 — Сомхето-Карабахская вторичная эвгеосинклиналь

вой. Такое измерение состава вулканитов, по-видимому, является отражением деструкции континентальной коры, на которой была заложена сланцевая эвгеосинклиналь.

Промышленное или перспективное оруденение, связанное с нижнесреднеюрским вулканизмом, группируется в три рудные формации: среднеколчеданную (Fe, Co, As, Cu), колчеданно-полиметаллическую стратиформную (Zn, Pb, Cu, Co, Ag) и жильную кварц-пирротин-полиметаллическую (Cu, Pb, Zn). В большинстве рудных полей они накладываются друг на друга и поэтому рассматриваются совместно. Особое положение занимает в центральной и западной частях описываемой зоны комплекс редкометалльно-мышьяковых формаций, связанных с этапом позднеальпийской активизации: кварц-арсенопиритовая, ферберит-антимонитовая, киноварно-реальгаровая, киноварно-дикситовая. Они в ряде случаев накладываются на колчеданное оруденение.

Обобщенный ряд геохимической зональности Абхазо-Кахетинско-Белоканской структурно-металлогенической зоны может быть представлен в следующем виде: Ti, Sr, Ba, V, Cr, Mo, Ni, Sn (подрудный уровень), Fe, Pb, Co, Sb, Ag, Cu, Zn, As, Bi (рудный и ближний надрудный уровни), V, Tl, Hg, Br, I (отдаленный надрудный уровень).

Исходя из приведенных данных геохимическую формулу зоны можно записать следующим образом:



Анализ корреляционных связей элементов, характерных для структурно-металлогенической зоны в разных типах пород, позволяет предварительно оценить их принадлежность к главным этапам рудообразования.

Осадочное рудообразование характеризуется следующими основными элементами: Fe, Sr, Ba, Ni, Co, As, Cu, Bi.

Для вулканогенно-осадочного этапа рудообразования характерны Ti, V, Cr, Sn, Pb, Ag, Zn, Br, I.

В гидротермальном рудообразовании принимают участие Mo, Pb, Cu, Zn, Tl, Br, I.

Оруденению, связанному с альпийским этапом активизации, присущи Hg, Sb, As, I.

Первичный вертикальный размах оруденения колчеданно-полиметаллической рудной формации был небольшим, но последующие складчатоблоковые деформации рудоносной толщи привели к тому, что в современном рельефе разность высот положения отдельных месторождений и рудопроявлений достигает 3 км. Это определяет ландшафтно-геохимические особенности зоны. Здесь распространены горно-лесные и субальпийские типы геохимических ландшафтов, для которых характерна окислительная обстановка миграции элементов (H—Ca класс, по А.И. Перельману [4]).

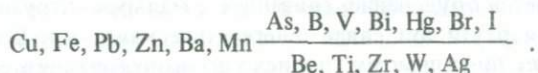
Основными ландшафтными чертами структурно-металлогенической зоны является значительная (более 50—60%) закрытость территории аллохтонными отложениями значительной мощности и хорошо развитая гидрографическая сеть. Поэтому рациональный комплекс геохимических методов поисков включает в себя проведение опережающей гидрохимической

съемки, литохимические поиски по вторичным ореолам в сорбированной или металлоорганической формах нахождения элементов-индикаторов руд, а также по первичным ореолам на открытых площадях [2].

Болнисско-Кировабадская структурно-металлогеническая зона Малого Кавказа, выделенная под этим названием Г.А. Твалчрелидзе и Г.С. Дзоцендзе, представляет собой меловой прогиб, расположенный на северо-восточной периферии юрской Сомхето-Карабахской зоны – вторичной эвгеосинклинали, по Г.А. Твалчрелидзе [10]. Ложе прогиба характеризуется глыбовым строением и дифференцированными подвижками по разломам, в связи с чем древний гранито-метаморфический фундамент местами выведен на поверхность (Храмский массив) или залегает на небольшой глубине (Болнисский рудный район). Поэтому описываемую зону можно с некоторой условностью считать эпикратонным прогибом с редуцированным орогенным этапом развития. Зона в позднемеловое время являлась островной дугой с интенсивным вулканизмом последовательно дифференцированного состава: от базальтов до липаритов, с преобладанием кислых компонентов.

Обобщенный ряд геохимической зональности Болнисско-Кировабадской структурно-металлогенической зоны может быть представлен в следующем виде: Ti, Zr, Cr, W, Ag (подрудный уровень), Cu, Fe, Pb, Zn, Ba, Mn (рудный и ближний надрудный уровни), As, B, V, Bi, Hg, Br, I (отдаленный надрудный уровень).

На основе приведенных данных геохимическая формула зоны такова:



Анализ корреляционных связей элементов в разных типах пород, позволяет предварительно оценить их принадлежность к основным процессам, сформировавшим облик структурно-металлогенической зоны (вулканогенному и гидротермальному).

Вулканический этап характеризуется повышенными содержаниями Ti, Zr, V, Cr.

Для этапа гидротермального рудообразования характерны W, Ag, Cu, Pb, Zn, Ba, Mn, B, Bi, Hg, Br, I.

В пределах зоны выделяются три типа геохимических ландшафтов: горно-лесной, низкогорный и предгорно-холмисто-увалистый, которые характеризуются слабощелочной или нейтральной обстановкой миграции элементов – Ca–Na класс, по А.И. Перельману [4].

Основными ландшафтными чертами Болнисско-Кировабадской зоны является значительная (более 50%) закрытость территории современными вулканическими лавовыми покровами мощностью до 300–500 м и аллювиальными отложениями мощностью до 150 м. Гидрографическая сеть в пределах зоны развита слабо. Растительный покров даже в горно-лесных ландшафтах – маломощный.

Это определяет рациональный комплекс геохимических методов, включающий литохимические поиски по потокам рассеяния, по вторичным ореолам в сорбированной форме нахождения элементов-индикаторов руд и по первичным ореолам на открытых площадях, в частности по первичным ореолам йода [8].

Большое значение для поисков имеют геохимические методы и, например, газортутная съемка, гелиевая съемка и др.

Сравнение Абхазо-Кахетино-Белоканской и Болнисско-Кировабадской структурно-металлогенических зон показывает, что в них распространен ряд общих элементов. К числу таковых относятся прежде всего элементы, образующие основные месторождения в пределах зон: цинк, свинец, медь. В ассоциации с ними также встречаются титан, серебро, барий, ванадий, висмут, ртуть, бор, бром, йод.

Однако некоторые типоморфные элементы отмечаются на разных уровнях. Так, в Абхазо-Кахетино-Белоканской зоне барий, висмут, кобальт занимают обычно подрудный или рудный уровень, а в Болнисско-Кировабадской зоне — надрудный уровень, где барий образует собственные рудные тела, а висмут и кобальт являются спутниками оруденения.

Вместе с тем отмечаются и геохимические различия зон, являющиеся их специфическими чертами.

Для Абхазо-Кахетино-Белоканской структурно-металлогенической зоны такими специфическими элементами являются Sr, Mo, Sb, Tl, для Болнисско-Кировабадской — Zr, Ba, Mn.

Это говорит о разной глубинности и степени дифференциации рудогенерирующих, магматических очагов, а также и о разных механизмах появления "чуждых" элементов (Ba, Sr, Mo, Zr) в рудах основных колчеданных месторождений. В Абхазо-Кахетино-Белоканской зоне с большим разрывом во времени накладывается оруденение, связанное с малыми интрузиями этапа активизации (для ртути эта связь телегенетическая); а в Болнисско-Кировабадской зоне, по-видимому, происходит контаминация рудоносных гидротерм элементами, заимствованными из гранитно-метаморфического фундамента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гинзбург И.И., Россман Г.И., Муканов К.М. и др. Применение геохимических методов при металлогенических исследованиях рудных районов. М.: Недра, 1966. 269 с.
2. Надарейшвили Д.Г., Судов Б.А., Квиникадзе М.О., Тамазашвили Н.А. О рациональном комплексе геохимических методов при прогнозной оценке горно-складчатых районов на медь, цинк и свинец // Геохимические методы поисков рудных месторождений в северных районах Сибири. Якутск: ЯТГУ, 1979. С. 118–120.
3. Овчинников Л.Н. Основные проблемы геохимии рудных месторождений // Рудная геохимия и геология магматогенных месторождений. М.: Наука, 1980. С. 3–12.
4. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Высш. шк., 1966. 392 с.
5. Рудник В.А., Беляев Г.М., Великославинский С.Д., Титов В.К. О принципах и методах отображения геологической и геохимической нагрузки на полиэлементной прогнозно-геохимической (ППГК) зоны БАМ масштаба 1 : 500 000: (Проект легенды) // Геохимические карты и их использование при поисках рудных месторождений. Хабаровск: ДВИМС, 1979. Ч. 1. С. 15–17.
6. Смыслов А.А. Геохимические эпохи и провинции и их металлогеническая специализация // Проблемы геохимии. Л., 1975. С. 5–18. (Тр. ВСЕГЕИ. НС; Т. 241).
7. Смыслов А.А. Принципы и методика геохимического районирования континентальных блоков земной коры // Геохимические карты и их использование при поисках рудных месторождений. Хабаровск: ДВИМС, 1979. Ч. 1. С. 8–11.
8. Судов Б.А. Первичные ореолы Маднеульского полиметаллического месторождения (Южная Грузия) // Тр. КИМС, 1971. Вып. 9 (2). С. 247–250.

9. Таусон Л.В. Принципы геохимического картирования // Геохимические карты и их использование при поисках рудных месторождений. Хабаровск: ДВИМС, 1979. Ч. 1. С. 7–8.

10. Твалчрелидзе Г.А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М.: Недра, 1977. 275 с.

11. Твалчрелидзе Г.А., Панцулая В.В. Сравнительная характеристика металлогении геосинклинального и постгеосинклинального развития складчатых областей (на примере Кавказа) // Сов. геология. 1973. № 11. С. 50–69.

УДК 550.4 (575):016.3

С.И. Шукин, В.И. Козырев, В.Н. Метик

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ЗОН НАКОПЛЕНИЯ И ПОЛЕЙ ЛОКАЛЬНЫХ РУДНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ В ЮЖНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Герцинская геосинклинально-складчатая область Южного Тянь-Шаня не только является важной составной частью Донецко-Алтай-Кокшаалского геохимического пояса [9], но и представляет собой наиболее крупную складчатую область Тянь-Шаня. Она, образуя пологую, выпуклую к югу дугу, протягивается более чем на 1700 км, от Хан-Тенгри на востоке до Султан-Уиздага на западе. Южный Тянь-Шань системами глубинных разломов отделяется на севере от каледонско-герцинской складчатой области Среднего Тянь-Шаня, а на юге — от герцинской Северо-Памирской складчатой области и Таримского срединного массива.

Геологическое строение Южного Тянь-Шаня определяется широким развитием средне- и верхнепалеозойских отложений, проявлением среднепалеозойского основного вулканизма, позднепалеозойским гранитоидным магматизмом и эндогенной металлогенией, герцинским возрастом складчатости, формирующей складчатую область. Резкая дифференцированность тектонического режима на этапе геосинклинального развития Южного Тянь-Шаня отражена в значительной сложности его глубинного и геологического строения на уровне палеозойских отложений. Расположение структурно-формационных зон в пространстве отчетливо показывает общую поперечную зональность Южного Тянь-Шаня. В его северной части расположены зоны эвгеосинклинального типа развития с проявлениями в среднем палеозое основного вулканизма и с альпинотипными ультрамафитовыми интрузиями вдоль трассируемой разломами границы со Средним Тянь-Шанем. К южной части Южного Тянь-Шаня тяготеют зоны миогеосинклинального типа развития с терригенным, карбонатно-терригенным, местами вулканогенно-терригенным осадконакоплением в течение всего среднего палеозоя.

Различия в глубинном строении земной коры Южного Тянь-Шаня (мощность, отношение гранитного и базальтового слоев, плотность), а также прослеживаемые до глубины 80–60 км разломы "анти Тяньшаньского" северо-восточного направления позволяют разделить Южный Тянь-Шань по латерали на западный, центральный и восточный сектора. К западному

сектору относится территория, находящаяся к западу от Западно-Тяньшаньского линеамента; к центральному сектору — заключенная между Западно-Тяньшаньским линеamentом и Талассо-Ферганским разломом; к восточному сектору — площади, расположенные восточнее Талассо-Ферганского разлома. Геологические особенности указанных секторов отчетливо подчеркиваются различиями в проявлении магматизма. По типу ассоциации магматических образований Южный Тянь-Шань относится к категории мафически-салических областей. Основной объем интрузивных магматитов составляют гранитоидные формации: габбро-диорит-плагиогранитовая, диорит-гранодиоритовая, гранитовая, лейкогранитовая, нефелиновых и щелочных сиенитов. Габбро-диорит-плагиогранитовая формация (наукацкий, бокалинский комплексы C_2) приурочена к эвгеосинклинальным зонам, распространена крайне незначительно и только в западном и центральном секторах Южного Тянь-Шаня. Типичным для гранитоидов этой формации является устойчивый натриевый тип щелочности с Na-K отношением, близким к 4,3 и ассоциация в группе накопления халькофильных и отчасти сидерофильных элементов (Cu, Pb, Zn, Mo, Cr и др.) [3].

Диорит-гранодиоритовая формация (зеравшанский C_2 , каттаичский C_2 , кичикалайский P_1 комплексы) тяготеет к поднятиям в миогеосинклинальных зонах западного и центрального секторов Южного Тянь-Шаня. В петрохимическом отношении породы этой формации характеризуются калиево-натриевым типом щелочности с отношением Na/K, равным 1,4, литохалькофильной группой накопления элементов (Pb, Cu, Zn, W, Sn и др.), определяющей их геохимическую специализацию и соответствующую ей металлогению [3, 6].

Гранитовая формация (нуратинский, зирабулак-каратаубинский, и туркестанский C_3-P_1 , северо-варзобский C_3) является наиболее распространенной гранитоидной формацией западного и центрального секторов Южного Тянь-Шаня, составляя около 20% его площади. К типичным петрогеохимическим особенностям пород гранитовой формации относится калиево-натриевый тип щелочности ($Na/K = 1,4-1,1$), увеличение которой в процессе эволюции пород происходит за счет роста калия, и хальколитофильная группа накопления элементов (Pb, Ga, Mo, W, Sn и др.) с тенденцией накопления редких элементов в поздних дифференциатах [3, 5, 6].

Лейкогранитовая формация проявлена наиболее полно в восточном секторе (кокшаальский комплекс P_1) и значительно слабее в центральном секторе (южноварзобский комплекс P_1) Южного Тянь-Шаня. Для пород этой формации характерны повышенная щелочность, калиевость и отчетливая геохимическая и металлогеническая специализация на редкие элементы, уровень накопления которых колеблется от 5 до 10 кларков [2, 3].

Формация нефелиновых и щелочных сиенитов распространена в центральном и восточном секторах Южного Тянь-Шаня, занимает около 3% его площади. Она объединяет раннепермские и позднепермские—ранне-триасовые комплексы (чошский, барзангинский, сурметашский, алайский, суртекинский). Устойчивыми петрогеохимическими признаками пород данной формации являются высокая щелочность калиевого типа и литофильная редкометально-редкоземельная специализация, усиливающаяся во времени и находящаяся в соответствии с типом локальных концентраций [6].

Из вышеизложенного следует, что гранитообразование в Южном Тянь-Шане растянуто во времени ($C_2 \rightarrow P_2 - T_1$), приурочено к структурно-формационным зонам разного типа и образует латеральные и возрастной (вертикальный) формационные ряды. Возрастной ряд рассматривается как последовательная смена инверсионных раннеорогенными и орогенными формациями, представленными в Южном Тянь-Шане габбро-диорит-плагиогранитовой, диорит-гранодиоритовой, гранитовой, лейкогранитовой, гранит-граносиенитовой видами формаций. Он достаточно четко выражен во временной эволюции вещественного состава пород и заключается: 1) в уменьшении в однотипных породах разной формационной принадлежности содержаний магния, кальция и в увеличении щелочности пород в основном за счет роста количества калия; 2) в расширении диапазона литофильных (редких и редкоземельных) микроэлементов и интенсивности их накопления; 3) в уменьшении в общем балансе сидерофильных элементов. Латерально-возрастной ряд гранитоидных формаций в западном секторе Южного Тянь-Шаня подчинен поперечной зональности. Он выражается в смене (с севера на юг) пород габбро-диорит-плагиогранитовой формации, приуроченной к Северо-Букантауской эвгеосинклинальной зоне, породами диорит-гранодиоритовой и гранитовой формаций, размещенных в Ауминза-Нуратинской миогеосинклинальной зоне, и далее породами гранитовой формации, находящейся в Зеравшано-Алайской миогеосинклинальной зоне, примыкающей к жестким структурам Афгано-Таджикского срединного массива. По мере удаления гранитоидов от Северо-Букантауской эвгеосинклинали и с увеличением жесткости структур в них увеличиваются содержание калия и степень накопления редких элементов. Эта зональность подобна геохимической и металлогенической зональностям, эмпирически установленным для Западной Европы, Сибири, Дальнего Востока [4].

Фемические магматические формации Южного Тянь-Шаня представлены среднепалеозойскими ультрамафитовыми интрузиями дунит-перидотитовой формации, образующими пояс протяженностью около 1500 км. Для пород данной формации характерны высокие содержания Cr, Ni, Cu и пониженные Ti [8]. Геохимическая специализация ультрамафитов устойчива по латерали.

Вулканическая деятельность в Южном Тянь-Шане на геосинклинальной стадии развития проявилась в эвгеосинклинальных прогибах в виде формации натриевых базальтов — липаритов, а в миогеосинклинальных — в виде базальт-андезитовой формации. Для всех вулканитов формации натриевых базальт-липаритов (каратагская свита C_{1-2}) типичны высокое содержание Na_2O (3,2–5,0%) при значениях K_2O менее 1,5% и сидерофильная ассоциация элементов группы накопления (Cr, Ni, Co, R = 1,7). С формацией генетически и пространственно связаны локальные концентрации и мелкие месторождения Cu, Pb, Zn, Ni, Fe и др.

Породы базальт-андезитовой формации (сиоминская свита C_{1-2}) по своей геохимической характеристике тождественны породам каратагской свиты со слабым проявлением сидерофильной специализации (Cr, Ni, Co).

Орогенный вулканизм в Южном Тянь-Шане представлен породами трахиандезит-липаритовой формации (лючобская свита P_1) с литофильной редкометальной-редкоземельной геохимической специализацией и хальколитофильным типом локальных концентраций (Pb, Zn, Cu, Mo, Sn, F и др.).

Вулканогенно-осадочная (углеродисто-кремнисто-вулканогенная) формация (рифей, кембрий—ордовик, силур—нижний карбон) развита во всех секторах Южного Тянь-Шаня. В качестве типоморфных элементов пород этой формации выступают C_{org} , Si , S . Наряду с ними главным образом в так называемом ванадиеносном горизонте постоянно фиксируются повышенные содержания Mo , V , As , Ba , Cr , Hg , Cu , Zn , Pb , P , Sn и др. с коэффициентом концентрации более 10. Геохимический профиль устойчиво сохраняется во всех структурно-формационных зонах Южного Тянь-Шаня. Региональные различия проявляются лишь в изменениях уровня накопления отдельных элементов. Так, в западном секторе (Ауминзатау) породам данной формации присуща максимальная высокая концентрация Sc , в центральном секторе (Туркестанский хребет) — Cu , редких земель. Геохимические типы локальных концентраций углеродисто-кремнисто-вулканогенной формации соответствуют ее геохимической специализации.

Группа осадочных формаций широко распространена в Южном Тянь-Шане. Геохимия пород осадочных формаций Южного Тянь-Шаня изучена фрагментарно и приводится на основании данных В.Н. Шванова, В.Д. Брежнева, А.В. Покровского.

Карбонатная известняково-доломитовая слабо литофицированная формация образует два протяженных пояса: Туркестано-Алайский и Гиссаро-Алайский. Возрастной интервал проявления — девон—карбон, реже силур. Геохимический профиль пород карбонатной формации весьма устойчив и определяется как сурьмяно-ртутный с уровнем накопления Sb , Hg , полиметаллов $R = 1,5-2,5$. Сурьмяно-ртутное оруденение различных генетических типов строго приурочено к породам данной формации, образует в соответствии с распространением этих пород два рудных пояса [7].

Флишевая (флишеидная) формация в Южном Тянь-Шане объединяет многочисленные свиты терригенного, вулканогенно-терригенного и отчасти карбонатно-терригенного состава кембрия, ордовика, силура, карбона. Широкий возрастной и латеральный диапазоны проявления формации определяют значительную изменчивость ее геохимических признаков. Так, в западном секторе Южного Тянь-Шаня породы этой формации имеют литохалькофильную медно-молибденовую специализацию, а в центральном секторе — полиметаллически бороносную специализацию.

Конгломерато-аргиллито-алевролитно-песчаниковая (нижняя молассовая) формация преимущественно приурочена к центральному сектору Южного Тянь-Шаня. Возрастной интервал проявления узок и ограничивается поздним палеозоем. Геохимический профиль пород формации литофильный. Ассоциацию накопления образуют бор, барий, стронций с $R = 2,2-3,5$. Изменчивость геохимических признаков незначительна и проявлена в расширении группы накопления за счет полиметаллов. Локальных концентраций, приуроченных к этой формации, не известно.

Среди метаморфических образований Южного Тянь-Шаня выделяют глубокометаморфизованные формации (мигматит-гранитовую, мигматит-плагиогранитовую, гнейсо-гранитовую) с парагенетическими ассоциациями минералов, которые отвечают в основном амфиболитовой, реже гранулитовой, а также эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма (байсунский и частично каратегинский комплексы). Для этой группы формаций в целом характерна халько-литофильная специализация (Pb , Sn , TR , F , V и др.)

с широким спектром элементов, причем количество литофильных элементов и их набор зависят от степени и типа ультраметаморфизма.

Метаморфические формации, в породах которых парагенетические ассоциации минералов отвечают зеленосланцевой, реже эпидот-амфиболитовой фации, объединяют метатерригенную (карагегинская свита) и метатерригенно-вулканогенную (майлисуйская, киргизатинская, терекдаванская свиты и др.) формации центрального сектора Южного Тянь-Шаня. Лито-халькофильная геохимическая специализация метатерригенной формации (Pb, Zn, Cu, Sn, W) и лито-сидерофильная геохимическая специализация (B, Sr, Co, Cr, Ni) метатерригенно-вулканогенной формации отражают, как правило, первичную специализацию пород, подвергшихся метаморфизму слабых ступеней. Локальные концентрации в породах данных формаций отмечаются крайне редко.

Приведенные данные по геохимической специализации геологических формаций показывают, что в геосинклинально-складчатой области Южного Тянь-Шаня — составной частью Донецко-Алай-Кокшаальского геохимического пояса — довольно четко выражена лито-халькофильная геохимическая специализация большинства разновозрастных и разнотипных формаций фанерозоя при контрастной дифференциации уровней накопления отдельных групп элементов. В связи с этим внутри пояса выделяются латеральные геохимические подразделения меньших порядков: 1) Букантау-Алайская халькофильная провинция с рядом геохимических районов с высокими уровнями накопления элементов литофильной и лито-халько-сидерофильной ассоциаций; 2) Букантау-Южно-Ферганская сидерофильная шовная зона; 3) Гиссаро-Зиаэтдинский, Алай-Мальгузарский и Кокшаальский литофильные районы.

Таким образом, для Южно-Тяньшаньского сектора Донецко-Алай-Кокшаальского пояса характерно полосчато-блоковое сочетание площадей различных порядков с разнотипной геохимической специализацией. Однако в региональном плане по латерали проявлено увеличение уровня накопления халькофильных и сидерофильных элементов (Mo, Cu, Pb, Zn, Hg, Sb, Ti, V, Ni, Cr) в северной части пояса, а литофильных (Sn, W, F и др.) — в южной, при этом роль элементов литофильной ассоциации заметно возрастает к восточному (Кокшаальскому) флангу пояса.

Латеральная геохимическая неоднородность различных блоков Южного Тянь-Шаня обусловлена резкими изменениями геохимической активности отдельных групп элементов при становлении геосинклинально-складчатой области. На фоне сложных геохимических процессов концентрации, рассеяния и дифференциации элементов в ходе эволюции геосинклинальной системы выделяются определенные эпохи накопления элементов той или иной ассоциации. Имеющиеся к настоящему времени материалы позволяют выделить три эпохи.

Первая — кембрий-силурийская геохимическая эпоха — в ней происходило накопление халькофильных (Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Hg, Sb) с уровнем концентрации $R = 3-10$ раз и более, сидерофильных (Co, Cr, Ti, V, $R = 3-10$) и ряда литофильных (B, Sn, $R = 2,5-10$) элементов в отложениях углеродисто-кремнисто-вулканогенной и карбонатных (битуминозных) формаций. Накопление элементов связано с седиментацией в условиях подводной вулканической деятельности.

Вторая — девон-раннекаменноугольная геохимическая эпоха, во время которой осуществлялось сингенетическое накопление халькофильных элементов (Pb, Zn, Mo, Cu и В, R = 3–9) в терригенно-карбонатных формациях, а также сидерофилов (Fe, Ti, V) и отчасти золота в базитах субвулканических фаций натриево-базальтоидной формации.

Третья — позднепалеозойская—раннетриасовая геохимическая эпоха характеризуется широким развитием геологических формаций, специализированных на элементы определенных ассоциаций. К таким специализированным формациям относятся щелочногранитовая, лейкогранитовая, гранитовая, щелочных и нефелиновых сиенитов, трахиандезит-липаритовая и лампрофировая с повышенными сингенетическими накоплениями литофилов (Sn, Nb, Ta, V, Yb, La, F и др., R = 3–5) и халькофилов (Pb, Bi, Mo, Cu, As, R = 3,3–6,0).

В первую и вторую геохимические эпохи наиболее интенсивное накопление рудных элементов происходило в Букантау-Южно-Ферганской шовной геохимической зоне и в структурах сквозькоровых глубинных разломов — Северо-Гиссарского и Зеравшанского. Ареалы накопления элементов третьей геохимической эпохи соответствуют выделенным геохимическим районам и размещаются в виде обособленных площадей. При этом заметное повышение уровня накопления элементов в геохимических районах проявляется при совмещении с шовными геохимическими зонами и глубинными разломами.

Сингенетическое накопление элементов в отдельных случаях достигает уровня рудных концентраций, но масштабы их проявления или незначительны, или недостаточно изучены.

Поля локальных рудных концентраций, как правило, возникают при последующих перераспределениях первичных сингенетических накоплений элементов. Собственно рудные тела формируются под воздействием экзогенных или эндогенных факторов на геохимически специализированные формации. Последние в этом случае представляют один из главных источников рудного вещества.

К эндогенным факторам мобилизации рудных компонентов специализированных формаций относятся: 1) инъекция магматитов, 2) регионально-контактовый метаморфизм и 3) гидротермально-метасоматические преобразования больших объемов горных пород. Из экзогенных факторов наиболее существенными являются: 1) механическая дезинтеграция и химическое выветривание первичных пород с увеличением концентрации полезных компонентов в более молодых осадках — преимущественно, терригенных и глинистых; 2) инфильтрационные процессы в коре выветривания.

Инъекция магматитов в близповерхностные уровни способствует возникновению локальных гидротермальных систем, термальные растворы которых могут изыскать рудные компоненты из специализированных формаций. Такие системы могут иметь существенное значение в Южном Тянь-Шане для формирования месторождений олова, вольфрама, золота и полиметаллов в инъекционных структурах гранитных куполов.

Регионально-контактовый метаморфизм приводит к перекристаллизации и перераспределению полезных компонентов специализированных формаций с сосредоточением их в локальных структурах, где возникают

месторождения. Этот процесс в Южном Тянь-Шане характерен для формирования месторождений графита и корунда.

Наибольшее значение в мобилизации компонентов специализированных пород имеют их гидротермально-метасоматические преобразования, что установлено практически во всех металлогенических провинциях. Для отдельных процессов рудообразования в этом случае необходимо удачное сочетание комплекса элементов с большим уровнем накопления. Как показал Г. Тишендорф [10], формирование месторождений олова в рудногорских гранитах связано с большими содержаниями в них олова (27–37 г/т) и фтора (0,339–0,728%), которые поступают в рудообразующие растворы при мусковитизации гранитов. Такими же условиями определялись масштабы проявления оловянного оруденения и в Южном Тянь-Шане, где уровень оловянных концентраций увеличивается от его северо-западных флангов к восточным – Кокшаальской зоне.

Большое значение для Южного Тянь-Шаня имеет также мобилизация золота из раннегеосинклинальных сланцевых толщ при кварц-сульфидном и углеродистом метасоматозе [1].

Для формирования экзогенных месторождений в Южном Тянь-Шане имеет большое значение специализированная на многие элементы (Sn, W, Mo, V, Au, Ag и др.) вулканогенно-углеродисто-кремнистая формация. При химическом выветривании этих пород могут возникнуть месторождения инфильтрационного типа или стратиморфные залежи ряда элементов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баратов Р.Б., Минаев В.Е., Гавриленко Б.В. Перераспределение золота при метаморфизме рифейских сланцев Южного Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 4. С. 956–958.
2. Гранитоиды восточной части Южного Тянь-Шаня / Э.Б. Байбулатов, К.Д. Боконбаев, С.Е. Сабельников, Л.И. Соломович. Фрунзе: Илим, 1973. 242 с.
3. Гранитоидные формации Южного Тянь-Шаня и их геохимические типы / В.И. Козырев, С.А. Лесков, В.Н. Метик, С.И. Шукин // Магматизм, метаморфизм и оруденение: Материалы к 3-му Среднеазиат. совещ. Фрунзе: Илим, 1978. С. 219–220.
4. Зоненшайн Л.П., Кузмин М.И., Моралев В.М. Латеральная магматическая и металлогеническая зональность на основе палеотектонических реконструкций // Геология руд. месторождений. 1974. № 4. С. 3–17.
5. Каталог интрузивных массивов Узбекистана / Под ред. И.Х. Хамрабаева. Ташкент: Фан, 1975. Ч. 2. 431 с.
6. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая / Гл. ред. Р.Б. Баратов. Душанбе: Дониш, 1978. 343 с.
7. Ртуть в процессе литогенеза Тянь-Шаня / В.Т. Сургай, И.Д. Турдукеев, И.М. Ибрагимов и др. // Региональная геохимия Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1976. С. 66–89.
8. Семенов Ю.Л. Габбро-перидотитовые и пикрит-габбро-диабазовые комплексы Тянь-Шаня и Памира. Л.: Недра, 1982. 211 с.
9. Смыслов А.А. Геохимические эпохи и провинции и их металлогеническая специализация // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1975. Т. 241. С. 5–18.
10. Tischendorf G. Über die krasen Beziehungen zwischen Granitoiden und endogenen Zinnlagerstätten // Ztschr. angew. Geol. 1969. Bd. S, N 7. S. 333–342.

А.М. Эдельман

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ ПОИСКОВ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ (на примере Славянского рудопроявления в Донбассе)

В последние годы наряду с продолжением изучения геохимических особенностей ртутных месторождений Никитовского рудного поля [2, 7] в Донбассе начаты геохимические исследования на впервые установленных на территории Советского Союза проявлениях солянокупольного типа ртутного оруденения [6, 9].

Эти исследования получили наиболее полное развитие на Славянском рудопроявлении, которое лучше всего изучено [4, 6, 9, 10, 12]. Славянское рудопроявление приурочено к северо-западному замыканию одноименной брахиантиклинальной структуры, сложенной толщами верхнего карбона, нижней перми и триаса и осложненной разломами с диапировыми штоками девонской соли (рис. 1).

Основной рудораспределяющей структурой в пределах купола является Южный сброс. Оруденение локализуется главным образом в брекчированных породах, опоясывающих соляной шток. В меньшей мере оно развито в песчаниках и алевролитах верхнего карбона и нижней перми и в песчаниках дроновской свиты нижнего триаса. Оруденение имеет прожилково-вкрапленный характер. Минеральный состав его сложнее, чем состав других ртутных месторождений и рудопроявлений Донбасса. Из рудных минералов широко распространены пирит, мельниковит, марказит, киноварь, галенит, сфалерит, а из нерудных — кальцит, сидерит, анкерит, доломит, кварц, битумы, каолинит, барит и др. Оруденение многостадийное. Свинцово-цинковая стадия является более ранней, чем стадия ртутная.

В условиях Славянского рудопроявления из литохимических методов решающую роль играет метод, основанный на особенностях распределения элементов-индикаторов ртутного оруденения в коренных породах. Эта роль первичных ореолов объясняется тем, что геологическая опойскованность Славянского рудопроявления исключает возможность открытия месторождений, выходящих непосредственно на дневную поверхность.

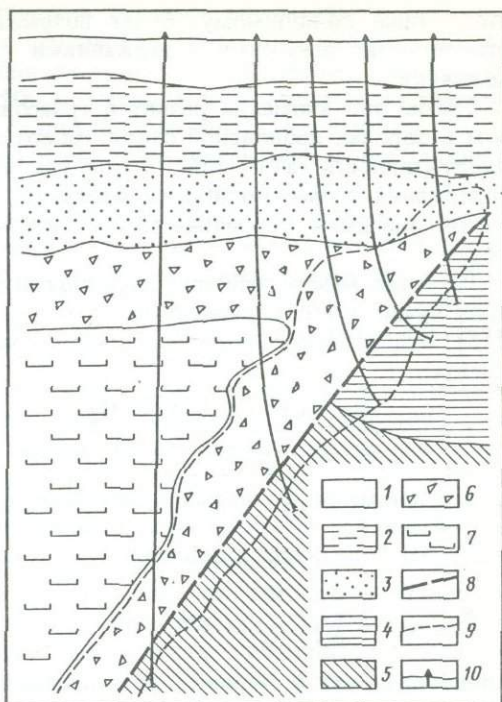
При обработке результатов анализов, кроме методов, описанных в "Инструкции по геохимическим методам поисков рудных месторождений" (М., 1965 г.), использованы рекомендации, изложенные в работах [1, 3, 5, 11, 13, 15].

Уже первые результаты проведенных геохимических работ [8, 16] показали высокую эффективность использования геохимических критериев поисков ртутного оруденения в солянокупольных структурах. Ниже приведены основные результаты проведенных исследований.

Общая характеристика ореолов. Первичные ореолы вокруг рудных тел Славянского рудопроявления имеют полиэлементный состав. К настоящему времени здесь выявлены ореолы следующих элементов: ртути, свинца, цинка, бария, стронция, мышьяка, сурьмы, хрома, молибдена, меди, сереб-

Рис. 1. Схематический геологический разрез через Славянское рудопроявление

1 — четвертичные образования и терригенные отложения протопермской свиты верхнего триаса; 2 — алевролиты и аргиллиты серебрянской свиты нижнего триаса; 3 — пестроцветные песчаники дровновской свиты нижнего триаса; 4 — терригенно-карбонатные толщи с каменной солью нижней перми; 5 — терригенно-карбонатные толщи верхнего карбона; 6 — тектоническая брекчия соляного штока; 7 — каменная соль девонская; 8 — Южный сброс; 9 — контур минерализованной зоны; 10 — буровые скважины



ра, таллия, галлия, германия, индия, висмута, лития, ванадия, никеля, олова, кобальта, фтора и йода. Доля продуктивности каждого из ореолообразующих элементов в сумме продуктивностей всех элементов различна. Так, удельная роль бария и стронция в общей продуктивности аномалий составляет десятки процентов; цинка, свинца, меди, хрома, ртути и галлия — несколько процентов; мышьяка и молибдена — десятые доли одного процента. Доля каждого из остальных элементов не превышает сотых долей процента.

Установлено большое влияние состава вмещающих пород на состав геохимических аномалий. Выделены три типа аномалий, отличающихся степенью концентрации в них химических элементов и характером корреляционных связей между последними.

Первый тип аномалий, развитый в битуминизированных известняках и алюмосиликатных породах брекчии соляного штока, является господствующим на рудопроявлении. На его долю приходится 78% от общей продуктивности аномалии. Он характеризуется высокой степенью концентрации бария, стронция, цинка, свинца, ртути, германия, галлия, таллия, серебра, индия, а также многочисленными корреляционными связями между элементами.

Второй тип, на долю которого приходится 17,3% от общей продуктивности выявленных аномалий, развит в песчаниках, алевролитах и аргиллитах верхнего карбона и нижней перми. Он исследован еще недостаточно, но по мере изучения глубоких горизонтов рудного поля роль аномалий

этого типа, по-видимому, будет возрастать. Характеризуется этот тип относительно высокими содержаниями цинка, таллия, бария, ртути и мышьяка.

Третий тип аномалий развит в триасовых отложениях, главным образом в породах дронвской свиты. На его долю приходится 4,7% от общей продуктивности аномалий. Здесь установлены относительно высокие содержания хрома, молибдена, мышьяка, сурьмы, меди и в ряде случаев ртути. Значимые корреляционные связи между элементами наблюдаются редко.

Различия между наиболее изученными аномалиями первого и третьего типа лучше всего устанавливаются при помощи геохимических спектров [15]. Эти различия можно выразить с помощью геохимического коэффициента:

$$Y = \frac{Cu^2 \cdot Cr^2 \cdot As^2 \cdot Mo^2 \cdot Hg}{Ba \cdot Sr \cdot Zn \cdot Ge \cdot Pb \cdot Ca \cdot Tl \cdot Ag \cdot In}$$

Для аномалий, развитых в брекчиях, $Y_1 = 6,7 \cdot 10^{12}$, а для аномалий, встречающихся в отложениях дронвской свиты нижнего триаса, $Y_2 = 3,2 \cdot 10^{19}$. Величина отношения

$$R = \frac{Y_2}{Y_1} = \frac{3,2 \cdot 10^{19}}{6,7 \cdot 10^{12}} = 4,8 \cdot 10^6$$

свидетельствует о хорошей разрешающей силе геохимического коэффициента.

Известным стадиям рудообразования соответствуют и стадии ореолообразования. Так, свинцово-цинковая стадия является более ранней, чем ртутная. Первая стадия пространственно более развита и характеризуется более высокими концентрациями широкого круга элементов.

Следует отметить, что совмещение в пространстве ртутной и свинцово-цинковой стадий минерализации характерно для многих солянокупольных структур северо-западных окраин Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины [8]. Этим объясняется то, что полиформационные ореолы широко развиты в указанных структурах.

Форма ореолов, как правило, очень сложная и, в общем, зависит от структурных особенностей участка, степени деформированности пород, их состава и пористости. Ореолы ртути и в меньшей мере ореолы ряда других элементов вытянуты вдоль зоны Южного сброса. Ореолы ртути протянуты по падению сброса на 900–950 м. Выклинивания ореолов в нижнерудных и подрудных сечениях в пределах изученной части рудопроявления не установлено. Ширина ореолов ртути достигает 200–250 м. Наиболее молодыми породами, в которых установлены ореолы ртути и других элементов, являются нижнетриасовые.

Изучение распределения геохимических аномалий показало, что основная масса общей продуктивности ртути приурочена к полосе шириной не более 40 м, расположенной висячем крыле и непосредственно прилегающей к шву Южного сброса. Эти полосы на различных разрезах вмещают 61–83% от общей продуктивности ртутных аномалий. Среди элементов-индикаторов в такой узкой полосе ртуть не имеет себе равных. Эти зако-

номерности особенно четко присущи ртутным аномалиям в брекчиях соляного штока. В отложениях дриновской свиты интенсивность аномалий снижается, а сами аномалии несколько расширяются, удаляясь от разлома на 60, а иногда и до 100 м. Свинцовые аномалии, как правило, удалены на большие расстояния от шва Южного сброса, чем ртутные.

Почти для всех элементов выявлена тенденция к понижению среднего содержания и продуктивности аномалий по мере удаления от Южного сброса. Основная масса продуктивности аномалий большинства химических элементов также приурочена к неширокой, обычно до 100 м, полосе, расположенной в висячем крыле и непосредственно прилегающей к рудоконтролирующему нарушению. Следует также отметить, что наиболее обширные и богатые по содержанию ореолы ртути и ряда других элементов приурочены чаще всего к более пологим границам Южного сброса.

Установлена тенденция к понижению среднего содержания и удельной продуктивности хрома, молибдена, меди и мышьяка (для последних двух в верхнем карбоне и нижней перми наблюдается некоторое увеличение указанных показателей) и повышению таковых для бария, ртути, свинца и цинка при переходе от верхних уровней минерализованной зоны к нижним.

Анализ основных закономерностей распределения ореолов вокруг рудных тел солянокупольного типа показал, что лучшим элементом-индикатором является сама ртуть. Ее ореолы наиболее компактны, протяженны и контрастны, а их положение лучше увязывается с положением рудных тел и структурой участка. Как правило, рудные тела располагаются во внутренних частях аномалии, характеризующихся содержаниями ртути $1 \cdot 10^{-4}\%$ и более. Все это свидетельствует о том, что интерпретация ртутных аномалий относительно наименее сложна.

С увеличением глубины рудоносной зоны отмечается усиление корреляционных связей между элементами и количество элементов. Так, например, для пары свинец—галлий в нижнесреднерудном горизонте по разрезу III коэффициент корреляции (r) равен $+0,64 \pm 0,12$, а в нижнерудном горизонте $+0,82 \pm 0,08$; для пары мышьяк—висмут значения соответственно равны $+0,60 \pm 0,13$ и $+0,88 \pm 0,13$. В верхнесреднерудном и нижнесреднерудном горизонтах этого же разреза для пары висмут—германий значения r соответственно равны $+0,52 \pm 0,11$ и $+0,73 \pm 0,10$. По разрезу II для пары мышьяк—висмут значения r составляют в верхнерудном горизонте $+0,56 \pm 0,18$, в нижнесреднерудном горизонте $+0,94 \pm 0,03$; для пары висмут—германий в этих же горизонтах значения r составляют соответственно $+0,77 \pm 0,11$ и $+0,96 \pm 0,02$.

Отмеченные закономерности являются частично результатом того, что на более высоких гипсометрических уровнях рудоносная зона несколько расширяется. Это способствует большей дифференциации элементов в рудоносных растворах (пути миграции отдельных элементов частично расходятся), что приводит в конечном итоге к уменьшению связей между ними.

Зональность первичных ореолов. В качестве исходных данных для изучения зональности использованы значения продуктивностей в горизонтах, выделенных по падению рудной зоны. Эти данные послужили основой для определения зонального ряда отложений элементов, т.е. последо-

вательности размещения вдоль рассматриваемого направления максимумов относительных содержаний каждого из элементов. Эти ряды были определены с помощью центров тяжести отношений между элементами [13, 15].

Обобщенный ряд зональности на Славянском рудопроявлении выглядит следующим образом (сверху вниз): хром, молибден, мышьяк, сурьма, медь, цинк, свинец, таллий, стронций, ртуть, барий.

Следует отметить, что перечень элементов в верхней и нижней частях ряда мало изменяется на различных разрезах. Это позволяет считать высокой достоверность обобщенного ряда.

Кроме зональности по падению рудной зоны, изучена зональность в направлении, перпендикулярном к нему. Исходными данными для расчетов служили значения продуктивностей в горизонтах, выделенных висячем крыле на различных расстояниях от Южного сброса. Общий ряд зональности висячем крыле по мере удаления от Южного сброса выглядит следующим образом: ртуть, барий, стронций, свинец, таллий, цинк, молибден, медь, хром, мышьяк.

Положение большинства элементов в обобщенных рядах, установленных по мере удаления от Южного сброса, во многом сходно с таковым по падению рудной зоны. Так, хром, молибден, а также медь и мышьяк, образующие ореолы в верхних частях рудной зоны, оказываются и наиболее удаленными от Южного сброса. Ртуть, барий и стронций, характеризующие нижние уровни вскрытой рудной зоны, образуют ореолы вблизи Южного сброса.

Положение элементов в зональном ряду отложений по падению рудной зоны послужило основой для выбора показателей зональности, характеризующих уровень вскрытой аномалии. Для этих целей наиболее надежными являются те показатели, которые монотонно изменяются по падению рудной зоны. Из-за большого числа возможных отношений между элементами отыскание таких показателей было произведено с помощью ЭВМ "Минск-22" и "Минск-32" соответственно по программам "063" и "Ню-2" [13, 15].

Следует отметить, что некоторые вариации в положении элементов по различным разрезам привели к отсутствию единых монотонно изменяющихся показателей зональности для всего рудопроявления. Однако для большинства разрезов установлено свыше 20 показателей геохимической зональности второго и третьего порядков. Это позволило составить свободные графики изменения показателей зональности по падению рудной зоны (рис. 2). Протяженность зоны, которая охарактеризована геохимическими показателями, более 900 м. Использование сводных графиков позволяет удовлетворительно оценить уровень среза рудоносной зоны с точностью порядка 30—40 м.

Среди геохимических показателей зональности имеются такие, которые имеют большую разрешающую силу. Так, показатель зональности

$$\frac{\text{Pb} \cdot \text{Ba} \cdot \text{Sr}}{\text{Cr} \cdot \text{Mo}^2} \text{ имеет разрешающую силу } 5,2 \cdot 10^7, \text{ а показатель } \frac{\text{Hg} \cdot \text{Sr} \cdot \text{Zn}}{\text{As} \cdot \text{Mo}^2} - 7,3 \cdot 10^7.$$

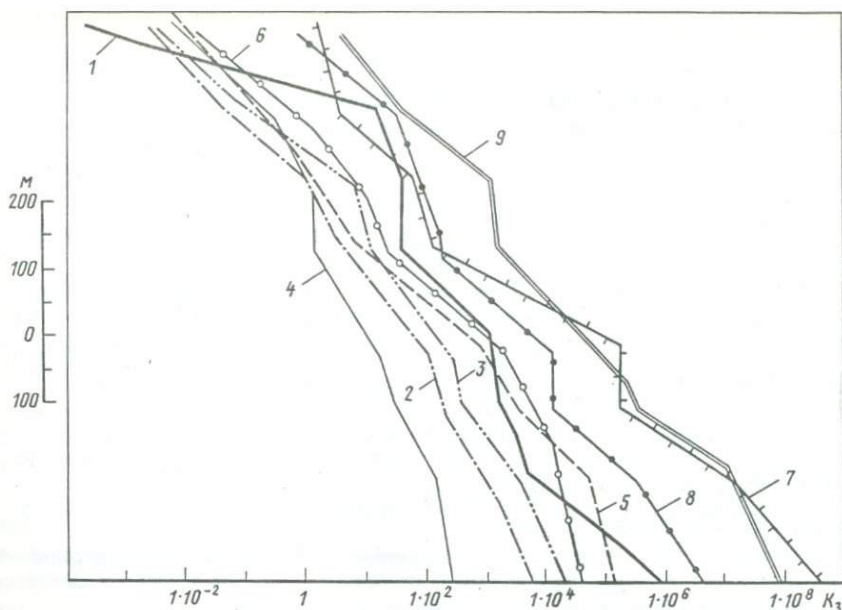


Рис. 2. Значения мультипликативных показателей зональности K_3 по падению рудной зоны на Славянском рудопоявлении

$$\begin{aligned}
 1 - \frac{\text{Hg} \cdot \text{Sr} \cdot \text{Zn}}{\text{Cu} \cdot \text{Mo}^2} ; & 2 - \frac{\text{Tl} \cdot \text{Pb} \cdot \text{Sr}}{\text{Cu} \cdot \text{Mo}^2} ; & 3 - \frac{\text{Tl} \cdot \text{Pb} \cdot \text{Sr}}{\text{Mo}^3} ; & 4 - \frac{\text{Tl} \cdot \text{Sr}}{\text{Mo}^2} ; & 5 - \frac{\text{Tl} \cdot \text{Ba} \cdot \text{Sr}}{\text{Cr} \cdot \text{Mo}^2} ; \\
 6 - \frac{\text{Tl} \cdot \text{Ba} \cdot \text{Sr}}{\text{Cu} \cdot \text{Mo}^2} ; & 7 - \frac{\text{Hg} \cdot \text{Sr} \cdot \text{Zn}}{\text{As} \cdot \text{Mo}^2} ; & 8 - \frac{\text{Pb} \cdot \text{Ba} \cdot \text{Sr}}{\text{Cr} \cdot \text{Mo}^2} ; & 9 - \frac{\text{Pb} \cdot \text{Ba} \cdot \text{Sr}}{\text{Mo}^3}
 \end{aligned}$$

Предложенные графики приняты в качестве эталона, с которым сравниваются соответствующие геохимические показатели по новым скважинам и минерализованным зонам.

Таким образом, в условиях солянокупольных структур геохимические критерии поисков ртутного оруденения основаны на особенностях распределения ореолов самой ртути, изменения геохимических показателей зональности и корреляционных связей между элементами.

Использование указанных критериев позволило сделать вывод о перспективности восточного фланга рудопоявления и о продолжении рудной зоны на более глубоких горизонтах. Последующие поисковые работы полностью подтвердили этот вывод.

Указанные критерии используются также при изучении других участков развития солянокупольных структур. Так, при изучении Краснооскольского проявления ртути установлена близкая к выявленной на Славянском рудопоявлении геохимическая зональность. Результаты сопоставления во взаимной метрике по 10 геохимическим показателям показали, что участки минерализации, вскрытые на Краснооскольском участке, соответствуют верхней части минерализованной зоны, установленной на Славянском рудопоявлении.

Эти данные, а также наличие значительных по протяженности первич-

ных ореолов с содержаниями ртути $1 \cdot 10^{-4}\%$ и более позволили дать положительную оценку перспективности этого проявления.

Использование выявленных критериев, их совершенствование, а также работы по разработке новых геохимических критериев поисков ртути в условиях солянокупольных структур продолжаются.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В.Л., Григорян С.В., Овчинников Л.Н. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Наука, 1981. 320 с.
2. Белоус И.Р., Кирикилица С.И., Эдельман А.М. Геохимические поиски скрытого ртутного оруденения в Донбассе // Критерии интерпретации геохимических аномалий. М.: ИМГРЭ, 1973. С. 3–11.
3. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 280 с.
4. Геология ртутных месторождений и рудопоявлений Украины / Под ред. В.И. Скаржинского. Киев: Наук. думка, 1975. 285 с.
5. Григорян С.В. Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений: Метод. рекомендации. М.: ИМГРЭ, 1975. 216 с.
6. Кирикилица М.И., Ласьков В.А. Новый структурный тип ртутных месторождений в УССР. Киев: УкрНИИТИ, 1970. 34 с.
7. Кирикилица С.И., Захаров Е.П., Большаков А.П., Князев Г.И. Минералогический критерий по перспективной оценке ртутного оруденения в Донбассе: Метод. рекомендации. Симферополь: Аэрогеология, 1977. 140 с.
8. Китык В.И., Белоус И.Р., Долишний Б.В. и др. Ртутоносность соляных куполов Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1981. 168 с.
9. Кузнецов В.А. Славянское рудопоявление // Рудные месторождения СССР: В 3 т. М.: Недра, 1974. Т. 2. С. 284–286.
10. Металлогения Украины и Молдавии / Под ред. Я.Н. Белевцева. Киев: Наук. думка, 1974. 511 с.
11. Методические рекомендации по литохимическим методам при поисках и разведке ртутных месторождений. М.: ИМГРЭ, 1979. 96 с.
12. Сафронов И.Л., Энгелис И.Д. Новый тип промышленного оруденения ртути и полиметаллов на Северо-Западном Донбассе // Полезные ископаемые Украины: Тез. докл. IV конф. молодых геологов Украины. Киев: Наук. думка, 1966. С. 98–100.
13. Соловов А.П., Гаранин А.В., Виль Л.С. Исследование зональности рудных месторождений с помощью ЭВМ. Алма-Ата: ОНТИ КазИМСа, 1972. 71 с.
14. Соловов А.П., Гаранин А.В., Симкин Г.С. Исследование зональности ртутных месторождений при геохимических поисках // Критерии интерпретации геохимических аномалий. М.: ИМГРЭ, 1973. С. 28–36.
15. Соловов А.П., Матвеев А.А., Ряховский В.М. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: МГУ, 1978. 184 с.
16. Эдельман А.М. Геохимическая зональность ртутных проявлений северо-западной окраины Донбасса // Геол. журн. 1979. Т. 39, вып. 3. С. 90–95.

М.К. Силичев

ПОЛНОТА ГЕОХИМИЧЕСКИХ СВЯЗЕЙ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИНТЕНСИВНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ

Опыт изучения рудных месторождений различных формационных и структурно-морфологических типов убедительно показывает, что максимальной продуктивностью обычно обладают те интервалы рудных тел или рудовмещающих нарушений, в пределах которых с наибольшей полнотой реализуется эффект пространственного совмещения (телескопирования) разностадийных минеральных ассоциаций. Параметры и морфология таких обогащенных отрезков или рудных столбов определяются оптимальным сочетанием структурно-литологических, физико-химических и термодинамических условий рудокализации в пространстве, а также их стабильностью во времени.

По данным современной термобарогеохимии и экспериментальной минералогии процесс продуктивного минералообразования протекает в довольно узком и относительно устойчивом диапазоне P , T , pH , Eh , поэтому отмеченные интервалы оказываются благоприятными не только для локализации металла, определяющего практическую ценность того или иного месторождения, но и довольно широкого спектра сопутствующих ему, т.е. индикаторных для данного объекта элементов [1–3,6].

Статистически это выражается в существовании наиболее жестких и всесторонних связей, которые уверенно фиксируются методами корреляционного анализа. По мере удаления от рудного столба или обогащенного отрезка рудовмещающего нарушения круг геохимических связей закономерно сужается с одновременным уменьшением величины парных коэффициентов корреляции. Таким образом, этот показатель, как и большинство других геохимических параметров, является понятием векторных, а его величина и даже знак могут закономерно изменяться в пространстве [5]. Отмеченное обстоятельство объясняется последовательной сепарацией гидротермальных растворов, что в конечном итоге приводит к эффекту пространственной разобченности рудогенных элементов, выражающемуся в их зональном распределении по падению и простиранию рудного тела. Мерой количественной оценки полноты геохимических связей в каждом конкретном сечении рудного тела или его эндогенного ореола может служить величина алгебраической суммы парных коэффициентов корреляции матрицы, включающей весь спектр интересующих нас элементов.

С наибольшей полнотой действенности предлагаемой методики проверена в процессе излучения хорошо вскрытого золоторудного месторождения, а также на площади берилл-вольфрамитового штокверка и в ходе геологической съемки масштаба 1:50 000 при оценке перспектив металлоносности отдельных интервалов региональных разломов, контролирующих размещение оловянно-мышьяковой и редкометальной минерализации.

Во всех этих случаях парные коэффициенты ранговой корреляции рассчитывались по результатам полуколичественных спектральных ана-

лизов бороздовых либо точечно-бороздовых проб руды, а также моно-минеральных фракций наиболее широко распространенных жильных и рудных минералов. В процессе работы на золоторудном месторождении золото и серебро в бороздовых пробах определялись пробирным, а в моно-фракциях сульфидов — нейтронно-активационным методом. При всех расчетах в выборку включались только элементы, обладающие стопроцентной встречаемостью во всей аналитической серии, характеризующей сравнимые горизонты или участки (блоки).

Рассмотрим полученные при этом результаты, предпослав им краткую геологическую характеристику изучавшихся объектов.

В соответствии с классификацией Н.В. Петровской [4], золоторудное месторождение относится к малосульфидному типу кварцево-золоторудной формации и локализуется в толще слабоизвестковистых углистых алевритов нижнепермского возраста. Морфологически оно представлено серией долгоживущих минерализованных зон и кварцевых жил в трещинах оперения.

Помимо кварца различных фациальных разновидностей и генераций, здесь в хронологическом порядке выделяются следующие наиболее широко распространенные минеральные ассоциации: 1) полевошпат-шеелитовая в минерализованных зонах и оперяющих жилах диагональной ориентировки, 2) пирит-арсенопиритовая с тонкодисперсным золотом, которая образует зонально построенные ореолы в боковых породах — продуктивная, 3) пирит-арсенопиритовая в минерализованных зонах и жилах — золотоосаждающая, 4) галенит-сфалерит-тетраэдритовая (фрейбергитовая) со свободным золотом в минерализованных зонах и жилах — основная продуктивная, 5) антимонит (бертьерит)-сульфоантимонитовая (антимонит, бертьерит, буланжерит, джемсонит, овихит, пираргирит и др.) с низкопробным золотом, также развитая в минерализованных зонах и жилах — продуктивная, 6) антимонитовая, установленная пока только в минерализованных зонах.

Как показывают данные массовых термометрических определений, процесс продуктивного по золоту минералообразования развивался в данном случае при температурах 370–200° [7].

В соответствии с минеральным составом в качестве типоморфных элементов рассматриваемого месторождения выделены вольфрам, мышьяк, медь, цинк, свинец, золото, серебро и сурьма. К их числу мы относим также никель и кобальт, которые по данным анализа мономинеральных фракций образуют повышенные концентрации (до нескольких килограммов на тонну) в наиболее ранних пиритах и арсенопиритах импретяционного типа [8, 9]. При расчете корреляционных матриц, базирующихся на данных анализа рядовых бороздовых проб по отдельным разведочным пересечениям, использован весь спектр перечисленных элементов, за исключением сурьмы, которая распределяется крайне неравномерно и спектральным методом фиксируется лишь в 40–50% учтенных проб (табл. 1, 2).

Сравнение данных, приведенных в табл. 1 и 2, показывает, что на штольневом горизонте, вскрывающем золотоносную жилу с богатым оруденением, ΣRn более чем в два раза превышает аналогичный параметр для горизонта, располагающегося вблизи места его затухания.

Таблица 1
Корреляционная матрица рудогенных элементов золотоносной кварцевой жилы на горизонте с богатым оруденением Rn

	Co	Ni	W	As	Cu	Zn	Pb	Au	Ag	Σ Rn
Co	1	0,86	0,33	0,20	0,07	-0,11	-0,07	-0,15	-0,28	0,85
Ni	99	1	0,20	0,11	0,12	-0,06	-0,08	0,00	-0,08	1,24
W	90	н.с.	1	0,47	0,19	0,15	0,38	0,20	0,19	2,11
As	Н.с.	То же	95	1	0,02	0,20	0,49	0,25	0,21	1,94
Cu	То же	"	90	Н.с.	1	0,33	0,26	0,33	0,35	1,67
Zn	"	"	90	То же	Н.с.	1	0,81	0,44	0,64	2,40
Pb	"	"	90	95	То же	99	Н.с.	0,62	0,77	3,18
Au	"	"	Н.с.	Н.с.	"	95	99	1	0,87	2,56
Ag	"	"	То же	То же	"	99	99	99	1	1,87
										Σ 18,70

Примечание. Здесь и далее во всех таблицах статьи надежность Rn, %; н.с. — связь не существенна.

Таблица 2
Корреляционная матрица рудогенных элементов той же жилы на горизонте затухания золоторудной минерализации по падению Rn

	Co	Ni	W	As	Cu	Zn	Pb	Au	Ag	Σ Rn
Co	1	0,56	0,36	0,12	-0,07	-0,12	-0,95	-0,47	-0,14	-0,71
Ni	99	1	0,44	-0,12	0,41	-0,10	-0,28	-0,44	0,14	0,61
W	95	99	1	0,15	0,21	0,06	0,10	-0,15	0,24	1,32
As	Н.с.	Н.с.	Н.с.	1	-0,04	0,17	0,41	0,32	0,42	1,43
Cu	То же	99	То же	Н.с.	1	-0,07	-0,30	0,31	-0,04	-0,17
Zn	"	Н.с.	"	То же	Н.с.	1	0,72	0,45	0,96	2,14
Pb	99	95	"	99	95	99	1	0,62	0,72	0,30
Au	99	99	"	95	95	99	99	1	0,36	1,00
Ag	Н.с.	Н.с.	"	99	Н.с.	99	99	95	1	3,65
										Σ 8,57

Аналогичные по сути, но обычно более конкретные различия устанавливаются при сравнении корреляционных матриц мономинеральных фракций жильного кварца (табл. 3, 4), а особенно арсенопирита, являющегося наиболее широко распространенным рудным минералом месторождения (табл. 5, 6).

Как следует из последней матрицы, в арсенопирите из бедных руд не только резко сокращается спектр элементов-примесей, но и практически полностью утрачиваются все характерные для рудных столбов геохимические связи, что на порядок понижает величину суммы парных коэффициентов корреляции.

На характеризуемом месторождении корреляционные матрицы рассчитывались по данным опробования многих десятков разведочных пересечений, а также представительным выборкам ($n = 20-40$) мономинеральных проб. Полученные при этом данные наряду с другими геохимическими критериями позволили оперативно выявлять основные закономер-

Таблица 3

Корреляционная матрица примесей кварца из минерализованной зоны с богатым золотым оруденением Rn

	As	Cu	Zn	Pb	Ag	Σ Ru
As	1	0,25	0,45	0,36	0,50	1,55
Cu	Н.с.	1	0,14	0,30	0,60	1,30
Zn	95	Н.с.	1	0,57	0,52	1,68
Pb	95	То же	Н.с.	1	0,68	1,90
Ag	99	99	99	99	1	2,31
						Σ 8,31

Таблица 4

Корреляционная матрица примесей кварца из минерализованной зоны с бедным золотым оруденением Rn

	As	Cu	Zn	Pb	Ag	Σ Rn
As	1	-0,28	-0,30	-0,34	0,18	-0,74
Cu	Н.с.	1	0,71	0,35	0,46	1,56
Zn	То же	99	1	0,53	0,57	1,40
Pb	"	Н.с.	99	1	0,35	0,91
Ag	"	95	99	Н.с.	1	1,56
						Σ 4,77

ности пространственной изменчивости золотого оруденения, а следовательно, более объективно оценивать перспективы фланговых частей и глубоких горизонтов слабо изученных рудных тел.

Берилл-вольфрамитовый штокверк располагается в толще ороговикозаных, слабо грейзенизированных песчаников и алевролитов позднепермского—раннетриасового возраста. Благодаря механической устойчивости и резко расчлененному альпинотипному рельефу он прекрасно обнажен в интервале около 250 м по вертикали, что создает благоприятные условия для изучения минералогической и геохимической зональности.

Штокверк представлен сложносетчатой системой кварцевых и кварц-мусковитовых жил, в которых широко развиты минералы двух основных ассоциаций: редкометальной и полисульфидной. В состав первой из них входят берилл, вольфрамит, а также незначительное количество шеелита, касситерита и молибденита, которые образовались при температурах 530—323 °С. Типоморфными элементами являются бериллий, вольфрам, олово и молибден. Более поздняя полисульфидная ассоциация, образовавшаяся при температурах 464—144 °С, включает пирит, арсенипирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, зандбергерит, теннантит, галенит, виттихенит и самородный висмут (типоморфны мышьяк, цинк, медь, свинец, сурьма, серебро и висмут).

Как показано ранее [6], минералы редкометальной ассоциации, особенно берилл и вольфрамит, отчетливо концентрируются на низких горизонтах штокверка, в то время как полисульфидная ассоциация хотя и

Таблица 5

Корреляционная матрица примесей жильного арсенирита из минерализованной зоны с богатым золотым оруденением Rn

	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Au	Ag	Σ Rn
Co	1	0,60	0,80	0,43	0,67	0,55	0,02	3,07
Ni	95	1	0,69	0,48	0,31	0,52	0,08	2,62
Cu	99	99	1	0,47	0,65	0,58	0,06	3,25
Zn	Н.с.	Н.с.	Н.с.	1	0,52	0,44	0,08	2,42
Pb	99	То же	99	Н.с.	1	0,58	0,07	2,80
Au	95	"	95	То же	95	1	0,07	2,80
Ag	99	"	Н.с.	"	Н.с.	Н.с.	1	0,39
								Σ17,36

Таблица 6

Корреляционная матрица примесей жильного арсенирита из минерализованной зоны с бедным золотым оруденением Rn

	Co	Cu	Zn	Ni	Σ Rn
Co	1	0,16	0,13	0,13	0,42
Cu	Н.с.	1	-0,08	0,50	0,58
Zn	То же	Н.с.	1	0,15	0,20
Ni	"	95	Н.с.	1	0,78
					Σ1,98

распределяется более равномерно, но в целом все же явно тяготеет к наиболее высоким его отметкам.

Результаты корреляционного анализа показали, что здесь как и в случае золоторудного месторождения, характер геохимических связей типоморфных элементов закономерно изменяется в зависимости от положения линии опробования относительно структурно-гипсометрического уровня, оптимального для развития каждой минеральной ассоциации.

Не перегружая текст дополнительными матрицами, укажем только, что для типоморфных элементов редкометальной ассоциации суммарное значение парных коэффициентов корреляции на нижнем горизонте штокверка составляет 2,86, тогда как на верхнем этот показатель равен всего 0,44. Минералы полисульфидной ассоциации, как уже отмечалось, распределяются менее контрастно, но и в этом случае факт их преимущественной приуроченности к наиболее высоким отметкам рудного участка все же находит свое отражение в величине суммы парных коэффициентов корреляции, которая изменяется от 5,4 на верхнем геохимическом профиле до 4,04 на нижнем.

Третьим объектом, послужившим опытным полигоном для испытания предлагаемого метода, был региональный разлом, прослеженный на расстоянии 150 км и представленный сложно построенной тектонической зоной шириной до 250 м, которая трассируется серией даек диоритовых

порфиринов и керсантитов, а также овально вытянутым полем роговиков и мелкими штоками гранитоидного состава. К роговиковому полю приурочено оловянно-мышьяковое месторождение, представленное серией кварцевых жил, содержащих переменное количество касситерита, станнина, пирита, арсенопирита, халькопирита, сфалерита и галенита (типоморфные элементы: олово, мышьяк, медь, цинк, свинец, серебро).

В результате геохимического профилирования и изучения спектра примесей, широко развитых в зоне разлома кварца и доломита, удалось установить, что оловянно-мышьяковая специализация описываемой региональной структуры фиксируется на расстоянии до 30 км от рудного объекта. По мере удаления от него здесь также наблюдается закономерное сужение круга геохимически связанных элементов и уменьшение парных коэффициентов корреляции. Так, если в геохимическом профиле, расположенном в 0,5 км от наиболее крупных рудных тел оловянно-мышьякового месторождения, сумма парных коэффициентов корреляции оценивается цифрой 5,17, то на расстоянии 3 км она снижается до 0,72. Весьма показательны в этом отношении связи олова, оценка которых по указанной сумме снижается от 2,23 на первом профиле до 0,47 на втором.

Изложенный материал показывает, что характеризуемый метод находит применение в исследованиях различного назначения. При наличии хотя бы двух пересечений рудного тела или рудовмещающего разрыва по падению или простиранию метод позволяет уверенно определять относительное положение обогащенного участка (интервала) и ориентировать направление дальнейших работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрусенко Н.И. Термобарические параметры рудообразующих растворов на разноглубинных месторождениях золота // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования: Тез. докл. к Всесоюз. совещ. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1970. Т. 2. С. 7–8.
2. Кокин А.В. Соответствие ступеней минералообразования температурным точкам полиморфизма воды и кварца в гидротермальных месторождениях Якутии // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 1. С. 198–200.
3. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 392 с.
4. Петровская Н.В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формирования золотых руд СССР // Генетические проблемы руд. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 145–159.
5. Силичев М.К. Выявление металлогенической специализации территорий на основе анализа мономинеральных фракций // Геохимические методы поисков рудных месторождений в северных районах Сибири: Тез. докл. регион. совещ. Якутск: СО ИГ АН СССР, 1979. С. 26–29.
6. Силичев М.Е., Белозерцева Н.В. Геохимические особенности и зональность редкометального штока // Геология и геофизика. 1979. № 12. С. 80–86.
7. Силичев М.К., Белозерцева Н.В. Температурные условия формирования многостадийного золоторудного месторождения // Докл. АН СССР, 1980. Т. 250, № 3. С. 705–707.
8. Силичев М.К., Белозерцева Н.В. Зональность распределения примесей в кварце, арсенопирите и галените золоторудного месторождения // Геохимия. 1981. № 3. С. 379–385.
9. Силичев М.К., Белозерцева Н.В. Использование минерально-геохимической зональности ореолов сульфидной импреньции при поисках и оценке золоторудных месторождений // Методы разбраковки и оценки перспектив геохимических аномалий. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 44–45.

III. КОМПЛЕКСНЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

УДК 553.411'45.068.5

Л.В. Антропова, В.С. Домрачев, Т.Ю. Кужельная

ВОЗМОЖНОСТИ ПОИСКОВ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И ОЛОВА МЕТОДОМ ПОДВИЖНЫХ ФОРМ (МПФ)

В связи с выработкой россыпей вблизи дневной поверхности актуальной является проблема поисков погребенных россыпей, перекрытых глинами, песками, галечниками и другими отложениями мощностью в десятки и сотни метров. Существующая методика поисков [6] россыпных месторождений является трудоемкой и предусматривает реконструкцию на основе морфоструктурного анализа и дешифрирования аэрофотоснимков, шлихное опробование рыхлой толщи и разбуривание перспективных участков древних долин, террас, русел. На отдельных этапах поисковых работ применяются геофизические и геохимические методы для уточнения положения структур, благоприятных для накопления россыпей. Если рассматривать россыпи как геологические тела, которые являются возможными источниками геохимических ореолов, то следует использовать те из геохимических методов, которые основаны на информации по подвижным формам. В случае получения положительных результатов можно создать экономичный и экспрессный геохимический метод поисков россыпей по наблюдениям с поверхности.

На возникновение ореолов рассеяния в россыпях в виде подвижных форм золота, олова и их элементов-спутников указывают следующие наблюдения [1, 5, 7 и др.]: 1) на зерна золота нарастают пленки, "рубашки", представленные гидроокислами железа, колломорфными сульфидами, грейгитом и другими гипергенными образованиями; 2) из зерен золота при пострудных процессах в зоне окисления месторождений и в россыпях наблюдается выщелачивание серебра и других элементов, содержащихся в золоте (мышьяк, марганец, никель, висмут, железо, кобальт, хром, сурьма и др.); 3) золото в природных условиях мигрирует в коллоидном и истинно растворенном состоянии, на что указывает образование кристаллов правильной формы гипергенного золота в условиях свободного пространства; 4) золото мигрирует в виде коллоидов с защитной рубашкой из кремнезема и гидроокислов железа, которые, в свою очередь, являются сорбентами многих металлов; 5) золото мигрирует в природных водах в составе металлоорганических соединений; 6) олово образует водные ореолы рассеяния вокруг рудных месторождений; 7) в минеральных водах установлена корреляция меж-

ду содержанием золота и рядом других элементов (никель, свинец, цинк и др.), которые содержатся в виде примесей в зернах золота из россыпей.

Приведенные сведения характеризуют способность золота, олова и их элементов-спутников к передвижению в природных условиях и позволяют предполагать, что россыпям должны сопутствовать ореолы рассеяния элементов, возникающие как во время образования россыпей, так и в последующей гипергенной истории их существования.

Как известно, образование открытых и погребенных россыпей происходит одновременно с процессом осадконакопления [4, 6, 7 и др.]. Обогащенные участки возникают при механическом перемещении дезинтегрированного материала коренных пород, а также путем осаждения из истинных и коллоидных растворов. Такие типичные минералы россыпей, как самородное золото, касситерит, магнетит, ильменит и др. часто встречаются в сростках с пиритом, галенитом и другими минералами. Обычно тяжелая электромагнитная фракция шлихов из россыпей обогащена золотом, оловом и другими рудными элементами. Наличие минеральных сростков во влажной среде неизбежно приводит к развитию электрохимических и химических процессов и тем самым к растворению минералов, переходу элементов в подвижные формы и миграции их в различных направлениях, в том числе к дневной поверхности.

Можно предположить, что сформированные россыпи, так же как и коренные источники, являются рудными объектами, для которых характерны как сингенетические, так и эпигенетические ореолы, возникающие при последующем пострудном преобразовании россыпей.

Ореолы от глубинных объектов, образованные подвижными формами нахождения элементов, могут быть обнаружены методом МПФ. Метод основан на закономерном распределении металлов в составе металлоорганических соединений почв, которые являются концентраторами подвижных форм элементов. Селективное извлечение из почв фульватно-гуматного комплекса металлов позволяет проследить распределение рудных элементов в глубокозалегающих объектах по наблюдениям с поверхности. В качестве компонента для оценки количества органического вещества в выделяемом комплексе используется углерод.

Рассмотрим результаты наблюдений методом МПФ на ряде известных россыпей золота и олова. Пробы почв отбирались через 10–20 м. В пробах определялись: валовая концентрация рудных элементов (золото, серебро, мышьяк, свинец, медь, цинк, никель, кобальт, олово, галлий, молибден, ванадий и др.) и наличие тех же элементов в составе фульватно-гуматного комплекса почв. В последнем определяется также углерод, и результаты представлялись в виде отношения Me/C (где Me – металл).

Россыпь 1 (рис. 1). Золото установлено в нижней части аллювиальных отложений по всей ширине древней долины, среди которой выделяются линзы с повышенным содержанием. Глубина залегания рудных линз составляет 2–10 м. В составе фульватно-гуматного комплекса почв обнаружены золото и элементы-индикаторы золотой минерализации – мышьяк и серебро. Выделяются два участка с аномальной концентрацией Au/C , Ag/C , As/C , которые соответствуют обогащенным участкам россыпи. Аномальное содержание превышает фоновое в 2–5 раз. Мультиплика-

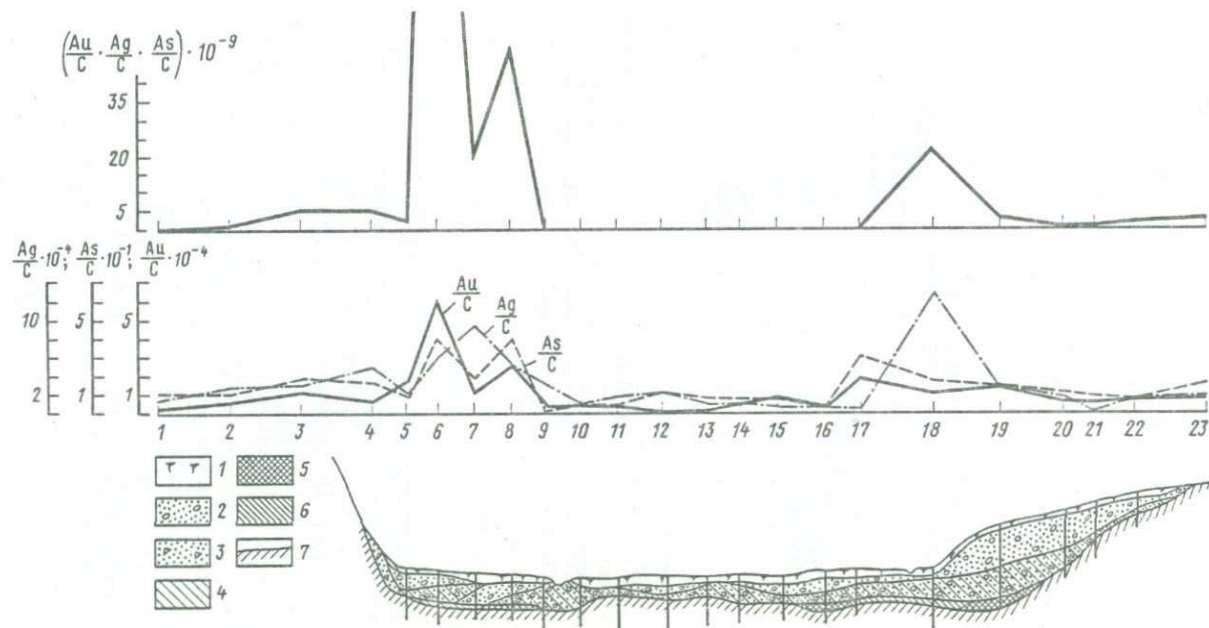


Рис. 1. Результаты наблюдений методом МПФ; россыпи 1 (золото)

1 — почвы; 2 — аллювиальные отложения; 3 — делювий; 4 — россыпи с непромышленным содержанием золота; 5 — обогащенные участки россыпи; 6 — россыпь по данным определения золота в фульватно-гуматном комплексе почв; 7 — коренные породы

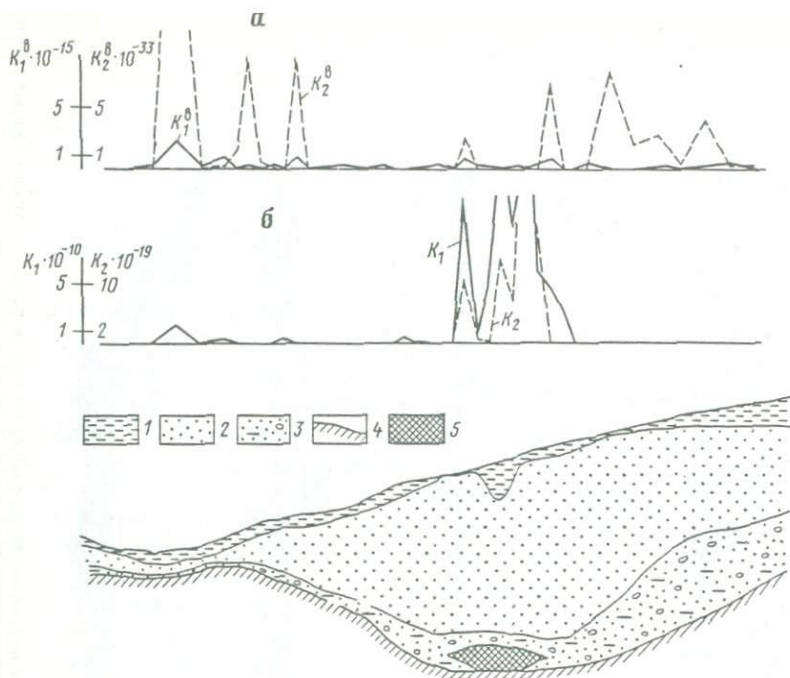


Рис. 2. Результаты наблюдения распределения валовых концентраций рудных элементов в почвах (а) и методом МПФ (б) в разрезе россыпи 2 (золото)

1 — глина; 2 — песок мелкозернистый; 3 — галечник с примесью песка и глин;

4 — туфопесчанники; 5 — россыпь золота; $K_1^B = \frac{Au \cdot Ag \cdot As}{C}$; $K_2^B = \frac{Au \cdot Ag \cdot As \cdot Zn \cdot Mo \cdot V \cdot Sn \cdot Ga \cdot Cu \cdot Pb}{C}$; $K_1 = \frac{Au}{C} \cdot \frac{Ag}{C} \cdot \frac{As}{C}$; $K_2 = \frac{Au}{C} \cdot \frac{Ag}{C} \cdot \frac{As}{C} \cdot \frac{Zn}{C} \cdot \frac{Mo}{C} \cdot \frac{V}{C} \cdot \frac{Sn}{C} \times \frac{Ga}{C} \cdot \frac{Cu}{C} \cdot \frac{Pb}{C}$

тивный ореол по показателю: $Au/C \cdot Ag/C \cdot As/C$ (K_1) в аномальных точках более контрастен, превышение аномалии над фоном до 30 раз. Аналогичные результаты получены и по другим элементам-спутникам: свинцу, меди, цинку. По данным определения элементов в фульватно-гуматном комплексе размеры рудных линз могут быть увеличены в сторону соседних точек наблюдений по профилю.

Россыпь 2 (рис. 2). Продуктивный горизонт россыпи золота находится под толщей аллювиальных отложений на глубине 30 м в пределах склона современной долины и локализуется в пониженной части древнего русла вблизи глинистого экрана. Аллювиальные отложения представлены песками, галечниками с прослоями илесто-глинистых горизонтов. В фульватно-гуматном комплексе установлены следующие элементы: золото, серебро, мышьяк, свинец, цинк, медь, галлий, молибден, олово, ванадий, никель, кобальт. Непосредственно над россыпью наблюдается аномальное содержание основных элементов золотой минерализации: золота, серебра и мышьяка, а также элементов-спутников. Мультишпикативный ореол по показателю K_1 характеризуется высокой контраст-

ностью ($\frac{K_{\text{аном}}}{K_{\text{фон}}} = 2500$). Отложения современного сухого русла (см.

рис. 2, слева) также являются слабозолотоносными. Мультипликативный ореол с учетом всех обнаруженных элементов (K_2) удовлетворительно отмечает местоположение россыпи на глубине.

Данные определения валовой концентрации элементов в пробах почв показывают, что аномалии мультипликативных ореолов по показателям $K_1^{\text{вал}}$ (Au · Ag · As) и $K_2^{\text{вал}}$ (все элементы) характеризуются малой интенсивностью и наблюдаются в ряде точек, разбросанных по всему профилю и не фиксирующих однозначно рудную линзу россыпи. В точках, аномальных по данным определения элементов в фульватно-гуматном комплексе, повышения валовой концентрации не наблюдается.

Россыпь 3 золота (рис. 3) залегает на глубине 35 м под покровом аллювиальных отложений, представленных песками с прослоями галечников. С поверхности развит горизонт илистой глины. Местоположение россыпи на глубине удовлетворительно отмечается мультипликативным ореолом по показателю K_1 . Контрастность составляет 5–15.

Россыпь 4 касситерита (рис. 4) находится на глубине 35 м под толщей аллювиальных отложений. В пробах почв установлены следующие элементы: олово, мышьяк, молибден, цинк, свинец, серебро, галлий, никель, кобальт, ванадий. По данным анализа фульватно-гуматного комплекса почв наблюдается контрастная аномалия при мультипликативном усилении: Sn/C · As/C при коэффициенте контрастности выше 10. В то же время по валовой концентрации олова и мышьяка и коэффициенту Sn · As над россыпью касситерита повышения содержания элементов не установлено. Аналогичные результаты получены по мультипликативным ореолам таких элементов-спутников, как молибден, цинк, свинец. Остальные элементы являются менее показательными.

Проведенными исследованиями по выяснению возможностей использования метода МПФ для поисков погребенных золотых и оловянных россыпей установлено следующее: 1) погребенные россыпи, перекрытые толщей аллювиальных отложений мощностью до 35 м, сопровождаются на поверхности ореолами рассеяния подвижных форм разных элементов, закрепленных в составе металлоорганических соединений почв; 2) элементами-индикаторами россыпей золота в фульватно-гуматном комплексе почв являются: золото, серебро, мышьяк, а также свинец, цинк, медь и др.; россыпей олова — олово, мышьяк, а также молибден, галлий, свинец, цинк и др.; 3) наибольшей информацией характеризуются мультипликативные ореолы: для россыпей золота по показателю (Au/C · Ag/C · As/C); для россыпей олова по показателю (Sn/C · As/C); 4) по валовой концентрации элементов-индикаторов в почвах глубокозалегающие россыпи не обнаруживаются.

Сравнение результатов наблюдений методом МПФ на коренных месторождениях и россыпях позволяет установить сходство получаемых данных. И в том и в другом случаях аномалии указывают на существование процессов перехода рудных элементов от глубокозалегающих объектов в подвижное состояние и на их миграцию из глубины к дневной поверхности. Дальнейшее изучение этих процессов, по-видимому, позволит

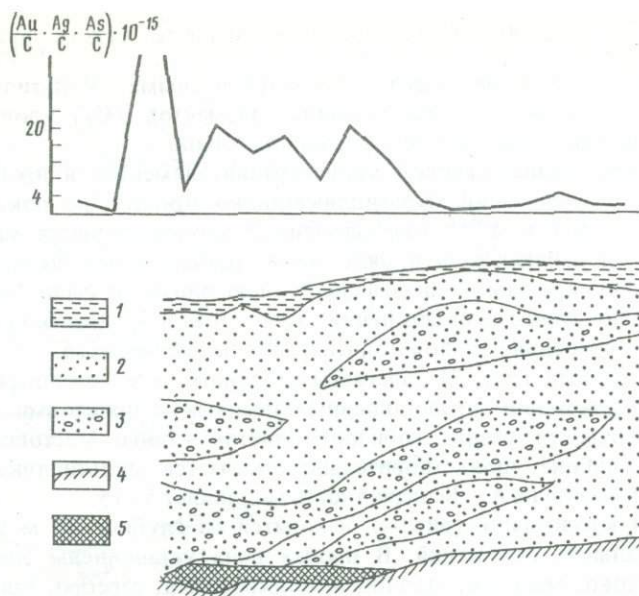


Рис. 3. Результаты наблюдений методом МПФ в разрезе по россыпи 3 (золото)

1 — глина; 2 — песок разнозернистый; 3 — галечник с примесью песка; 4 — туфо-песчаники; 5 — россыпь золота

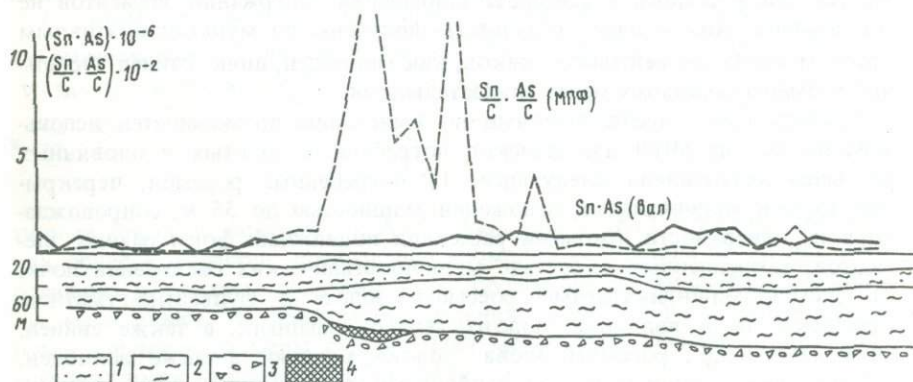


Рис. 4. Результаты наблюдений методом МПФ и распределение валовой концентрации рудных элементов в почвах в разрезе по россыпи 4 (олово)

1 — глины с обломочным материалом; 2 — глины и суглинки; 3 — конглобрек-ции; 4 — россыпь касситерита

использовать метод МПФ для обнаружения глубокозалегающих (100 м и более) погребенных россыпей золота, олова и других металлов.

Авторы благодарят А.А. Жданову, А.З. Шуралеву, Г.А. Приемову, принявших участие в сборе геологического материала и выполнении аналитических работ.

1. *Альбом М.Н.* Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 215 с.
2. *Антропова Л.В.* Формы нахождения элементов в ореолах рассеяния рудных месторождений. Л.: Недра, 1975. 144 с.
3. *Антропова Л.В., Шуралева А.З., Приемов Г.А., Кужельная Т.Ю.* Поиски глубоко-залегающих месторождений золота по металлоорганическим формам нахождения элементов // Методика и техника разведки. Л.: ВИТР, 1981. С. 136.
4. *Билибин Ю.А.* Основы геологии россыпей. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 471 с.
5. *Крейтер В.М.* и др. Поведение золота в зоне окисления золотосульфидных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 268 с.
6. *Лугов С.Ф.* и др. Геология оловянных россыпей СССР, их поиски и оценка. М.: Недра, 1979. 295 с.
7. *Петровская Н.В.* Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
8. *Погребняк Ю.Ф.* и др. Концентрация золота в минеральных водах Забайкалья // Тр. Геол. ин-та Бурят. фил. СО АН СССР. 1976. Вып. 7. С. 28–35.
9. *Шер. С.Д.* Металлогения золота. М.: Недра, 1972. 19 с.

УДК 550.84:[550.812.1:553]

Н.А. Ворошилов, Л.Н. Ворошилова

ПРИМЕНЕНИЕ ТЕРМОМАГНИТНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО МЕТОДА (ТМГМ) ПРИ ПОИСКАХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Насущной современной задачей является повышение эффективности геологоразведочных работ. Этого требует необходимость обеспечения непрерывно развивающейся промышленности минерально-сырьевой базой ряда металлов как в освоенных горнорудных районах, так и в новых перспективных районах страны. Отсюда ясна актуальность исследований по созданию новых методик поисков. Известно, что литохимические поиски не всегда дают положительные результаты. Причин низкой геологической эффективности литохимических съемок может быть несколько. Это прежде всего наличие неблагоприятных условий поисков: развитие заболоченности, мощного почвенного слоя, крупноглыбовых свалов. Другой причиной является ориентировка поисков, особенно в освоенных промышленностью рудных районах, на глубокозалегающие руды, слабопроявленные на поверхности и являющиеся объектом, трудным для поисков. Трудными для геохимических поисков являются также рудные месторождения таких типов, для которых нехарактерно сопровождение главного рудного элемента сколько-нибудь значительными содержаниями элементов-спутников. К числу таких месторождений можно причислить распространенные на Дальнем Востоке приповерхностные золото-серебряные убогосульфидные месторождения Приморья.

Немаловажным является и то, что в практике геохимических поисковых работ по-прежнему главное место принадлежит спектральному методу анализа геохимических проб с низкой чувствительностью определения некоторых рудных элементов, имеющих важное поисковое и оценочное значение. В тех случаях, когда ореолы и потоки рассеяния по той или иной

причине ослаблены, по данным геохимических съемок не представляется возможным выявить полный геохимический спектр аномалий и правильно оценить тип минерализации коренного источника или использовать геохимическую информацию в оценочных целях.

Еще большие трудности существуют при опoисковании районов, закрытых сплошным покровом дальнеприносных отложений мощностью более 10 м. Известно, что литохимические поиски в таких случаях позволяют обнаруживать только экзогенные месторождения в отложениях осадочно-го чехла. Поиски месторождений, выходящих на поверхность фундамента, проводятся по специальным дорогостоящим методикам или бурением, обеспечивающим выявление вторичных остаточных или наложенных ореолов рассеяния погребенных месторождений. Надежная фиксация слабых наложенных ореолов рассеяния с поверхности может сыграть важнейшую роль при организации поисковых работ и глубинного геохимического картирования на закрытых территориях.

С целью повышения эффективности геохимических поисков, более надежного прослеживания минерализованных зон и жил с поверхности, увеличения контрастности геохимических аномалий, получения более полной геохимической информации в НПО "Рудгеофизика" предложен и разработан термомагнитный геохимический метод (ТМГМ) [1].

Физико-химические основы метода и состав работ кратко изложены в работе [2]. Метод использует тесную связь рудных элементов в зоне окисления, в ореолах и потоках рассеяния рудных месторождений с железистыми минералами, главным образом с гидроокислами железа. Предложенный способ поисков рудных месторождений основан на том, что железосодержащие минералы при прокаливании литохимических проб в условиях ограниченного доступа кислорода воздуха восстанавливаются до сильномагнитных минералов – вюсита и магнетита. При этом магнитная восприимчивость прокаленных проб возрастает в сотни раз, достигая 300–650 · 10⁻⁶ ед.СИ. Термомагнитная фракция, выделенная из прокаленной литохимической пробы, оказывается обогащенной рудными элементами по сравнению с валовой литохимической пробой. Аномальные концентрации рудных элементов в термомагнитной фракции служат признаком перспективности изучаемого участка в отношении оруденения.

В процессе работ ТМГМ регламентированным образом отбирают обычные литохимические пробы коренных пород элювиально-делювиальных или аллювиальных отложений в количестве, зависящем от задач и масштабов поисковых работ. Дубликаты отобранных проб прокалывают при $T = 800\text{--}900^\circ\text{C}$ и после обжига из проб выделяют термомагнитные фракции, которые затем растирают до 200 меш и анализируют спектральным или другим методом на содержание рудных элементов. Существенную информацию ТМГМ несет еще до производства анализов ТМ-фракций, по данным измерения магнитной восприимчивости литохимических проб до их обжига k и после T_k , а также просмотра ТМ-фракций под бинокуляром. По соотношению значений k и T_k уверенно выделяются участки гидротермально-измененных пород, с которыми связано оруденение. Для этих же участков характерно наличие в ТМ-фракциях обильных окислов железа. Часто это пленки и примазки по кварцу, иногда окислы железа выполняют отдельные трещинки, нередко фиксируются псевдоморфозы

лимонитов по пириту. Каждый из других минералов (ильменит, гранат, хлорит, слюда), так же как и их ассоциации, несет определенную информацию о геолого-геохимической обстановке на изучаемых площадях, которая может быть использована впоследствии при оценке геохимических аномалий.

Опытные работы по изучению возможностей ТМГМ и его внедрение производились на площадях работ нескольких экспедиций на Дальнем Востоке. Объектами работ явились касситерит-сульфидные, олово-полиметаллические и редкометалльные месторождения.

Опыт показал, что работы ТМГМ в различных природных и геологических условиях при поисках месторождений нового типа следует начинать с методических исследований. По данным экспериментов с литохимическими пробами из известных рудных тел, их ореолов и потоков судят о признаках, по которым выделяются рудные тела и околорудно-измененные породы, подбираются оптимальные условия обжига проб и выделения ТМ-фракций, исследуется минеральный состав ТМ-фракций, определяется контрастность аномалий ТМГМ. Затем производится сравнение данных ТМГМ с результатами обычной литохимической съемки по отдельным профилям или участкам и выясняется место ТМГМ в комплексе поисковых методов, его возможности.

Наибольший объем экспериментальных и методических работ был проведен на геологических объектах оловорудного района. Выяснилось, что основные рудоносные структуры — меридиональные минерализованные зоны, пересекающие почти весь рудный район и на значительном протяжении несущие промышленное оруденение, — характеризуются как в коренном залегании, так и по рыхлым отложениям пониженными по сравнению с вмещающими породами (юрскими песчаниками и меловыми вулканическими образованиями) значениями k (до десятых долей 10^{-6} ед. СИ) и резко повышенными (до $1000 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ) значениями T_k . Просмотр ТМ-фракций из оруденелых участков зон установил присутствие в зонах обильных гидроокислов железа в виде тонких прожилков и пленок, пропитывающих обломки кварц-турмалиновых метасоматитов. Вблизи от рудной зоны практически весь материал литохимической пробы магнетизируется при обжиге и поступает в ТМ-фракцию, по удалении от выхода зоны, по мере рассеяния рудного вещества (за счет разубоживания его продуктами дезинтеграции неизменных вмещающих пород), объем ТМ-фракции уменьшается до тех пор, пока при переходе в неизменные породы она не перестает выделяться совсем. Максимальное обогащение ТМ-фракции, установленное для рудных элементов в отдельных точках ореола, достигает 100 раз и более. Опытные работы показали, что ТМГМ позволяет надежно проследивать с поверхности оловоносные зоны, в том числе со скрытым оруденением, при самых неблагоприятных условиях поисков. При этом ТМГМ выявляется полный геохимический спектр аномалии: наряду с оловом определяется свинец, серебро, цинк, медь, мышьяк, висмут, сурьма, вольфрам, молибден.

Исследуемый рудный район к настоящему времени полностью охвачен геологической съемкой и поисковыми работами масштаба 1:10 000. В комплекс поисковых методов входили геофизическая и литохимическая съемки, штучное и шлиховое опробование, маршрутное исхаживание.

Перечисленные методы оказались высокоэффективными для южной части района, сложенной юрскими терригенными отложениями, месторождения и рудопоявления в пределах которой выходят на дневную поверхность и имеют значительный эрозионный срез. Северная часть района, сложенная в основном меловыми андезитовыми вулканитами большой мощности, отличается сложными условиями поисков (резкорасчлененный рельеф, каменные осыпи, заболоченные участки). Здесь малоэффективными оказались штупное опробование и литохимические методы поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния. С целью оценки перспектив участка на площади более 200 км² были проведены литохимические поиски по потокам рассеяния в варианте ТМГМ. В результате выявлены интенсивные аномалии свинца (до 0,1%) и цинка (до 0,1%), сопровождающиеся повышенными концентрациями мышьяка, серебра, резе сурьмы и висмута. Концентрации олова в пределах участка невысокие, они редко достигают значений 70–80 · 10⁻⁴% и обычно колеблются в пределах 10–20 · 10⁻⁴%. Такие соотношения между концентрациями олова и его элементов-спутников позволяют надеяться на наличие здесь глубокозалегающего оруденения. Наиболее аномальные участки были рекомендованы под детальные работы. Детальная ТМГМ-съемка по сети 80 · 20 м совместно с результатами геофизических работ позволила выявить и надежно проследить на изучаемых участках несколько новых минерализованных зон. Длина зон колеблется в пределах 1,5–2,5 км, мощность от 10 до 50 м. Вещественный состав их однотипен и представлен серицито-кварцевыми породами и пропилитами с частыми прожилками кварца с вкрапленными сульфидами. Элементный состав зон полностью соответствует характеристике, полученной при анализе ТМ-фракций литохимических проб, и оценивается как свойственный надрудным частям.

Результаты ТМГМ-съемки на других участках позволили значительно расширить перспективы флангов нескольких месторождений. Детальные работы здесь привели к открытию новых рудных зон.

Проведены опытно-методические работы и начато внедрение ТМГМ на оловорудных месторождениях в Приморье. Поскольку вторичные ореолы рассеяния, выявляемые термомагнитным геохимическим методом, имеют значительно большие размеры по сравнению с ореолами обычной литохимической съемки, при проведении работ ТМГМ допустимо разряжение сети опробования. Так, опыт работ в рудном поле одного из месторождений показал, что ТМГМ-съемкой масштаба 1:25 000 (вместо общепринятого 1:10 000) была надежно отбракована большая часть территории, а на перспективном, выделенном по комплексу геофизических и геохимических данных, участке бурением обнаружены промышленные руды.

Олово-полиметаллическое месторождение одного из районов Дальнего Востока было выбрано для методических работ как один из объектов, трудных для литохимических поисков. Месторождение сложено песчано-алевролитовыми отложениями юры и нижнего мела, приурочено к мощной зоне интенсивного расщепления. Оно представлено серией жил, наиболее крупные из них прослежены по простиранию более чем на 1,5 км. Мощность жил колеблется от 0,4 до 1,1 м. Из-за малой мощности жил, часто полускрытого характера оруденения и из-за значительной мощности рыхлых отложений (от 1,0 до 7,0 м, в среднем 3,0 м) месторождение было

пропущено при литохимической и шпиховой съемках 1:50 000 масштаба. Действительно, опытные работы по распределению рудных элементов в разрезе рыхлых отложений показали, что рудные жилы образуют слабые вторичные ореолы олова, свинца, цинка, серебра. Отличительными особенностями ореолов рассеяния является их локальный характер (малая ширина, она составляет всего 10–15 м) и, что особенно важно при литохимической съемке, резкое ослабление их к поверхности. Тесная связь рудных элементов с железистыми минералами, высокая их концентрация в рудных жилах, хорошо развитая на месторождении зона окисления обеспечивают высокую эффективность использования ТМГМ при поисках рудных жил подобного типа. По данным ТМГМ по олову, свинцу и серебру вокруг облюбованных рудных жил выявляется общий, значительный по ширине (до 500 м) и интенсивности (максимальные содержания элементов в ореоле соответствуют таковым в рудных зонах) вторичный ореол рассеяния. Рудные жилы месторождения достаточно четко и надежно фиксируются ТМГМ и по потокам рассеяния олова и сопутствующих ему рудных элементов.

Возможности ТМГМ были исследованы при поисках в Приморье своеобразных шеелит-скарново-грейзеновых вольфрамовых месторождений. Среди поисковых критериев месторождений этого типа доминирующее значение имеют косвенные геологические и геофизические методы. Так, рудоконтролирующими породами на месторождениях являются линзы известняков, горизонты спилитов и туфогенных пород. Основные рудные тела приурочены к провесам кровли гранитного массива или крутым его склонам. Надежным поисковым признаком являются также зоны гидротермально-измененных пород, особенно зоны скарнирования, грейзенизации. Локальные рудные залежи фиксируются положительными аномалиями гравитационного поля, зонами пониженного сопротивления, знакопеременными аномалиями магнитного поля. Вместе с тем проводимые в пределах месторождений работы выявили низкую геологическую эффективность прямых поисковых признаков вольфрамового оруденения – ореолов рассеяния. В силу специфики вольфрамовых месторождений (низкие содержания элементов, сопутствующих вольфраму; исключительная локализация богатых вольфрамовых руд; своеобразная морфология рудных тел) слабопроявленные на поверхности и глубокозалегающие рудные залежи плохо фиксируются вторичными ореолами и потоками рассеяния. Проведение поисков по первичным ореолам экономически не оправдываются, так как из-за плохой обнаженности коренных пород в районе они требуют проходки большого количества горных выработок (шурфов и канав). Высокое содержание в рудных залежах и зонах гидротермально-измененных пород сульфидных минералов (таких, как пирит, пирротин), интенсивно развитая зона окисления (руды с поверхности представлены охристыми скоплениями лимонитов и гетита с шеелитом) представлялись благоприятными предпосылками к использованию ТМГМ. Действительно, окисленные руды при обжиге полностью магнетизируются и идут в ТМ-фракцию. По данным ТМГМ вторичными ореолами вольфрама, мышьяка, меди и серебра хорошо фиксируются все изученные вольфрамовые залежи, в том числе и слепые. Для ореолов, связанных с надрудной частью вольфрамового оруденения, характерно наличие в ТМ-фракциях проб

повышенных содержаний молибдена и свинца (до 0,01–0,02%). Индикаторами нижних частей рудных тел могут служить висмут, кобальт и никель. Вольфрамовое оруденение уверенно фиксируется ТМГМ протяженными (первые километры) и интенсивными потоками рассеяния вольфрама, мышьяка, меди.

Первый опыт использования ТМГМ на различных типах месторождений и в особо сложных условиях ведения поисковых работ показал высокую его геологическую эффективность.

В основу использования ТМГМ в открытых районах положена следующая модель геохимического рассеяния. Благодаря постоянному присутствию рудной минерализации железосодержащими минералами в процессе окисления рудная масса пропитывается вторичными железистыми минералами (железо подвижно лишь при $pH < 3$, при раскислении среды сразу же выпадает в осадок). В результате рудные элементы оказываются в тесной связи с минералами железа, частью — в химической, частью — в механической. Возможно, что для некоторых элементов только благодаря этой связи в условиях промывного режима не происходит их полного выноса из окисленных руд. В дальнейшем, по мере выхода окисленных руд на дневную поверхность, в процессе формирования рыхлых отложений происходит механическое рассеяние ожелезненной рудной массы среди продуктов дезинтеграции неизмененных вмещающих пород. Обжиг-магнитное восстановление железа рассеянных рудных частичек и их последующая магнитная сепарация позволяют нам в виде ТМ-фракций как бы реставрировать (воссоздавать из рассеянного состояния) рудную зону на выходе ее на дневную поверхность. Действительно, опыт использования ТМГМ показал, что содержание рудных элементов в термомагнитной фракции, выделяемой из обожженной литохимической пробы, так же как и соотношения этих содержаний, в пределе близки к таковым в коренном источнике оруденения. Это позволяет при изучении ТМ-фракции литохимических проб из рыхлых отложений правильно судить о типе оруденения (по геохимическому спектру аномалий), а также и о вероятном уровне эрозионного среза (по геохимическим показателям зональности) минерализованных зон еще до вскрытия их горными выработками. Важную роль для предварительной оценки минерализованной зоны в коренном залегании играет коэффициент обогащения, представляющий собой отношение величин концентрации данного элемента в ТМ-фракции к величине концентрации его в валовой литохимической пробе:
$$K_0 = \frac{C_{ТМ}}{C_{вал}}$$

В тех случаях, когда содержания рудных элементов в валовых пробах низкие, большие значения K_0 свидетельствуют о выходах на дневную поверхность богатых рудных тел и, наоборот, малые K_0 — о проявлении слабоминерализованных зон. С другой стороны, выяснено, что в литохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений в непосредственной близости от выхода рудных тел, как и в самом рудном теле, весь материал пробы при ее магнитной сепарации после обжига идет в ТМ-фракцию и коэффициент обогащения K_0 близок к единице. Таким образом, прослеживается зависимость между величиной K_0 и коэффициентом геохимического рассеяния σ , так же как между величиной K_0 и расстоянием точки отбора литохимической пробы от коренного источника оруденения X .

Дополнительные затраты при литохимических съемках в варианте ТМГМ по расчетам составляют не более 20% стоимости обычной литохимической съемки. Надежное прослеживание слабопроявленных на поверхности минерализованных зон на участках, где обычные литохимические методы малорезультативны, обеспечивает также и высокую экономическую эффективность ТМГМ.

Еще большей геологической и экономической эффективности следует ожидать от использования ТМГМ при поисках рудных месторождений в закрытых районах. Опыт методических работ здесь еще далеко не достаточно. Примером может служить прослеживание оловоносных зон на севере исследуемого оловорудного района, где они перекрыты чуждыми рыхлыми отложениями мощностью в несколько десятков метров. По данным ТМГМ в пределах этих зон отчетливо фиксируются вторичные наложенные ореолы рассеяния олова, свинца и мышьяка. Понятно, что рабочая гипотеза формирования подобных ореолов рассеяния должна быть отлична от той, которая принята для открытых районов. Прежде всего другую природу имеют эпигенетические зоны ожелезнения. Чаще всего они оказываются результатом проявления кислородно-сорбционного барьера (например, железистые осадки болот и зоны ожелезнения разломов по Т.Т. Тайсаеву [3]). Важнейшую роль в образовании геохимических аномалий играет особое свойство железистых осадков — способность их к сорбции рудных элементов. Сложным и далеко не однозначным представляется путь рудных элементов через толщу аллохтонных отложений от рудных зон к приповерхностным железистым новообразованиям. При оценке геохимических аномалий, связанных с ожелезненными зонами различного генезиса, существенную роль будут играть их геохимический спектр, величины аномальных содержаний элементов и их соотношения, а также ландшафтно-геохимические и палеогеохимические исследования.

Дальнейшее развитие и усовершенствование ТМГМ, применение его к новым типам месторождений, к новым геологическим и природным условиям, расширение внедрения ТМГМ будут способствовать повышению эффективности геологоразведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Боголюбов А.Н., Ворошилов Н.А., Ворошилова Л.Н.* А.С. 391518 (СССР): Способ поисков рудных месторождений // Опубл. в Б.И. 1973. № 31.
2. *Боголюбов А.Н., Ворошилов Н.А., Ворошилова Л.Н.* Физико-химические основы термомагнитного геохимического метода и первый опыт его применения // Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1978. С. 163–170.
3. *Тайсаев Т.Т.* Геохимия таежно-мерзлотных ландшафтов и поиски рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1981. 136 с.

Б.С. Лунев, Б.М. Осовецкий

ШЛИХОГЕОХИМИЧЕСКИЙ МЕТОД ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВИНТОВОГО ШЛЮЗА

Шлихогеохимический метод поисков месторождений золота до сих пор не получил широкого распространения. Это объясняется некоторыми характерными особенностями потоков рассеяния золота. Коренные источники с крупным золотом дают короткие потоки рассеяния, тяготеющие к плотиковой фации аллювия. В долинах рек плотиковая фация аллювия сравнительно редко доступна для геохимического опробования (например, в обнажениях террас). Однако наиболее важное значение имеет тот факт, что шлиховая проба объемом $0,02 \text{ м}^3$ неrepresentative для фиксации потоков рассеяния частиц металла размером более $0,5 \text{ мм}$. В пробах большого объема содержание такого золота достаточно точно определяется без применения химических методов.

В районах широкого распространения коренных источников с весьма мелким ($0,25-0,1 \text{ мм}$) и тонким ($0,1-0,05 \text{ мм}$) золотом потоки рассеяния металла рассредоточены по всему разрезу русловой фации аллювия, включая верхний ее горизонт (косовое золото). Для их оконтуривания и разбровки геохимических аномалий объем шлиховой пробы вполне представлен. Однако отмывка сильно глинистых проб, включающих мелкий металл, в лотке очень трудоемка и сопровождается существенными его потерями [2].

Коренные месторождения с тонкодисперсным золотом содержат ряд минералов-концентраторов металла — пирит, магнетит, гидроокислы железа и др. При денудации этих месторождений в потоках рассеяния некоторые из указанных минералов могут концентрироваться. При невысоких содержаниях минералов-концентраторов в шлихах и значительном смыве в лотках тех из них, которые обладают небольшой гидравлической крупностью (особенно гидроокислов железа), выделяемые шлихогеохимическим методом аномалии оказываются недостаточно контрастными.

Более широкое применение шлихогеохимического метода при поисках коренных и россыпных месторождений золота и повышение его эффективности связано с преодолением указанных трудностей. Многие проблемы могут быть успешно разрешены в случае замены лотка винтовым аппаратом специальной конструкции, предназначенным для концентрирования весьма мелкого и тонкого золота и других ценных минералов. Таким аппаратом является винтовой шлюз, который прошел успешные испытания на стадиях поисков, разведки и разработки россыпных месторождений с мелким золотом [1,3-5].

В лаборатории осадочных полезных ископаемых Пермского университета работы по совершенствованию методики поисков месторождений с весьма мелким и тонким золотом ведутся в двух направлениях: 1) разработка шлихогеохимического метода с использованием винтового шлюза для рекогносцировочных и предварительных поисковых исследований в

перспективных районах, 2) применение методики поэтапного изучения проб на поисковой и разведочной стадиях геологоразведочных работ [4]. Ниже рассматривается только первое направление.

Использование винтового шлюза вместо лотка при шлихогеохимических поисках дает следующие преимущества: 1) замена ручного труда более производительным механизированным, преимущество которого особенно наглядно проявляется при обработке глинистых проб; 2) более полное улавливание в концентрат весьма мелких и тонких частиц золота по сравнению с лотком; 3) удешевление стоимости геохимических поисков за счет повышения чувствительности метода и сокращения объемов опробования.

По ряду признаков шлихогеохимический метод поисков месторождений золота с применением винтового шлюза занимает промежуточное положение между обычными геохимическими методами (литогеохимическими, биогеохимическими и т.д.) и геологоразведочными. Он сочетает большой объем проб с весьма точными методами их лабораторного изучения, позволяет значительно усовершенствовать шлихогеохимический метод и повысить его эффективность. Большие по объему исходные пробы, по сравнению с литогеохимическими, и высокий процент извлечения металла позволяют собрать в концентрат значительные весовые количества весьма мелкого и тонкого золота, что обеспечивает высокую точность результатов химического анализа. Проведенными в Пермском университете опытами (аналитик Т.Б. Москвитина) было установлено, что при малом весе золота в анализируемой пробе ошибка химического анализа достигает 200% и более в сторону завышения содержаний.

Шлихогеохимический метод с использованием винтового шлюза рекомендуется применять прежде всего в плохо изученных районах с широким площадным распространением промежуточных коллекторов и многочисленных коренных рудопоявлений с мелким металлом в следующих направлениях: 1) поиски коренных месторождений и промежуточных коллекторов золота путем изучения потоков рассеяния в верхнем горизонте русловой фации современного аллювия (косовые концентрации); 2) поиски россыпных месторождений с мелким золотом путем подсечения дальних ореолов рассеяния мельчайших частиц металла в хвостовых частях россыпей; 3) поиски погребенных россыпей с мелким золотом; 4) поиски месторождений в золотоносных конгломератах; 5) поиски коренных месторождений путем изучения рудных ореолов рассеяния золота.

Наиболее доступны для опробования в долине реки потоки рассеяния в косовых отложениях. Косовое золото имеет струйчатый характер распределения. Золотоносные струи приурочены к грядам, вытянутым вдоль кос, скоплениям грубообломочного материала на возвышенных участках кос, перед крупными валунами, растительностью и т.д. Морфологическими элементами долин, в которых встречаются косовые накопления металла, являются бичевники, осередки, головные части намывных кос, островов, боковых протоков. Повышенные концентрации весьма мелкого и тонкого золота наблюдаются в глинистых крупнообломочных, песчано-гравийных и песчаных с примесью гравия и гальки отложениях.

Разбраковка геохимических аномалий, приуроченных к потокам рассея-

ния косового золота, производится с учетом неодинаковых условий концентрации металла в различных морфологических подтипах косовых россыпей (бичевниках, намывных косах, островах и боковых протоках). При этом важное значение имеет гидравлическая крупность частиц золота. Косовые концентрации на бичевниках характеризуются обычно слабо контрастными аномалиями и более низкими содержаниями золота, чем в размываемых породах промежуточного коллектора. Это связано с редкой встречаемостью крупных частиц металла, которые не попадают в лотковую пробу. Более контрастные аномалии отмечены в головных частях намывных кос и островов. Протяженность геохимических аномалий достигает нескольких километров. В наиболее удаленных от источника питания участках аномальные концентрации приурочены к песчано-гравийным или песчаным с примесью гравия и мелкой гальки отложениям, накапливающимся в зонах спокойного течения (например, в боковых протоках).

Протяженные слабоконтрастные геохимические аномалии золота в косовых отложениях являются признаком размыва пород промежуточного коллектора. Коренные источники золота дают контрастные аномалии небольшой протяженности. В зависимости от крупности частиц металла в питающих породах характер аномалий существенно меняется.

Дальние ореолы рассеяния весьма мелкого и тонкого золота в хвостовых частях россыпей могут быть зафиксированы шлихогеохимическим методом при опробовании русловых отложений в обнажениях террас. Геохимические аномалии выявляются при опробовании линз глинистого аллювия, которые образуют надплотиковые концентрации. Мощность таких линз обычно невелика (до 0,1–0,2 м).

Шлихогеохимический метод с применением винтового шлюза эффективен при поисках погребенных россыпей с мелким золотом. Необходимость изучения проб малого объема, представленных обломочным материалом керна скважин, предъявляет особо жесткие условия при их обогащении. В таких пробах основная масса частиц золота представлена тонкими и пылевидными классами, которые лотком практически не улавливаются. Высокая глинистость аллювия погребенных россыпей обуславливает неэффективность шлихового метода их опробования. Способность винтового шлюза улавливать в концентрат золотинки размером до 20 мкм определяет высокую чувствительность метода.

Особое внимание следует обратить на исследование золотоносных конгломератов. Значительная мощность толщ, весьма мелкий размер зерен золота, приуроченного к цементу конгломератов, требуют применения сравнительно дешевого и достаточно точного метода обработки проб. Предлагаемый метод удовлетворяет этим требованиям.

При поисках коренных месторождений золота и оконтуривании рудных тел шлихогеохимический метод с использованием винтового шлюза способен фиксировать дальние ореолы распространения пылевидного металла, а также тонкодисперсного золота, связанного с минералами-концентраторами. В данном случае из концентратов, полученных при обогащении протоочек, необходимо отбирать и анализировать мономинеральные фракции пирита, магнетита и гидроокислов железа. Поскольку с удалением от рудных тел размерность выделений золота уменьшается, метод обладает рядом важных преимуществ перед другими методами.

Методика обработки проб на полевой стадии складывается из следующих операций. Предварительно проба подвергается грохочению для отделения обломочного материала размером менее 3 мм. Одновременно гальки и валуны тщательно отмываются от глины. Мелкообломочный материал обогащается на поисковом винтовом шлюзе с получением концентрата. Концентрат анализируется в геохимической лаборатории. Из различных методов анализа могут быть применены пробирный, химический (экстракция), спектрозолотометрический и др.

Объем пробы рекомендуется — 0,02 м³ (как и при шлиховом методе). Такой объем достаточно представлен для россыпей и коренных месторождений с тонким и пылевидным металлом. При изучении потоков рассеяния с более крупными частицами металла (0,25–0,1 мм) объем проб может быть увеличен вдвое, что несущественно скажется на общей стоимости работ, если учесть высокую производительность обогащения проб на винтовом шлюзе.

Часть концентратов может быть обработана с выделением мономинеральной фракции частиц золота [4,5]. Этот металл классифицируется по крупности, изучаются его морфологические и типоморфные особенности, пробность, содержание элементов-примесей и т.д.

Метод применим также при поисках месторождений урана, платины, олова, тантало-ниобатов, вольфрама, ртути, редких земель и др. Так, на Суматре (Индонезия) проведены поиски месторождений урана с применением шлихогеохимического метода [6]. Пробы отмывались до серого шлиха, последний разделялся в тетрабромэтаноле. Содержание урана определялось флюориметрическим методом. Урановые аномалии оказались приуроченными к площадям развития гранитоидов и кислых эффузивов. Минералами-концентраторами урана являлись циркон, монацит, апатит и сфен. Несомненно, использование для тех же целей концентратов винтового шлюза повысит эффективность геохимических поисков месторождений урана.

Мельчайшие частички касситерита, вольфрамит, танталита, колумбита, кинювари и некоторых других минералов в большом количестве распространены в потоках рассеяния, сопровождающих коренные месторождения олова, вольфрама, тантала, ниобия, ртути. Винтовой шлюз в отличие от лотка улавливает значительную часть этих частиц. Тем самым увеличивается контрастность и протяженность выявляемых геохимических аномалий.

Шлихогеохимический метод с применением винтового шлюза можно использовать также при поисках месторождений редких и рассеянных элементов, являющихся примесями в ряде тяжелых минералов (гафний, скандий и др.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов В.Д. Концентрация шламовых и тонкозернистых руд и песков на винтовом шлюзе // Горн. журн. 1962, № 5. С. 60–62.
2. Костерин А.В. Шлихо-минералогический и шлихогеохимический методы поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1972. 124 с.
3. Лунев Б.С. К вопросу поисков россыпных месторождений // Учен. зап. Перм. ун-та, 1973. Вып. 2, № 266. С. 49–66.
4. Лунев Б.С., Осовецкий Б.М. Методика поэтапного изучения мелкого россыпного золота // Колыма, 1979, № 11. С. 36–37.

5. Осоевций Б.М. О методике обработки проб с мелкими зернами полезных минералов // Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, № 4. С. 112–116.

6. Watters R.A., Sagala F.P. Geochemical reconnaissance for uranium and base metals using heavy mineral separates in Central and Southern Sumatra // Majal. Bat. 1978. Vol. 11, N 1. P. 3–26.

УДК 549+550.4 (574.42)

*А.А. Жданова, Г.П. Нахтигаль, А.Л. Боровикова,
Т.К. Жаксальков, А.М. Пилипенко, В.П. Каун*

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ПОДВИЖНЫХ ФОРМ (МПФ) НА РУДНОМ АЛТАЕ

На Рудном Алтае широко представлены различные геохимические ландшафты — типичные высокогорные районы с ледниками, фирновыми полями, тундрой и альпийскими лугами последовательно сменяются таежными лесами, лесостепью, степью, полупустынями и пустынями.

По характеру и интенсивности биологического круговорота химических элементов в пределах территории выделено семь типов геохимических ландшафтов: 1) высокогорный нивальный и тундрово-луговой, 2) горно-лесной, 3) горный лесостепной, 4) горный и предгорный степной, 5) сухо- и пустынно-степной, 6) пустынный, 7) интразональный засоленный.

По условиям ведения геохимических поисков среди них выделено несколько групп геохимических ландшафтов, часть из которых благоприятна для проведения поисков с применением обычных поверхностных литогеохимических съемок, опоискования же закрытой рыхлыми отложениями территории возможно с помощью глубинных геохимических методов.

Аккумулятивные ландшафты межгорных котловин, древних погребенных долин, увалисто-холмистого и пологосклонного низкогорья, заполненные рыхлыми отложениями различной мощности, могут быть опоискованы глубинными геохимическими методами (глубинные геохимические методы по погребенным ореолам), газовыми методами, поисками по подвижным формам.

В комплекс поисковых работ в последние годы включается метод МПФ, разработанный ВИТРОм под руководством Л.В. Антроповой и Ю.С. Рысса.

Метод поисков МПФ по металлоорганическим формам нахождения основан на использовании накопления в почвах рудогенных элементов в составе металлоорганических соединений, которое отражает распределение и концентрацию элементов в коренных породах, залегающих под покровом рыхлых толщ. В результате процессов, гипергенеза и пострудных изменений первичного оруденения образующиеся подвижные формы элементов мигрируют в различных направлениях, в том числе и к поверхности. При взаимодействии поступающих элементов с органическими кислотами образуются гуматы и фульваты металлов (Л.В. Антропова, 1972 г.). Выделяя с помощью селективных растворителей фульватно-гуматные комплексы и определяя в них количество присутствующих металлов, можно просле-

Рис. 1. Карта результатов работ по методу МПФ

1, 2 — аддитивные ореолы: $1 - \frac{Cu}{C} + \frac{Pb}{C} + \frac{Zn}{C} + \frac{Ba}{C}$, $2 - \frac{Zn}{C} + \frac{Pb}{C}$; 3 — группы ореолов МПФ и их номера; 4 — изоэпифи рыхлых отложений; 5 — профили карлировочно-го бурения; 6 — разломы; 7 — аддитивные эндогенные ореолы Pb, Zn, Cu и Ba

дить распределение элементов не только в рыхлых отложениях, но и в коренных породах и соответственно выделять участки повышенной концентрации металлов и рудоносные зоны. Эти положительные качества МПФ были использованы для опоскования территорий, закрытых рыхлыми отложениями мощностью от 10 до 80 м, на стадии опережающих региональных геофизических работ и съемки масштаба 1 : 50 000 по сети 500 X 50 м и 1 : 25 000—1 : 10 000 стадии "Общие поиски" по сети 400 X 40 м, 200 X 20 м.

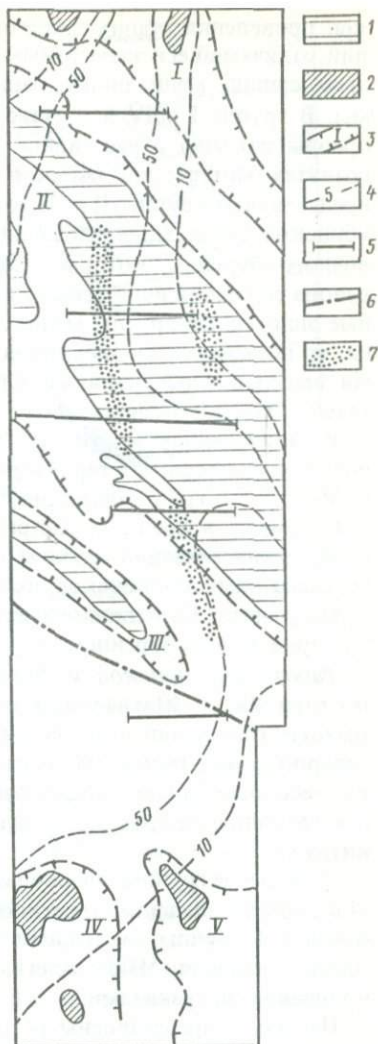
Работы были начаты в 1972 г. На первом этапе осуществлялись опытно-методические исследования группы ВИТРа на известных месторождениях (Иртышское, Красноярское, Орловское), где крутопадающие полиметаллические руды в осадочно-вулканогенных образованиях девона перекрыты толщей дальнотриносных глин мощностью от 80 до 100 м. Были получены контрастные аномалии по свинцу и меди в составе фульватно-гуматного комплекса почв над выходами рудных тел и зон.

Производственные работы проведены на 24 участках, выявлено 60 аномалий, из них совпали с известными зонами минерализации, эндогенными ореолами, аномалиями вызванной минерализации — 25, получили отрицательную оценку — 10, необходимо проверить бурением и изучить — 24 аномалии.

Работы для поисков полиметаллов. Поиски проведены в нескольких геологоэкономических районах в различных ландшафто-геохимических зонах.

В Лениногорском районе работы проведены на нескольких участках в условиях темнохвойной тайги с мощностью рыхлых отложений от 10 до 80 м по сети 200 X 20 м.

На рис. 1 представлены результаты работ, полученные по методу МПФ,



при проведении общих поисков полиметаллов. Выделено 4 группы аномалий, отличающиеся элементарным составом. Группа II и III представлена ореолами свинца, меди, цинка, бария, висмута, серебра, мышьяка, редко сурьмы. В группе I и IV в составе ореолов отсутствуют медь, барий, сурьма, ореолы связаны с рассеянной минерализацией кварцево-жильного типа в гранитах. Интерес для поисков открытого полиметаллического оруденения представляют группы II и III, которые расположены западнее Верхне-Черноубинской зоны минерализации. Группа II изучена скважинами картировочного бурения, которые вскрыли гидротермально-измененные породы девона со слабой полиметаллической минерализацией, выявлены комплексные эндогенные ореолы меди, свинца, цинка, бария. Группа III не проверена, но по комплексу элементов близка к группе II. Проведенными работами выделен перспективный блок пород, на котором рекомендуются детальные поиски полиметаллов.

В Прииртышском районе, на участке Веселовском, при проведении поисков на закрытых территориях (мощность наносов 30–100 м) выявлено несколько групп аномалий, часть из которых связана с техногенным загрязнением; в пределах Андреевской группы встречена существенно цинковая минерализация, работы в пределах зоны продолжаются, площадь — перспективная для поисков полиметаллических месторождений.

На участке Бородинском выявлено две группы ореолов МПФ, которые при проверке их бурением получили отрицательную оценку.

Работы для поисков медно-никелевого оруденения. Работы выполнены по сети 400 X 40 м на участках Рудничном и Солоновском, где мощность рыхлых отложений изменяется от 10 до 100 м и более, по восточному и северному эндоконтакту Толстушинского массива. Выявлено четыре группы ореолов меди, никеля, свинца, цинка значительной протяженности, которые четко прослеживаются под наносами восточный эндоконтант рудоносной интрузии.

Ореольные группы северной и северо-восточной части отличаются от ореолов восточного эндоконтакта по составу элементов и их интенсивности. В ореолах I группы ведущими являются свинец, цинк, висмут, мышьяк. Здесь аномалии МПФ залегают над осадочными отложениями девона, прорванными гранитами.

На рис. 2 представлены результаты МПФ по группе III, состав ореолов медно-никелевый, аномалии $\frac{Cu}{C}$ и $\frac{Ni}{C}$ имеют интенсивность до 30 единиц и протягиваются в виде полосы шириной от 100–800 м вдоль восточного контакта Толстушинского массива на протяжении около 4 км. При проверке ореолов картировочными скважинами была вскрыта Восточная зона минерализации халькопирит-пирит-пирротиновой минерализации с пентландитом. Рудная минерализация приурочена к мощным (до 1000 м) пачкам оливиновых габбро-норитов, которые являются наиболее основными дифференциатами габброидов. В результате пробуренных поисково-структурных скважин подтверждена значительная мощность рудной минерализации, однако промышленных руд не встречено. Не отмечается также и увеличения интенсивности оруденения с глубиной. Всего в пределах ореольной группы выявлено четыре зоны гнездово-вкрапленной халькопирит-пирит-пирротиновой минерализации ликвационного типа и одно тело

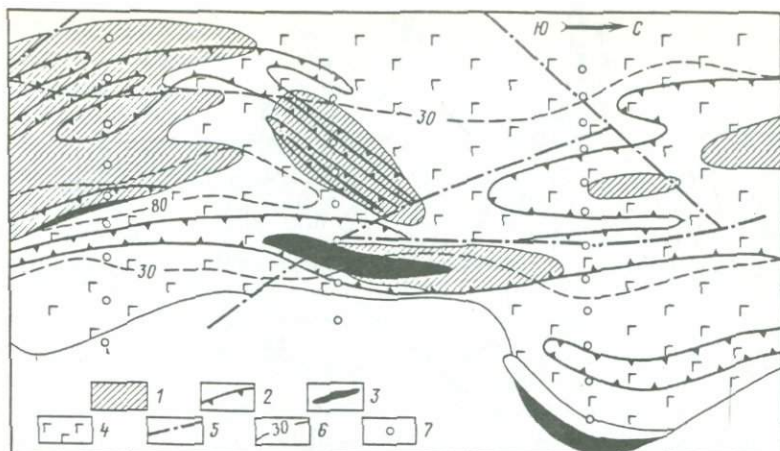


Рис. 2. Взаимоотношения аномалий МПФ, зон минерализации и эндогенных геохимических ореолов

1 — аномалии МПФ $\frac{Ni}{C} + \frac{Cu}{C}$; 2 — контуры эндогенных геохимических ореолов меди и никеля; 3 — зоны медно-никелевой минерализации; 4 — габброиды; 5 — тектонические нарушения; 6 — изоощности рыхлых отложений; 7 — профили скважин картировочного бурения

сплошных колчеданов. Мощность зон колеблется в плане от 60 до 120 м, протяженность по простиранию — 700–1400 м.

Работы для поисков благородных металлов. В 1980 г. при работах на Рудном Алтае была освоена методика определения золота в составе гуматно-фульватного комплекса почв. На первом этапе проводились опытно-методические работы на известных месторождениях и зонах золоторудной минерализации в черносланцевых толщах.

На рис. 3 представлены результаты работ по зоне Александровской и Веселой, где работы проведены по сети 400 X 20 м на закрытой рыхлыми отложениями долине с мощностью рыхлых отложений до 10–20 м и профильные работы по известным участкам с промышленными содержаниями металла.

Участок покрывался рыхлой металлотрией по сети 200 X 20 м и золототрией. Ореолы элементов-спутников отмечаются лишь над обнаженными участками с мощностью рыхлых отложений до 5 м. По данным спектрозолототрией ореолов не получено, а известные зоны отметились лишь отдельными точками с содержанием золота 0,005–0,01 г/т. По данным МПФ широкими протяженными ореолами отметились все известные зоны, а также наметился ряд новых аномалий, которые прослеживаются и под рыхлыми отложениями. Проведенными работами установлено, что ореолы золота и элементов-спутников в подвижных формах в несколько раз превышают по мощности рудные тела и зоны гидротермально-измененных пород, вмещающих оруденение.

В небольшом объеме ВИТРОМ проведены опытные работы на россыпях благородных металлов. Были выявлены аномалии золота над известными струями. Работы в этом направлении необходимо продолжать.

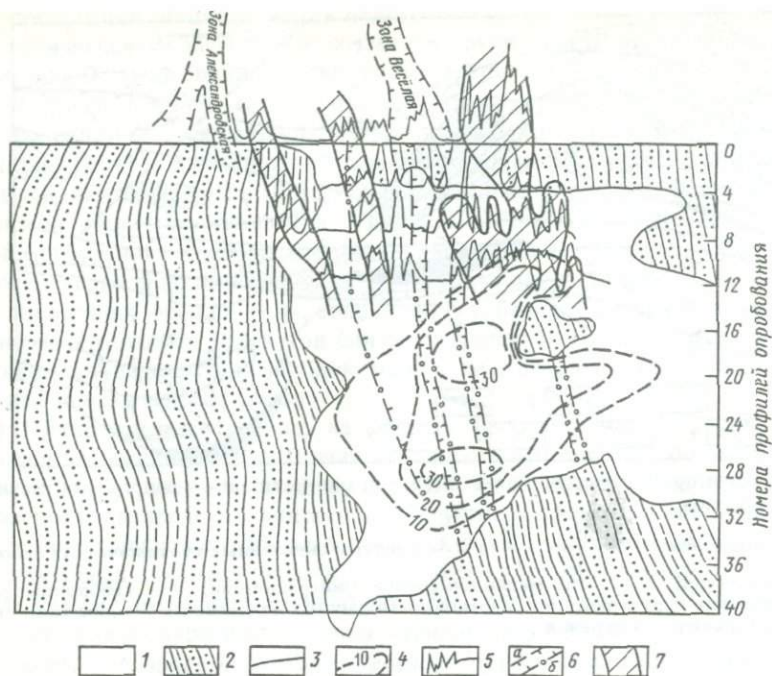


Рис. 3. Пример выделения рудоносных зон по данным МПФ

1 — контур площади, перекрытой рыхлыми отложениями; 2 — отложения карбона; 3 — изоощности рыхлых отложений; 4 — графики содержания $\frac{Au}{C}$ в подвижных формах; 5 — границы минерализованной зоны: а — прослеженные, б — выделенные по данным МПФ под наносами; 6 — зоны минерализаций, выделенные по данным МПФ; 7 — разломы

Работы на стадии опережающих региональных геофизических работ и съемки. Региональные геофизические работы сопровождаются поисками МПФ на закрытых рыхлыми отложениями территориях в различных геологоэкономических районах. Впервые в масштабе 1 : 50 000 по сети 500 X X 50 м выполнены работы в Прииртышском рудном районе, где мощность рыхлых отложений изменяется от 10 до 120 м и съемки по вторичным ореолам не дают положительных результатов. По данным МПФ выделено несколько групп ореолов, при проверке которых выделились зоны гидротермально-измененных пород, сопровождающиеся эндогенными ореолами. Проведенными работами были выявлены перспективные участки для поисков слепого полиметаллического оруденения, что позволило целенаправленно вести поисковые работы в условиях развития мощных рыхлых отложений.

В Чингиз-Тарбагатайском районе при опосковании закрытых территорий выявлен методом МПФ ряд комплексных ореолов меди, свинца, цинка, мышьяка и серебра. Часть проб из аномалий проанализирована на золото, что позволило выявить наиболее перспективные участки для поисков благородных металлов.

Опыт работ по методу МПФ в условиях Рудного Алтая показывает, что

метод МПФ рационально применять для опoискования закрытых рыхлыми отложениями площадей с мощностью от 10 до 100 м на стадии опережающих региональных работ по сети 500 X 50 м при поисках полиметаллов, меди и золота. На стадии "общие поиски" работы проводить по сети 400 X X 20, 400 X 40 м со сгущением сети при поисках золота.

Установлено, что аномалии МПФ во много раз превышают рудные тела и минерализованные зоны и в большинстве своем соответствуют перспективным блокам с гидротермально-измененными минерализованными породами. Метод позволяет конкретизировать прогнозные площади и сократить объемы поискового бурения для их оценки.

Однако остаются нерешенными еще некоторые вопросы, которые необходимо доработать: 1) слабо разработана теория метода; 2) не выработаны критерии разбраковки аномалий МПФ по степени перспективности; 3) не ясна роль ландшафтно-геохимических условий при формировании аномалий МПФ; 4) нет инструктивных требований к результатам лабораторного контроля и контроля опробования; производить подсчет ошибок по обычной методике (инструкция 1965 г.), очевидно, нельзя; 5) в условиях техногенного загрязнения нельзя проводить метод МПФ, но необходимо искать пути исключения техногенной составляющей.

Метод может успешно применяться и при работах по охране окружающей среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антропова Л.В. Формы нахождения элементов в ореолах рассеяния рудных месторождений. Л.: Наука, 1975. 185 с.
2. Антропова Л.В. и др. Методы МПФ и ЧИМ для обнаружения рудных зон под рыхлыми отложениями // Методика и техника разведки. 1975. № 101. С. 35-43.
3. Антропова Л.В. и др. Формы нахождения золота в горных породах // Методика и техника разведки. 1980. № 136. С. 80-82.
4. Антропова Л.В. и др. Поиски глубокозалегающих месторождений золота по металлоорганическим формам нахождения элементов // Там же 1980, № 136. С. 41-43.
5. Судов Б.А. и др. Изучение форм нахождения элементов в ореолах рассеяния для повышения глубинности геохимических поисков // Методика и техника геохимических поисков рудных месторождений. Фрунзе: Илим, 1975. С. 82-95.
6. Саег Ю.Е. Экспрессная методика поисков скрыто-перекрытых месторождений по наложенным экзогенным ореолам рассеяния // Результаты геохимических и геофизических исследований по выявлению редкометалльного и полиметаллического оруднения в районе Воронежского кристаллического массива. М., 1977. С. 25-31.

**БЕЗАНАЛОГОВАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ
ПРИ ОЦЕНКЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ**

Разработка рациональных способов оценки геохимических аномалий — чрезвычайно важная задача, от решения которой во многом зависит эффективность литохимических поисков. Актуальность этой задачи определяется, с одной стороны, широким и эффективным применением при поисках рудных месторождений геохимических методов и, с другой стороны, высокой стоимостью проверки получаемых аномалий с использованием горно-буровых работ. При этом перспективность геохимических аномалий и соответственно целесообразность их проверки оцениваются прежде всего с двух позиций в зависимости: 1) от характера геохимических аномалий (их элементного состава, интенсивности, размеров), 2) от особенностей геологического положения аномалий с точки зрения возможной связи с благоприятными для локализации оруденения геологическими структурами и блоками пород. Задача оценки геохимических аномалий осложняется как наличием ряда факторов, ослабляющих геохимические ореолы у поверхности, так и сложностью изучения геологического строения фундамента в районах, перекрытых чехлом рыхлых образований. Кроме этого, далеко не всегда однозначно известен тип оруденения, который может быть выявлен на изучаемой площади, и тем более поисковые критерии и признаки этого оруденения.

Таким образом, проблема оценки геохимических аномалий имеет два важнейших аспекта — геохимический и геологический.

Геохимические методы поисков являются в настоящее время одними из ведущих на всех этапах и стадиях геологоразведочных работ: от съемок масштаба 1 : 200 000 до детальной разведки. Комплекс использования геохимических методов весьма разнообразен. Так, Е.М. Квятковским и др. [9] выделяются 20 модификаций этих методов. Н.И. Сафронов и Е.М. Квятковский [10] рассматривают поисковые возможности геохимических методов применительно к семи классам рудных месторождений с учетом различных геологических, геохимических и геофизических критериев. Для разных классов месторождений рекомендуется то или иное сочетание методов, учитывая физические свойства руд и особенности геохимического рассеяния элементов. При этом всю территорию СССР указанные авторы разделяют на 5 категорий. Из них площади 1-й категории, характеризующиеся одноярусным строением с мощностью автохтонного рыхлого покрова до 10–15 м, с поисковой точки зрения являются наиболее благоприятными для применения методов поисков различных типов месторождений. Эти площади развиты в пределах молодых складчатых областей и шитов с горным расчлененным рельефом и занимают 35% территории нашей страны. Основные объемы геохимических поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния проведены преимущественно в пределах этой наиболее благоприятной зоны. По данным В.А. Глухова [2], в процессе этих работ отобрано около 150 млн проб, выявлено 80 тыс. аномалий, причем проверено из них только около 10 тыс. В результате открыто около 1240

рудных объектов, в том числе 110 промышленных месторождений, 150 рудных тел и около 1 тыс. перспективных рудопроявлений.

Ежегодно в процессе поисков отбираются миллионы литохимических проб и одновременно увеличивается количество непроверенных аномалий. Эффективность геохимических поисков снижается за счет того, что многие из зафиксированных аномалий не оцениваются. Причем, естественно, в первую очередь проверяются наиболее интенсивные литохимические аномалии с высоким содержанием рудных элементов в пробах и крупных по своим размерам. Для аномалий такого типа в ИМГРЭ разработана методика, которая позволяет на основании установленной элементной зональности оценивать глубину эрозионного среза и отбраковывать без дополнительных работ неперспективные аномалии, характеризующиеся глубоким эрозионным срезом.

Точечные или малые по размерам литохимические аномалии, выявляемые при съемках масштаба 1 : 50 000, как правило, не вносятся в кадастр аномалий и не детализируются. Вместе с тем известно [8], что для районов горной тайги, занимающей в пределах Урала и Сибири площадь около 2 млн км², вторичные ореолы в средней и нижней частях склонов не выходят на дневную поверхность. В Иркутской области 75% всех известных месторождений были открыты в приводораздельной части гор, а остальные 25% — в скальных обнажениях речных долин и на выпуклых склонах южной экспозиции. Ряд признаков указывает на приуроченность речных долин, в которых отмечаются потоки рассеяния, к рудолокализирующим тектоническим зонам. Возможно формирование потока и за счет размыва вторичных ореолов рассеяния, шлейфы которых попадают в долины рек. Пока эти аномальные концентрации оцениваются как потоки рассеяния с неустановленным источником металлов и четкой методики их оценки еще не разработано.

Критическими для обнаружения вторичных ореолов являются и громадные площади Казахстана с резко меняющейся мощностью рыхлого чехла от 1–2 до 10 м и более, причем местами ореолы частично разубожены лёссовидными суглинками. Осложняющим поиски фактором является и приуроченность многих месторождений к тектоническим ослабленным зонам и узлам их пересечения. Для таких участков характерно образование отрицательных форм рельефа коренных пород с соответствующим увеличением мощности чехла рыхлых отложений. Весьма ослаблены концентрации во вторичных ореолах над слабоэродированными и слепыми (скрытыми) месторождениями.

Таким образом, основными причинами ослабления геохимических ореолов и их проявленности в верхних горизонтах рыхлых отложений в виде локальных или точечных аномалий являются следующие: 1) экранирующее влияние рыхлых образований склонов гор и речных долин в условиях горной тайги; 2) локальное повышение мощности рыхлых образований над рудными выходами за счет линейных кор выветривания по тектоническим зонам; 3) ослабление содержания основных рудных элементов и элементов-индикаторов на поверхности коренных пород над слабоэродированными и слепыми месторождениями; 4) выщелачивание легкоподвижных элементов из приповерхностной части рыхлых отложений, являющихся горизонтом опробования вторичных ореолов рассеяния при поисках.

Недостаточный учет этих факторов при выделении геохимических аномалий для постановки дальнейших оценочных работ может привести к пропуску рудных объектов. Локальные и точечные литохимические аномалии с невысокими содержаниями даже в пределах наиболее простых для поисков площадей могут иметь при благоприятном геологическом строении аномальных участков важное практическое значение.

В связи с тем, что при поисках выделяется большое количество геохимических аномалий, различающихся по интенсивности и размерам, оценка отдельных аномалий является экономически целесообразной. Согласно представлениям С.В. Григоряна и Л.Н. Овчинникова [6], более рациональным направлением является не оценка отдельных аномальных точек, а изучение целых площадей, на которых ранее были выполнены поиски по вторичным ореолам и потокам рассеяния в масштабах 1 : 50 000–1 : 200 000 с тем, чтобы локализовать площади для более детальных работ.

Комплексная методика поисков рудных месторождений, включающая геохимические исследования и предусматривающая последовательную локализацию оцениваемых площадей при поисках и проверке аномалий, разработана [7]. Одной из основных составных частей этой методики является изучение геологического строения опосредуемых площадей и оцениваемых аномальных участков с учетом критериев и признаков искомого типа рудных месторождений [1]. Изучение геологического строения аномальных участков является, как указывалось выше, важнейшим фактором, который должен учитываться при выделении участков для детальных оценочных работ с целью проверки выявленных при поисках геохимических аномалий. В условиях районов, перекрытых чехлом рыхлых образований, при изучении геологического строения в комплекс исследований включаются геофизические методы, и в первую очередь гравитразведка и магниторазведка.

Определение перспективности и соответственно целесообразности проверки геохимических аномалий с точки зрения особенности геологического строения аномальных участков может в принципе проводиться с двух позиций: 1) с учетом степени подобия этих участков по их геологическому строению известным в районе рудным полям с использованием комплекса критериев и признаков искомого типа оруденения. В этом случае поиски направлены на выявление в первую очередь аналогов известных здесь месторождений (аналоговый принцип); 2) на основании более общих признаков, направленных на выявление различных типов оруденения (безаналоговый принцип).

Эти два подхода не исключают, а дополняют друг друга. Безусловно, при оценке аномалий в конкретном районе прежде всего должна учитываться возможность выявления аналогов уже известных здесь месторождений. Однако практика поисков неоднократно показывала, что в одном и том же районе могут быть выявлены различные типы оруденения, и поэтому ограничиваться одним только аналоговым подходом нельзя, совершенно очевидно, что он должен сочетаться и с безаналоговой оценкой площадей. В настоящей статье предлагается в качестве одного из вариантов оценочных методов комплексировать геохимические и геофизические методы с использованием так называемого безаналогового способа интерпретации геофизических данных.

Анализ результатов поисков рудных месторождений показывает, что во многих случаях вновь выявляемые крупные объекты существенно отличаются от известных ранее. Сопоставляя мировые запасы промышленных месторождений некоторых металлов с количеством этих же металлов, находящихся в рассеянном состоянии в горных породах, В.И. Смирнов [11, с. 58] приходит к выводу о том, что "любое месторождение полезных ископаемых представляет собой исключительное природное явление". М.А. Фаворская и И.Н. Томсон [12] рассматривают рудные месторождения как геохимические аномалии, проявляющиеся на фоне других геологических аномалий различного типа, и предлагают понятие "геологическая аномалия".

Изучение геологических условий локализации эндогенного гидротермального оруденения различных типов в разных районах показывает, что наиболее общим признаком всех крупных объектов является исключительность, аномальность геологического строения их рудных полей по сравнению с прилегающими к ним площадями. Такие специфические особенности находят свое отражение в физических полях. Было выяснено, что рудоконтролирующие факторы ряда месторождений характерно отражаются положительными или отрицательными гравитационными и магнитными аномалиями различных порядков, зонами резких градиентов, областями сложных знакопеременных магнитных полей, линиями сдвига ряда параллельных магнитных аномалий, областями сопряжения магнитных полей различных типов и другими аномальными элементами физических полей. Совокупность всех этих явлений обуславливает в пределах большинства рудных полей гидротермальных эндогенных месторождений специфический характер физических полей, не типичный для изучаемой территории в целом.

Нетипичность характера геофизических аномалий, отражающая геологическую аномальность строения рудных полей, является одним из наиболее общих признаков эндогенного гидротермального оруденения. Д.А. Гореловым предложено использовать этот факт [3] при оценке перспективности площадей для создания методики интерпретации геофизических данных, условно названной безаналоговой. Такая методика может применяться в тех случаях, когда мы не имеем в исследуемом районе эталонных месторождений, а также при поисках в известных рудных районах новых типов месторождений.

Идея о возможности использования геологической аномальности месторождений для целей поисков реализована при разработке методики статистического анализа типичности физических полей [4, 5]. В общем виде решение задачи представляется следующим образом: исследуемая площадь делится на некоторые элементарные участки (ячейки), которые сравниваются друг с другом, и далее определяется степень сходства каждой данной ячейки со всеми остальными, т.е. определяется ее типичность для этой площади. Степень типичности каждой ячейки оценивается количественно.

Анализ типичности физических полей проводится по метрированным (т.е. выраженным числом), однородным (равномерно распределенным на площади), равнодостоверным (определенным с одной точностью) и практически некоррелируемым параметрам геофизических аномалий. Этим

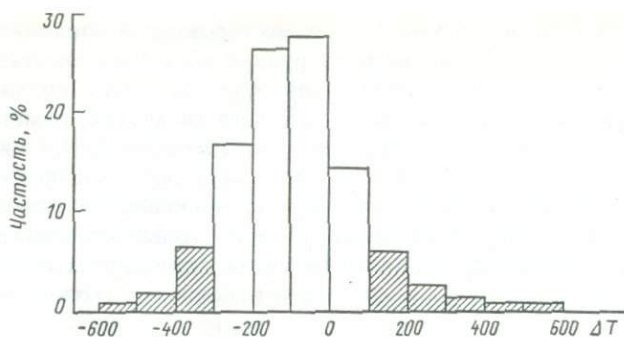


Рис. 1. Выделение нетипичных для исследуемой площади интервалов значений амплитуды магнитного поля ΔT

Штриховкой отмечены интервалы наименее часто встречающихся значений ΔT (20%)

требованиям отвечают использованные параметры — амплитуда, модуль градиента, направление простирания и изменчивость направлений простирания гравитационных и магнитных аномалий. Естественно, что такой набор параметров не является единственно возможным.

Степень типичности значений параметров геофизических аномалий в отдельных точках оценивается статистически. Эти значения берутся по единой для данной площади квадратной сети. Для каждого анализируемого параметра рассчитывается ряд распределения и строится гистограмма. Гистограмма характеризует типичность значений анализируемых параметров в отдельных точках для исследуемой площади: выделяются интервалы наиболее часто встречающихся, или наиболее типичных, и, наоборот, наименее часто встречающихся, или нетипичных значений. Весь интервал изменения значений параметров условно делится на "типичную" и нетипичную" область. В качестве типичного при этом принимается интервал, характеризующийся относительно большими значениями частностей, составляющими в сумме 80% случаев. Оставшиеся интервалы (20% наименее часто встречающихся значений) приняты как нетипичные (рис. 1). Граничное значение суммы частностей, условно разделяющее области типичного и нетипичного интервалов, выбрано эмпирически. Степень типичности физических полей характеризуется количественно для данной элементарной площадки величиной, названной "показателем нетипичности физических полей" T . Показатель T рассчитывается как процент анализируемых параметров, характеризующихся нетипичным интервалом, от общего числа проанализированных параметров геофизических аномалий:

$$T = \frac{N_{н/т}}{N_{общ.}} \cdot 100,$$

где $N_{н/т}$ — число проанализированных параметров в пределах одной ячейки, характеризующихся нетипичными для данной площади интервалами; $N_{общ.}$ — общее число проанализированных параметров.

Более подробное изложение методики содержится в опубликованных работах [4, 5].

Результаты расчетов представляются в виде карты изолиний показате-

ля T . На этой карте аномально высокими значениями T выделяются участки, нетипичные по характеру физических полей и, следовательно, по своему геологическому строению, и поэтому потенциально перспективные с точки зрения возможности обнаружения гидротермального эндогенного оруденения различных типов. Выделенные аномалии T рассматриваются с точки зрения их геологического строения с позиций известных общих признаков оруденения и с учетом изученности аномальных участков.

Проведенная в нескольких регионах проверка безаналоговой методики показала, что крупные и средние, а также большинство мелких рудных месторождений располагаются в краевых частях аномалий показателя нетипичности физических полей T . Одним из перспективных направлений использования безаналоговой методики интерпретации геофизических материалов является применение ее с целью выделения при поисках геохимических аномалий, заслуживающих проверки горно-буровыми работами. Из сказанного выше следует, что наиболее перспективными и заслуживающими первоочередной проверки будут те из выявленных при поисках геохимические аномалии, которые пространственно совмещаются с аномалиями нетипичности физических полей и расположены на участках с наиболее гетерогенным геологическим строением. В качестве примера укажем на практические результаты апробирования этой методики в Центральном Казахстане.

При поисках меднопорфировых месторождений в Центральном Казахстане литохимические поиски в комплексе с геофизическими методами применяются с 1950 г. Комплекс геофизических методов включает магниторазведку, гравиразведку и электроразведку методами естественного электрического поля (ЕП) и вызванной поляризации (ВП). Это позволило выявить все известные в настоящее время меднопорфировые месторождения и рудопроявления. Дальнейшие разработки методики интерпретации и теоретических основ геохимических методов выдвинули их в самостоятельный вид поисковых исследований. Литохимические поиски в Центральном Казахстане были наиболее эффективны при поисках месторождений, рудные тела которых имеют выход на дневную поверхность или перекрыты маломощным чехлом рыхлых отложений. На современном этапе поисков подобные объекты, характеризующиеся интенсивными поликомпонентными геохимическими аномалиями, в Центральном Казахстане отсутствуют, поэтому основное внимание уделяется поискам погребенного и слепого оруденения.

Поиски рудных тел в подобных условиях представляют значительные трудности. Они обусловлены как рассеянным характером минерализации, низкими концентрациями полезных компонентов в руде и малыми размерами ореолов, так и рядом факторов, которые мешают однозначной интерпретации выявленных геофизических и геохимических аномалий. Как правило, геофизические и геохимические сигналы от рудных тел слабы, особенно при наличии чехла рыхлых образований, что требует применения различных способов усиления и фильтрации аномалий (осреднение методом "скользящего окна", мультиплицирование, факторного анализа и т.д.).

Это приводит к получению в пределах рудных полей значительного количества геохимических и геофизических аномалий, требующих бол-

шого объема горно-буровых работ для оценки их перспектив. Выбор оптимальных мест заложения буровых скважин возможен только при комплексной интерпретации геолого-геофизической и геохимической информации. При проведении объемного геологического картирования масштаба 1:50 000 на площади Борлинского рудного поля описанная выше безаналоговая методика была применена для обработки и анализа всех полученных геофизических и геохимических материалов.

Борлинское рудное поле располагается в Коунрадском рудном районе Северного Прибалхашья, в южной части Токрауского синклиория. Оно приурочено к зоне пересечения двух глубинных разломов северо-восточного и северо-западного простирания, по которым происходит сочленение складчатых структур, слагающих Борлинскую брахисинклиналь и Жо-зенскую антиклиналь. В геологическом строении рассматриваемой площади принимают участие эффузивные образования нижнекаменноугольного возраста (липариты, дациты и их туфы) и гранитоидные образования среднекаменноугольного—верхнепермского возраста (граниты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры и т.д.). Интрузивные образования слагают три крупных массива на севере и юге площади — Борлинский, Кызылжальский и Мамырский. В пределах рудного поля широко проявлены метасоматические процессы кислотной стадии выщелачивания. Эффузивные породы подвержены площадному окварцеванию, серицитизации и калишпатизации. Гранитоиды часто окварцованы, серицитизированы и пропилитизированы. Наиболее изменены гранодиорит-порфиры, которые часто являются рудовмещающими породами. Преобладающий тип рудной минерализации меднопорфировый (медь и молибден), редко встречаются точки с полиметаллической минерализацией.

В пределах рассматриваемой площади известно одно среднее по запасам месторождение, одно мелкое месторождение и два рудопроявления. В период 1976—1980 гг. в результате различных методов ВП съемок масштаба 1:50 000 на этой площади выявлено 42 аномалии вызванной поляризации общей площадью около 80 км², 72 полиэлементных геохимических аномалии площадью 46 км². Из них четыре комплексные аномалии совпадают с известными месторождениями и рудопроявлениями, а шесть — с поликомпонентными геохимическими аномалиями. Геохимические исследования проведены в масштабе 1:50 000 методами изучения вторичных и первичных ореолов.

Рис. 2. Выделение перспективных геохимических аномалий на основании комплексирования литохимических и геофизических данных

а — геологическая схема; *б* — карта мультипликативных геохимических ореолов (Cu · Mo · Pb · Zn · W · Au · Sn); *в* — карта изолиний показателя нетипичности физических полей *T*

1 — эффузивно-осадочные образования каркаралинской свиты; 2 — гранитоиды Борлинского массива — граниты, гранит-аплиты; 3, 4 — гранодиориты Кызылжальского массива; 3 — крупнозернистые, 4 — порфировидные; 5 — граниты Мамырского массива; 6 — тектонические нарушения; 7 — геологические границы; 8 — месторождения и рудопроявления; 9—11 — интенсивность мультипликативных ореолов (в усл. ед.): 9 — менее 3, 10 — 3—30, 11 — более 30; 12—14 — интенсивность аномалий показателя нетипичности физических полей *T*, (%): 12 — 25; 13 — 37,5; 14 — 50; 15 — контуры перспективных площадей, выделенных под поиски на основании оценки геохимических аномалий

Было очень сложно выделить из этого многообразия аномалий перспективные площади для поисковой оценки. Более 20% выделенных перспективных площадей (общая площадь составила более 80 км²) перекрыта рыхлыми образованиями, что существенно снижает интенсивность геохимических аномалий и аномалий ВП. Для анализа всей информации основное внимание было уделено комплексной интерпретации результатов высокоточной аэромагнитной и гравиметровой съемок, которые несут наиболее объективную информацию о геологическом строении площади рудного поля. При комплексном анализе информации применена методика Д.А. Горелова. Ее применимость определяется поисковыми критериями размещения меднопорфировых месторождений в Прибалхашье. Эти месторождения пространственно связаны с телами порфировых пород, которые выделяются магнитными и гравитационными аномалиями. Они располагаются в эндо- и экзоконтактах крупных гранитоидных интрузий, т.е. в зонах градиента магнитного и гравитационного полей. Оруденение контролируется системой оперяющих разломов по отношению к региональным рудоконтролирующим структурам, которые определяют простирание геофизических аномалий. Рудные тела меднопорфировых месторождений локализуются в узлах пересечения тектонических нарушений различного простирания, что характеризует изменчивость простирания геофизических аномалий. Оруденение характеризуется аномалиями вызванной поляризации и поликомпонентными геохимическими аномалиями. Для количественной характеристики геохимических аномалий при оценке рудоносности Борлинского рудного поля использовались следующие параметры магнитных и гравитационных аномалий: амплитуда, модуль горизонтального градиента, направление простирания аномалий и изменчивость этих направлений. Выявленные аномалии нетипичности физических полей сопоставлялись с аномалиями ВП и мультипликативными ореолами с целью определения природы аномалий *T*.

В результате этой работы выделено (рис. 2) шесть перспективных аномалий *T*, которые совпадают с мультипликативными геохимическими аномалиями и аномалиями ВП интенсивностью более 5%. Определение уровня эрозионного среза первичных ореолов на этих перспективных площадях в районе месторождения Борлы указывает на перспективу трех аномалий на глубину. Проверочными буровыми работами в пределах аномалий нетипичности западнее месторождения Борлы были вскрыты промышленные руды (И.И. Колесников). В целом три аномалии нетипичности укладываются в зону северо-западного простирания вдоль Коунрад-Борлинского разлома, среди которых располагается указанная выше аномалия Западное Борлы. Остальные аномалии требуют оценки буровыми работами и включены в поисковый проект. Общая площадь выделенных перспективных аномалий нетипичности, совпадающих с геохимическими аномалиями, составляет 10 км², или 12% от всех выделенных ранее аномальных площадей (80 км²).

Таким образом, проведенные работы на примере оценки геохимических аномалий в районе Борлинского рудного поля подтверждают целесообразность применения безаналоговой интерпретации геофизических данных при литохимических поисках.

1. Борисов Г.С., Горелов Д.А., Еремеев А.Н. и др. Геолого-геофизические основы и особенности специализированного картирования закрытых площадей // Глубинные поиски рудных месторождений. 1968. Вып. 2. С. 56–89.
2. Глухов В.А. Состояние применения и геолого-экономическая эффективность геохимических методов поисков в СССР // Геохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1981. Ч. 1. С. 160–171.
3. Горелов Д.А. Анализ типичности физических полей при выделении перспективных участков // Разведка и охрана недр. 1977. № 6. С. 60–63.
4. Горелов Д.А. О возможности оценки рудоносности площадей на основании анализа типичности физических полей // Поиски и прогнозная оценка глубокозалегающих месторождений скарново-магнетитовых руд. М.: ВИМС, 1978. С. 78–92.
5. Горелов Д.А. Количественная характеристика геологических аномалий при оценке рудоносности // Геология руд. месторождений. 1979. Т. 21, № 5. С. 68–79.
6. Григорян С.В., Овчинников Л.Н. Первичные ореолы при оценке геохимических аномалий // Рациональная последовательность работ при геохимических поисках. М., 1982. С. 3–6.
7. Еремеев А.Н. Принципы методики глубинных поисков погребенных рудных месторождений // Глубинные поиски рудных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 5–20.
8. Загоскин В.А. Применение геохимических методов в горно-таежной зоне // Геохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука. 1981. Ч. 1. С. 112–121.
9. Квятковский Е.М., Новиков Г.Ф., Арцыбашев В.А. Классификация, современное состояние и перспективы развития геохимических методов поисков рудных месторождений // Геохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука. 1981. Ч. 1. С. 54–60.
10. Сафронов Н.И., Квятковский Е.М. Рациональная последовательность и сочетания геохимических методов при поисковых и разведочных работах // Стратегия геохимических поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука. 1981. С. 15–22.
11. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1969. 287 с.
12. Фаворская М.А., Томсон И.Н. Проблемы глобальной геологии и металлогении // Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. С. 165–187.

УДК [550.84:550.8:528]:550.812.1

Э.Я. Жовинский

ФТОРОМЕТРИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ ПЛАВИКОВОГО ШПАТА И ДРУГИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Впервые понятие фторометрической съемки как литохимического опробования было предложено Р.И. Дубовым [5] и Я.Д. Федоренко [17] при поисках месторождений плавикового шпата в условиях Восточного Забайкалья. П.В. Комаровым [9–11] "фторометрический метод геохимических поисков" как "литохимический метод" был рекомендован при поисках эндогенных месторождений — флюоритовых, уран-флюоритовых, редкометалльно-флюоритовых, уран-апатитовых и других.

Возможность использования первичных и вторичных ореолов фтора при поисках была отмечена многими авторами: первичные ореолы фтора были установлены Н.И. Сафроновым, М.А. Лапп, С.С. Мещеряковым [15] над полиметаллическими месторождениями, Ю.И. Рабиновичем [14]

над никелевыми рудными телами, Ж. Обер [13] над рудоносными альбит-мусковитовыми гранитами; вторичные ореолы — Л.Г. Филимоновой [18] над месторождениями флогопита.

Использование ореолов фтора для прогнозной оценки оловоносности минерализованных зон на глубину было обосновано В.Л. Барсуковым, А.Г. Волосовым [1].

Перспективное решение в повышении геохимического прогноза на глубину получено С.В. Григоряном с соавторами [4] на основании изучения форм нахождения фтора в геохимических ореолах.

Высокая эффективность была установлена при комплексном использовании первичных и вторичных ореолов фтора при поисках месторождений плавикового шпата и ряда других полезных ископаемых [7].

Так как использование ореолов фтора при поисках основано на фторометрическом опробовании минералов, пород, природных вод, водных вытяжек, золы растений, на наш взгляд, целесообразно конкретизировать название метода, добавляя к слову "фторометрический" тип применяемого геохимического опробования — "гидро-фторометрический", "лито-фторометрический", "десорбционно-фторометрический", "био-фторометрический" метод поисков. О целесообразности такого краткого именованя геохимических методов поисков опробования указывают Е.М. Квятковский, Г.Ф. Новиков и В.А. Арцыбашев [8].

При разработке и усовершенствовании фторометрических методов ставились задачи достижения высокой экспрессности и минимальной стоимости.

Гидро-фторометрический метод. Г.А. Голевой [3], С.Р. Крайновым [12] и другими исследователями фтор был рекомендован в качестве гидрохимического элемента-индикатора при поисках погребенных месторождений флюорита, фосфоритов, апатита, редких земель и ряда других полезных ископаемых. Несмотря на ряд преимуществ гидрогеохимического метода поисков, его существенным недостатком является трудность интерпретации гидрогеохимических аномалий и их разбраковки.

Изучение закономерностей распределения фтора в подземных и поверхностных водах ряда рудопроявлений и месторождений плавикового шпата Украины, а также экспериментальные исследования позволили изменить традиционный гидрогеохимический метод поисков [16] и по возможности решить задачу разбраковки гидрогеохимических аномалий.

Гидро-фторометрический метод предлагается использовать с предварительным термодинамическим анализом природной системы и определением степени насыщенности воды фтором с учетом температуры, давления, состава воды и ряда других факторов.

Расчет степени насыщенности воды фтором C_H на примере природной системы порода (флюорит) — разбавленный водный раствор (подземная вода) предложено [7] определять из соотношения с теоретически рассчитанного фтора C_T с аналитически определенным в воде C_A :

$$C_H = C_A \cdot 100 \cdot C_T^{-1}$$

либо из отношения произведения растворимости флюорита (ПР) и константы равновесия K_p :

$$C_H = \text{ПР} \cdot (K_p)^{-1} \cdot 100.$$

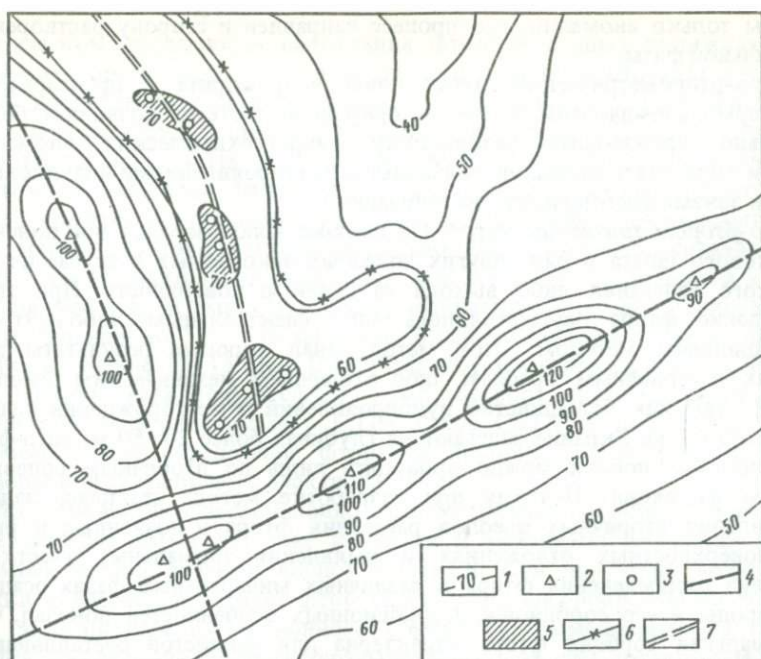


Рис. 1. Фрагмент гидрогеохимической карты насыщенности вод фтором

1 — изолинии равных значений насыщенности воды фтором (в %); 2 — водопункты со значениями воды $(F^-)^2 \cdot (CO_3^{2-})^{-1} > 4,6 \cdot 10^{-3}$; 3 — водопункты со значениями воды $(F^-)^2 \cdot (CO_3^{2-})^{-1} < 4,6 \cdot 10^{-3}$; 4 — предполагаемая зона тектонического нарушения; 5 — аномалии, связанные с рудопроявлениями флюорита; 6 — площадь, перспективная на поиски флюорита; 7 — рудоконтролирующее направление

Методика расчета подробно освещена автором [7]. При расчетах необходимо учесть, что некоторая пересыщенность раствора фтором может быть обусловлена наличием закомплексованных его форм. Однако за счет этого насыщенность раствора может увеличиться не более чем на 5–8%.

Обычно результаты гидрогеохимического опробования в виде их абсолютных значений наносятся на карты, на которых выделяются площади с аномальными значениями элемента, в данном случае фтора. Однако часто к аномальным участкам относятся ложные аномалии, не связанные с рудопроявлением. Расшифровку гидрогеохимических аномалий наиболее рационально проводить по гидрогеохимической карте насыщенности воды фтором (рис. 1). На такой карте показана степень насыщенности воды фтором в виде изолиний равных значений насыщенности, рассчитываются фоновые содержания и нижние пределы аномальной насыщенности.

Как показали исследования, рудные аномалии характеризуются степенью насыщенности 70–80%, более высокие значения (> 80%) обусловлены зонами тектонических нарушений. При расшифровке аномалий важно также знать направленность процесса в системе разбавленный водный раствор—порода. Расчеты показывают, что с рудными телами могут быть

связаны только аномалии, где процесс направлен в сторону растворения минеральной фазы.

Гидро-фторометрический метод поисков флюорита с предварительным термодинамическим анализом природной системы позволяет более правильно производить разбраковку гидрогеохимических аномалий фтора и определять аномалии, связанные с рудопроявлениями плавикового шпата и зонами тектонической активизации.

Лито-фторометрический метод. Он широко использовался при поисках плавикового шпата и ряда других полезных ископаемых в случае их неглубокого залегания либо выхода на дневную поверхность. При этом определение фтора осуществлялось либо спектральным, либо нейтрон-активационным методом. Этот метод давал хорошие результаты при поисках по первичным ореолам либо вторичным механическим ореолам [5, 17]. Так как большинство рудопроявлений и месторождений плавикового шпата на Украине залегают на глубинах более 20–50 м, лито-фторометрические поиски можно проводить лишь по вторичным солевым ореолам рассеяния. Поэтому при разработке метода ставилась задача установления вторичных ореолов рассеяния фтора в почвенных и рыхлых поверхностных отложениях и выявления аномальных участков.

Анализ распределения фтора в различных минеральных фазах осадочной породы и его сорбционно-десорбционных особенностей показал, что максимальная сорбция фтора характерна для глинистой составляющей осадочных пород. Причем при сорбции преобладает процесс хемосорбции, т.е. обратная потеря фтора породой сильно затруднена.

Предложенная методика заключается в механическом (безводном) выделении глинистой составляющей при помощи сит $< 0,01$ мм и аналитическом определении в ней фтора в пересчете на единицу веса глинистой фракции. Выделение глинистой фракции методом отмучивания менее эффективно из-за более значительных затрат на анализ и частичной потери фтора за счет перехода в водную фазу.

Лито-фторометрическое опробование по глинистой фракции целесообразнее всего проводить с подпочвенного слоя с минимальным содержанием гумуса. Это позволяет получать над рудными телами более контрастные аномалии.

Как показали исследования, лито-фторометрические методы могут применяться при поисках рудопроявлений, залегающих на глубинах 50–80 м и более. При наличии мощных перекрывающих водоупорных и водоносных горизонтов аномалии могут быть несколько сдвинуты и их анализ необходимо производить с учетом гидродинамических условий участка.

На территории Украины, часто в почвенных и других осадочных образованиях над глубоко залегающими рудными телами, образуются вторичные солевые ореолы с содержаниями фтора в осадках, близкими чувствительности спектрального и нейтрон-активационного анализов. В этом случае использование лито-фторометрического метода мало эффективно и наиболее целесообразно применение десорбционно-фторометрического метода поисков.

Десорбционно-фторометрический метод является разновидностью почвенно-гидрогеохимического метода, и суть его заключается в потенцио-

метрическом определении содержания фтора в водных вытяжках почв и других горных пород. Так как процесс десорбции отражает интенсивность поступления и сорбции фтора, его аномальные содержания в водных вытяжках будут прямым поисковым признаком. Наиболее хорошие результаты могут быть получены в случае возможности капиллярного подъема и диффузии фторнесущего раствора со стороны рудного тела в перекрывающие осадочные породы. При десорбционно-фторометрическом методе отбираются пробы весом 150–200 г. После просеивания через сито 2 мм и квартования отбирается навеска в 2,5 г, помещается в полиэтиленовый стакан емкостью 50 мл, заливается 20 мл дистиллированной воды (при навеске 5 г — 40 мл воды) и перемешивается на магнитной мешалке в течение 10–15 мин. Проба фильтруется через фильтр "синяя лента". Из фильтрата отбирается 2,5–5 мл раствора, добавляется такое же количество буферной смеси с EDTA (либо СДТА) и проводится потенциометрическое определение фтора на приборе рН-121 или ЭВ-74 при помощи ион-селективного электрода ЭФ-VI.

При проведении десорбционно-фторометрического опробования большое значение имеет изучение кинетики и механизма десорбции и правильный выбор времени водной вытяжки. При получении водной вытяжки в раствор переходит фтор (ΣF): ранее адсорбированный породой F_a , вытесняемый путем ионного обмена F_t , вымываемый из газожидких включений F_v и минеральный F_m — за счет растворения фторсодержащих минералов. При поисках плавикового шпата по механическим ореолам рассеяния можно использовать общее содержание фтора (ΣF), так как связь с рудным телом будет отражаться аномальным значением минерального фтора F_m , близкого к суммарному. В случае поисков по солевым ореолам наибольшую связь с рудным телом будет иметь только фтор, адсорбированный породой F_a . Как показывают исследования, при десорбции фтора обломочными породами выход в водную вытяжку ранее адсорбированного фтора происходит в первые 10–15 мин.

Несколько иная зависимость сорбции и десорбции фтора устанавливается для пород с высоким содержанием глинистых, карбонатных минералов и органического вещества. Их изотермы десорбции имеют обычно пологий характер, и десорбционное равновесие в системе раствор—порода устанавливается через 0,5–3,5 ч. Поэтому использование для поисков пород с высоким содержанием глинистых минералов и органического вещества требует специального изучения кинетики десорбции.

Обычно величина адсорбированного фтора может быть установлена как разность между максимальным содержанием фтора в водной вытяжке и равновесным для системы раствор—порода. Однако определение этих величин может быть затруднено в случае, если изотерма имеет пологую форму. По ней практически невозможно установить время, которое будет отражать как величину ранее адсорбированного, так и равновесного фтора. Поэтому в этих случаях целесообразней использовать подпочвенный безгумусовый слой.

Таким образом, при поисках плавикового шпата по вторичным солевым ореолам рассеяния необходимо в условиях конкретного геохимического ландшафта проводить предварительное кинетическое изучение

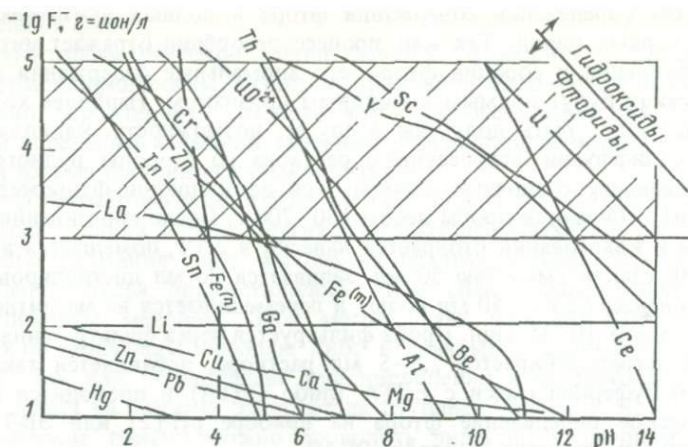


Рис. 2. Поля преобладания фторидов металлов (> 50%) в системе гидроксиды—фториды металлов в зависимости от концентрации фтора и pH при стандартных параметрах температуры и давления (заштрихована область природных вод)

процесса десорбции фтора с целью определения наиболее правильного выбора времени водной вытяжки.

Десорбционно-фторометрический метод наиболее рационально использовать при локальном прогнозировании. Он был рекомендован [7] как полевой экспресс-метод и в настоящее время широко используется на территории Украины и Молдавии.

Учитывая специфику каждого из перечисленных фторометрических методов поисков, их целесообразно применять в определенной последовательности, т.е. с соблюдением этапности. При мелкомасштабном геологическом картировании (1:200 000 и менее), общей региональной прогнозной оценке территории и выделения перспективных поисковых площадей применяется гидро-фторометрический метод. При среднемасштабном геологическом картировании (1:50 000—1:25 000) и поисках на выделенных перспективных участках целесообразно применение лито-фторометрического метода поисков. Десорбционно-фторометрический метод рекомендуется применять на третьем этапе — при крупномасштабном геологическом картировании (1:10 000 и более) и детальных поисковых работах. Наиболее целесообразно комплексное применение этих методов на всех поисковых этапах с учетом специфики каждого из них.

Фторометрические методы и особенно десорбционно-фторометрический могут применяться также при поисках месторождений рудно-флюоритовых формаций: олова, молибдена, вольфрама, редких земель, урана, ртути, никеля, золота и ряда других полезных ископаемых, а также для установления зон тектонической активизации, даже в случае их перекрытия осадочной толщей мощностью до 200 и в отдельных случаях до 500 м.

При поисках месторождений рудно-флюоритовых формаций в комплексе с фторометрическими методами особое значение приобретает зональность в распределении металлов в первичных и вторичных ореолах, теоретические основы которой были разработаны В.Л. Барсуковым,

С.В. Григоряном, Л.Н. Овчинниковым [2]. Учитывая, что в формировании месторождений такого типа было обязательным участие фтора, возможная зональность установлена на основании изучения условий миграции фтора в природных растворах и определения устойчивости комплексных форм фтора в зависимости от рН, концентрации фтора, состава природного раствора и других факторов. Определение устойчивости фторидов металлов (рис. 2) в предполагаемом гидротермальном растворе позволяет рассчитывать последовательность выпадения металлов и образования минеральных форм при изменении физико-химических условий среды в зависимости от рН, концентрации фтора в растворе и других факторов. Установление зональности распределения ряда элементов в первичных и вторичных ореолах фтора значительно повышает эффективность фторометрических поисков месторождений рудно-флюоритовых формаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В.Л., Волосов А.Г. Геохимический метод прогноза оруденения на глубину и обнаружение слепых рудных тел на сульфидно-касситеритовых месторождениях // Геохимия. 1967. № 11. С. 1370–1380.
2. Барсуков В.Л., Григорян С.В., Овчинников Л.Н. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Наука, 1981. 319 с.
3. Голева Г.А. Гидрохимические поиски скрытого оруденения. М.: Недра, 1968. 292 с.
4. Григорян С.В., Чернышев В.Г., Бровчук И.Ф. и др. Использование геохимических ореолов фтора в связи с поисками глубокозалегающих руд гидротермального типа // Литохимические методы при поисках эндогенных месторождений. М.: ИМГРЭ, 1980. С. 3–10.
5. Дубов Р.И. Результаты опытных металлометрических работ в Забайкалье // Геохимические поиски рудных месторождений в СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 214–220.
6. Жовинский Э.Я. Геохимия фтора в осадочных формациях юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев: Наук. думка, 1979. 200 с.
7. Жовинский Э.Я. Геохимические фторометрические методы поисков плавикового шпата // Флюорит Украины: (Критерии поисков). Киев: Наук. думка, 1981. С. 55–65.
8. Квятковский Е.М., Новиков Г.Ф., Арцыбашев В.А. Классификация, современное состояние и перспективы развития геохимических методов поисков рудных месторождений // Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Наука, 1981. С. 54–60.
9. Комаров П.В., Глаголев А.А. О применении фторометрической съемки при поисках минеральных месторождений, связанных с щелочно-ультраосновными и щелочными массивами // Геология руд. месторождений. 1969. № 6. С. 90–93.
10. Комаров П.В. Ореолы и аномалии фтора на месторождениях полезных ископемых // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 1. С. 92–104.
11. Комаров П.В. Поиски оруденения по петрогенным элементам и сере. М.: Наука, 1978. 146 с.
12. Крайнов С.Р. Геохимия редких элементов в подземных водах. М.: Недра, 1973. 259 с.
13. Обер Ж. Изучение альбит-мусковитовых гранитов, содержащих минералы фтора, лития, олова, бериллия, ниобия, тантала и других редких элементов // Геология и геохимия рудных месторождений. М.: Мир, 1971. С. 78–90.
14. Рабинович Ю.И. Фтор как индикатор сульфидного никелевого оруденения в ультраосновных породах Печенги // Геохимия. 1973. № 5. С. 778–781.
15. Сафронов Н.И., Лапп М.А., Мещеряков С.С. Научные основы поисков глубокозалегающих месторождений // Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1970. С. 37–78.

16. Ткачук Л.Г., Жовинский Э.Я. Термодинамический анализ системы раствор-порода и его роль при поисках флюорита // Флюорит. М.: Наука, 1976. С. 274–280.

17. Федоренко Я.Д. Фторометрическая съемка при поисках месторождений плавикового шпата в условиях Восточного Забайкалья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1964. 20 с.

18. Филимонова Л.Г. Геохимия фтора в зоне гипергенеза областей многолетней мерзлоты. М.: Наука, 1977. 161 с.

УДК 553.41:543.52.08

Н.Г. Сыромятников, Л.А. Трофимова, В.Г. Карпунин, И.И. Толмачев

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДОВ ПОЛЕВОЙ ГАММА-СПЕКТРОМЕТРИИ И ОСКОЛКОВОЙ РАДИОГРАФИИ ПРИ ПОИСКАХ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КВАРЦСУЛЬФИДНОГО ТИПА

В Институте геологических наук АН КазССР систематически проводятся исследования по индикаторной геохимии радиоэлементов, полученные результаты интересны как в научном, так и в практическом отношении [8, 9]. Известны работы, в которых показана возможность радиометрии при поисках приповерхностных месторождений золота [1–7, 10]. Установленные факторы радиометрического контроля золотого оруденения чаще носят местный характер, они отражают особенности гидротермально-метасоматических процессов, которые предшествуют рудообразованию или сопровождают его. Поскольку образующиеся продукты метасоматоза зависят от многих причин, в том числе от состава вмещающих пород, возникающие при этом отклонения от фоновых распределений радиоэлементов (аномалии) не всегда носят однозначный характер даже в пределах одного рудного поля.

В данной статье приводятся результаты радиометрического изучения двух золото-серебряно-полиметаллических месторождений, связанных с кварцевыми жилами и окварцованными линейными зонами на контактах эффузивно-пирокластических субвулканических образований пермского возраста. Последние подверглись интенсивным гидротермальным воздействиям с образованием пропилитизированных пород и вторичных кварцитов. Наиболее продуктивными на золото и серебро являются адуляр-кварцевая и галенит-сфалерит-халькопирит-кварцевая минералогические ассоциации. Рудная минерализация практически полностью связана с кварцевыми жилами и зонами.

Методика опробования заключалась в радиометрическом изучении кварцевых жил (зон) и непосредственно примыкающих к ним метасоматитов. С этой целью задавались несколько профилей опробования вкрест простирания кварцевых жил и зон, а также детальный профиль по их простиранию. Расстояние между точками радиометрических замеров в зависимости от геологической ситуации и размеров жил и зон задавалось от 20 до 5 м и менее.

Полученные результаты приведены на рис. 1 и 2.

По профилям вкрест простирания рудоносных кварцевых жил от не-

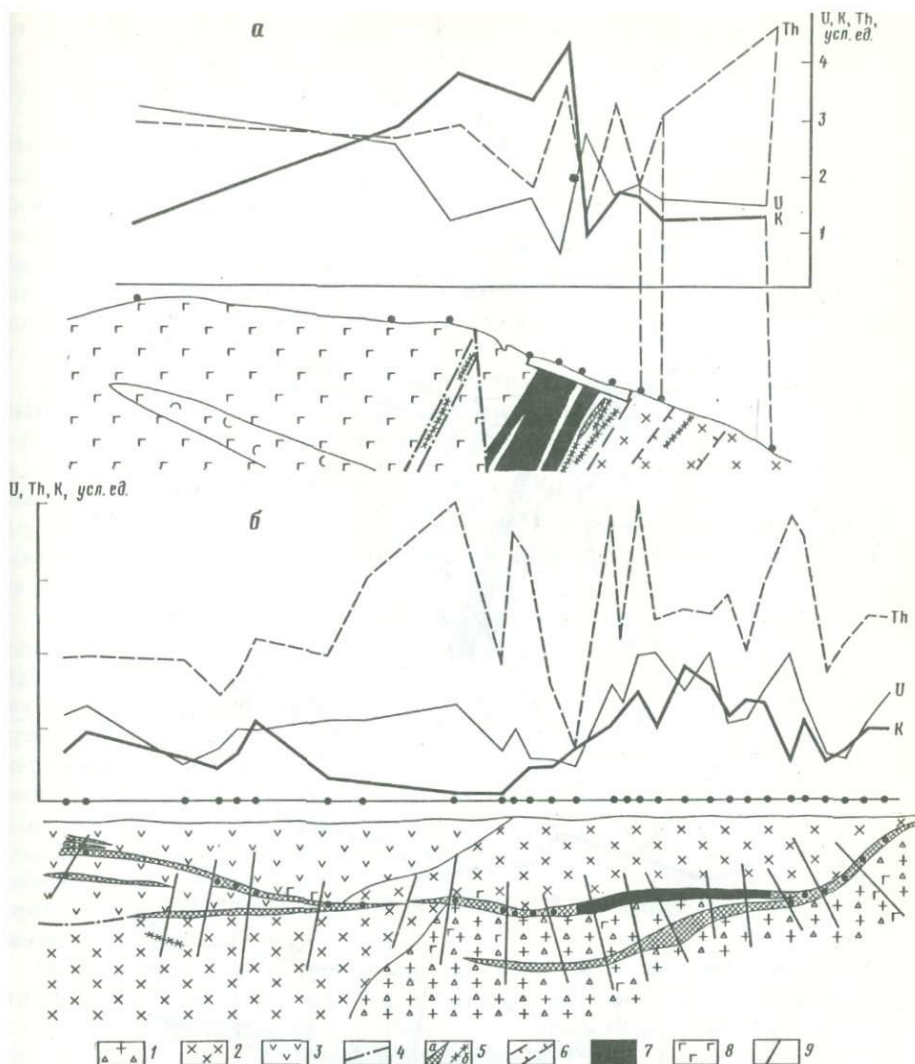


Рис. 1. Геологический разрез (а) и план (б) продуктивной кварцевой жилы с гамма-спектрометрическими данными

1 — липаритовые (метасоматические) порфиры с реликтами материнских пород; 2 — диоритовые порфиристы; 3 — андезитовые порфиристы; 4 — разрывные тектонические нарушения; 5 — кварцевые жилы (а), прожилки кварца (б); 6 — границы зон дробления и окварцевания; 7 — рудная залежь; 8 — гидротермально-измененные породы; 9 — поверхностные выработки

измененных вулканогенных трахиандезитовых пород к околожильным гидротермально-измененным породам и кварцевым жилам наблюдается увеличение содержания калия в гидротермально-измененных породах и самой жиле; это увеличение иногда сменяется скачкообразными колебаниями концентрации калия в пределах жилы и околожильных пород

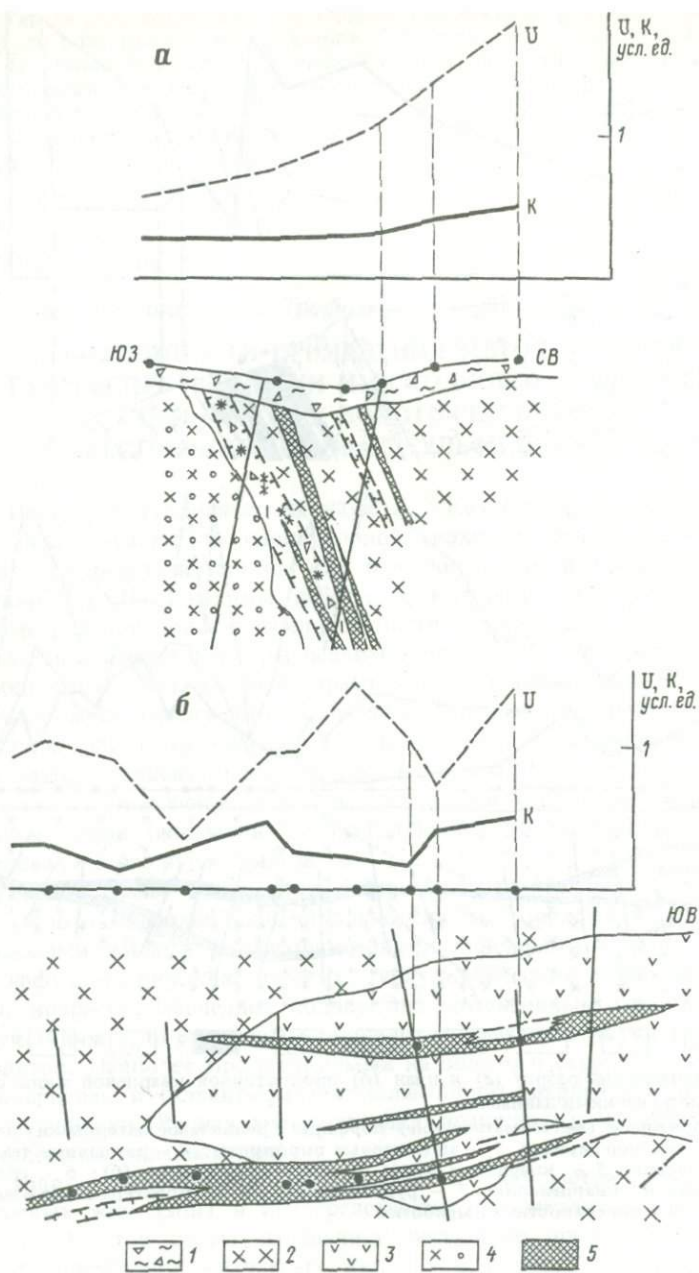


Рис. 2. Геологический разрез (а) и план (б) кварцевой жилы с гамма-спектрометрическими данными

1 — современные отложения; 2 — диоритовые порфиры; 3 — андезитовые порфиры; 4 — агломератовые туфы трахиандезитовых порфиритов; 5 — кварцевые жилы

от максимальных до пониженных значений. Характерно преимущественное обогащение калием гидротермально-измененных пород всяческого бока рудных жил (рис. 1, а).

Радиометрическое опробование оруденелых кварцевых жил по их простирацию показало, что в пределах оруденелых участков наблюдаются, как правило, большие колебания в содержании всех радиоактивных элементов, при этом именно на этих участках появляются наиболее высокие содержания калия и относительно повышенные — урана (рис. 1, б). Во всех исследованных случаях рудные тела продуктивных кварцевых жил (зон) отличаются от безрудных участков тех же жил и вмещающих пород более высокими средними значениями общей радиоактивности и содержаниями калия.

При изучении вертикальной зональности в распределении радиоактивных элементов на одном из изученных месторождений было обнаружено увеличение содержания урана и калия с глубиной. Продуктивные кварцевые зоны на глубине 150 м содержат в 1,5 раза больше урана и калия, чем аналогичные породы, залегающие на глубине 100 м. В этом направлении увеличиваются и количества хлорита, серицита, биотита и рудных минералов. Закономерных изменений в содержании тория с глубиной не наблюдается.

На рис. 2 показано поведение радиоэлементов при опробовании практически безрудных кварцевых жил месторождений вкрест, а также по их простирацию. Для этих жил рудных тел не установлено, хотя спорадически встречаются рудные концентрации золота и серебра. Как видно из графиков (см. рис. 2, а, б), в самих жилах и околожилных породах содержания урана и калия невысокие и вариации в содержании радиоэлементов небольшие. Эти жилы характеризуются существенно более низкой (в 2–3 раза) общей радиоактивностью, в 3–6 раз меньшим средним содержанием калия и несколько пониженным значением урана по сравнению с продуктивными кварцевыми жилами. Радиоактивность этих жил практически равна или ниже радиоактивности околожилных гидротермально-измененных пород.

Изучение пространственного распределения урана в рудах, метасоматитах и неизмененных породах, отобранных на поверхности, производилось с помощью метода осколковой радиографии. Исследования показали, что в рудных зонах (кварцевые жилы, прожилки, окварцованные зоны) уран распределен крайне неравномерно. Установлено существенное различие в распределении урана в породах всяческого и лежащего боков оруденелых кварцевых жил. Породы лежащего бока содержат невысокие концентрации урана (рис. 3, а) с относительно равномерным его распределением. В породах всяческого бока содержания урана значительно выше, чем в породах лежащего бока, и распределен он крайне неравномерно, образуя точечные и протяженные локальные скопления (рис. 3, б). Установленную закономерность можно использовать для определения падения рудных жил. Кварц практически не содержит урана, он весь приурочен к прожилкам темноцветных минералов, секущим кварц (рис. 3, в). Эти прожилки выполнены породообразующими минералами (хлоритом, серицитом) и рудным веществом. Вследствие тонкодисперсности минерального агрегата рудного вещества трудно сказать, какому минералу

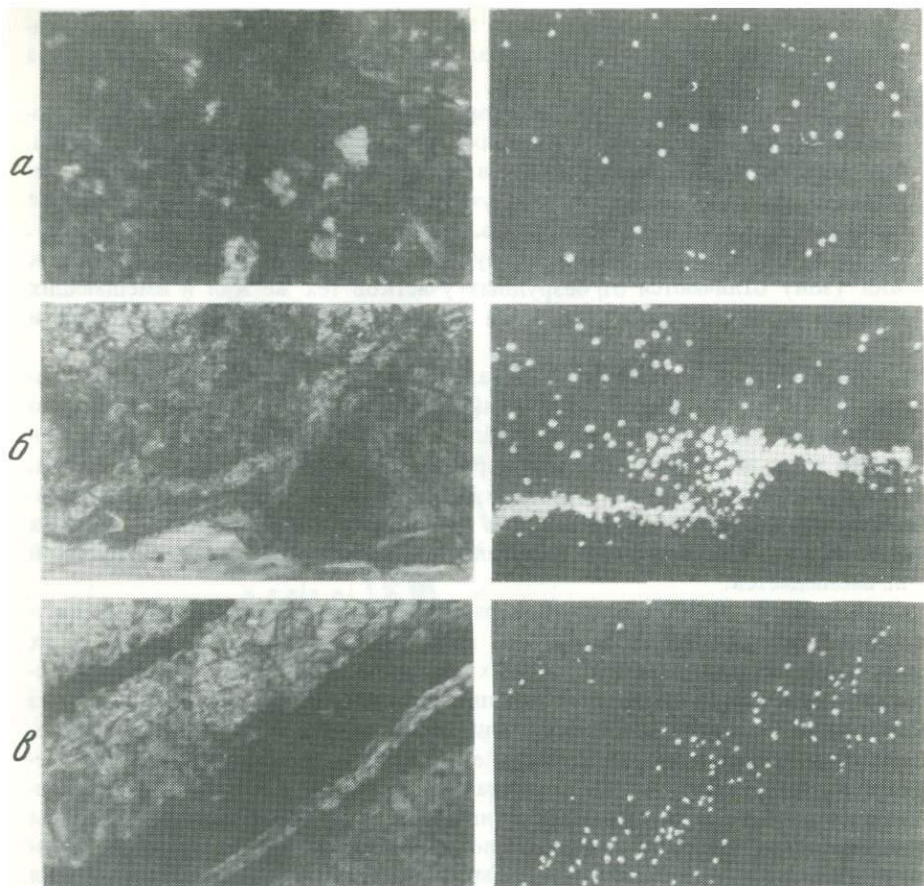


Рис. 3. Микрофотографии шлифов и соответствующие им распределения урана по осколкам индуцированного деления

а — липаритовые порфиры с равномерным распределением урана (лежащий бок рудной жилы); *б* — диоритовые порфиры с прожилками кварца с сульфидами и урановой минерализацией (висячий бок рудной жилы); *в* — кварц с рудными прожилками, обогащенными ураном; *г* — оруденелые породы, уран приурочен к гидроокислам железа; *д* — агломератовый туф андезитовых порфиритов с гидроокислами железа (образец взят за пределами рудной зоны), урана очень мало; *е* — измененные андезитовые порфиры с сульфидами, обогащенными ураном

принадлежит радиоактивность. На поверхности в рудных полях уран в основном концентрируется гидроокислами железа, развитыми по сульфидам (рис. 3, *г*). За пределами рудного поля урана мало как в породообразующих минералах вулканитов, так и в гидроокислах железа (рис. 3, *д*). На глубине уран приурочен к сульфидам (рис. 3, *е*).

Приведенные результаты говорят об участии радиоэлементов в гидротермальном процессе формирования золотосульфидного оруденения. Рудоносные растворы, по всей вероятности, двигались снизу вверх преимущественно вдоль контакта висячего бока уже сформированных квар-

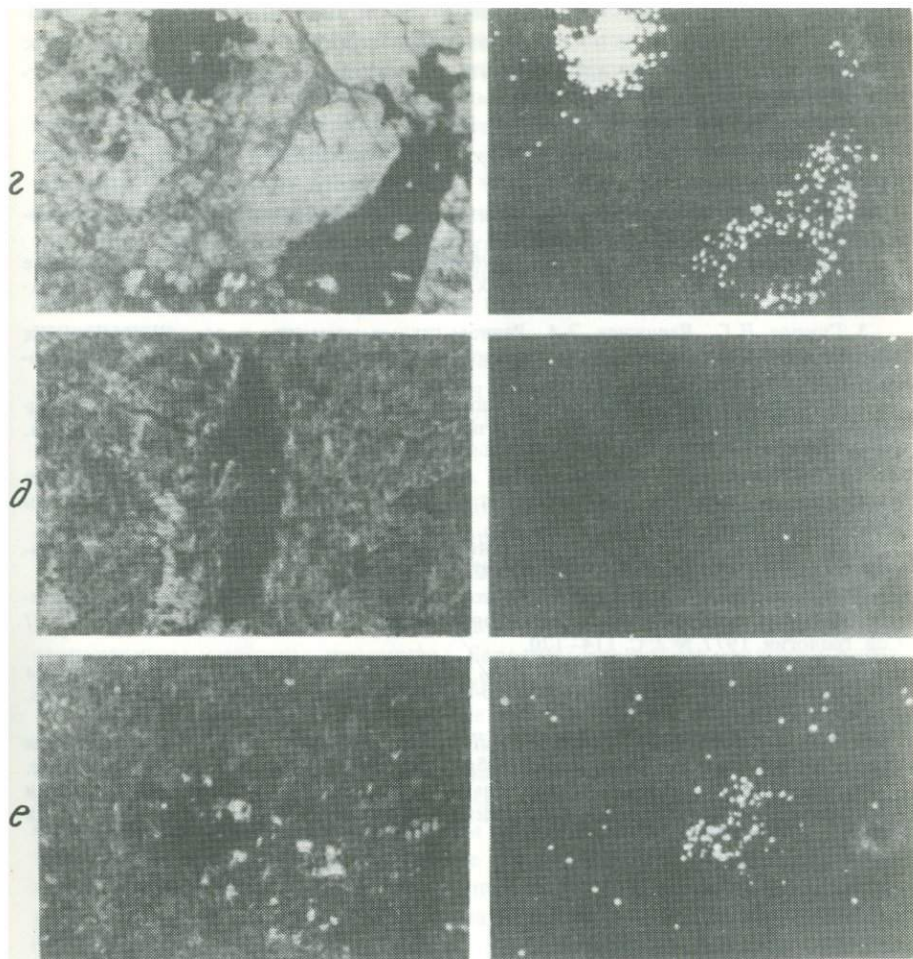


Рис. 1. Текстура минералов в кварцевых жилах с вмещающими породами, в связи с чем зоны кварцевых жил и гидротермально-измененных вмещающих пород, прилегающие к этому контакту, обогащены ураном, калием и рудной минерализацией.

цевых жил с вмещающими породами, в связи с чем зоны кварцевых жил и гидротермально-измененных вмещающих пород, прилегающие к этому контакту, обогащены ураном, калием и рудной минерализацией.

Ореолы повышенных концентраций урана на поверхности месторождений имеют, как правило, вторичное происхождение. В результате интенсивной трещиноватости, широко развитой на данных месторождениях, происходит окисление сульфидных минералов рудных тел и породообразующих минералов с образованием гидроокислов железа, которые являлись хорошими концентраторами урана. Эти минералы, а иногда и собственные урановые минералы локализуются главным образом в трещиноватых зонах, прожилках, пустотах и дробленных контактовых частях кварцевых жил с породами, однако форма вторичных ореолов урана по отношению к оруденению существенно не меняется.

Таким образом, связь повышенных содержаний калия и урана с золоторудным процессом и их закономерная зональность по отношению к оруденению позволяют использовать радиометрический метод при поисках золотоносных кварцевых жил.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геохимия радиоактивных элементов и золота / Под ред. Ф.П. Кренделева. Новосибирск: Наука. 1979. 96 с.
2. Гребенчиков А.М., Хруст А.Р., Бубенкова Е.И., Русинова О.В. Радиоактивные и щелочные элементы в метасоматитах золото-серебряных месторождений Казахстана // Сов. геология. 1976. № 1. С. 123.
3. Гужова Н.Г., Чепижная Э.А. Радиоактивные элементы в породах некоторых близповерхностных золоторудных месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 3. С. 35–38.
4. Островский Э.Я. Антагонизм радиоактивных элементов в полях околорудных изменений и его использование в поисковой аэрогамма-спектрометрии // Сов. геология. 1973. № 10. С. 99–100.
5. Островский Э.Я., Портнов А.М., Дробкин Е.И. Поиски близповерхностных месторождений золота в эффузивах методом аэрогамма-спектрометрии // Геология руд. месторождений. 1970. № 3. С. 87–90.
6. Портнов А.М., Островский Э.Я. Антагонизм калия и тория в зонах адуляризации // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204, № 6. С. 1463–1500.
7. Савосин С.И., Чепижная Э.И., Гужова Н.Г. Распределение радиоактивных элементов в породах и рудах некоторых золоторудных месторождений Узбекистана // Сов. геология. 1977. № 2. С. 114–120.
8. Сырмятников Н.Г., Иванова Э.И., Трофимова Л.А. Радиоактивные элементы как геохимические индикаторы породы- и рудообразования. М.: Атомиздат, 1976. 231 с.
9. Сырмятников Н.Г., Трофимова Л.А., Замятин Н.И. Стабильные изотопы и радиоэлементы как индикаторы рудообразования. Алма-Ата: Наука, 1978. 244 с.
10. Фельдман А.А., Слепнев П.В., Кульков Б.Н. Применение гамма-спектрометрии при поисках золоторудных месторождений близповерхностного типа // Разведка и охрана недр. 1975. № 10. С. 59–68.

УДК [549 + 550.4]:553.493.5 (571).5

*Л.П. Рихванов, В.А. Домаренко, А.А. Поцелуев
Е.Г. Язиков, С.И. Сарнаев*

КОМПЛЕКС МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В УСЛОВИЯХ ГОРНОЙ ТАЙГИ

Горная тайга характеризуется интенсивным промывным режимом, подзолистым составом почв и мощным гумусовым горизонтом, т.е. теми природными факторами, которые осложняют поиски месторождений [12]. В таких условиях эндогенные ореолы рассеяния сильно ослаблены. В связи с этим высокопроизводительные методы аэрогамма-спектрометрии и традиционной поисковой геохимии достоверных результатов не дают. При оценке подобного рода территории предлагается комплекс минералого-геохимических методов, включающих: 1) изучение гидротермально-измененных пород, 2) установление форм распределения и форм нахождения

ния элементов в породах, 3) выявление уровня накопления и форм нахождения элементов в гидротермальных жильных минералах, 4) исследование ореолов рассеяния элементов, 5) изучение изотопного состава свинца.

Гидротермально-измененные породы, закономерно связанные с образованием рудной минерализации, но обладающие по сравнению с нею более широким распространением, могут эффективно использоваться при поисковых работах. При этом процесс метасоматического изменения пород сопровождается накоплением аномальных концентраций рудных элементов, что позволяет рассматривать их как первичные ореолы рудных месторождений [8]. Однако не все типы метасоматитов, развитые на исследуемых площадях, могут указывать на возможное присутствие рудной минерализации.

В пределах изученного горно-таежного района продукты гидротермального метаморфизма пород пользуются весьма широким распространением. Они отличаются друг от друга характером своего развития, минералогическими особенностями, связью с магматизмом, временем образования и т.д. (рис. 1).

В основу классификации продуктов гидротермального метаморфизма положены фациально-формационные признаки [3, 8].

В пределах изученного региона выделены и в той или иной мере изучены следующие типы метасоматических продуктов: фельдшпатизированные породы, магнезиальные и известковые скарны, фениты, карбонатиты, серпентиниты, грейзены, пропилиты, березиты, вторичные кварциты, аргиллизиты, полевошпатовые метасоматиты (квальмиты), эйситы, гумбеиты, доломитизированные, окварцованные и флюоритизированные породы, а также различные метазффузивы, апогаббронидные альбититы, метасоматические плагнограниты и т.д. Данные типы метасоматически образованных пород могут быть сгруппированы в генетически родственные метасоматические формации, связанные с тем или иным типом магматизма. Кроме этих метасоматитов, имеющих более или менее установленную связь с магматизмом, можно выделить группу гидротермально-измененных пород, не имеющих видимой связи с магматизмом. К ним в регионе могут быть отнесены анкеритизированные, доломитизированные, флюоритизированные и окварцованные карбонатные породы палеозоя, альбитизированные, флюоритизированные и карбонатизированные осадочные породы верхнего палеозоя.

Нам представляется вполне вероятным то, что каждому тектоно-магматическому циклу развития региона соответствует законченный цикл гидротермальной деятельности со всеми этапами и стадиями метасоматического процесса, как это показано С.А. Скороспелкиным для одной из складчатой области Урало-Монгольского пояса.

Нам представляется также возможным выделить три рода метасоматических образований в зависимости от характера их локализации: 1) контактово-реакционные породы, 2) площадные метасоматические формации регионального распространения; 3) локальные метасоматические породы.

Контактово-реакционные породы возникают только вблизи контактов интрузий. Их формирование предшествует кислотной стадии метасоматизма. Региональные метасоматиты позволяют выявить наиболее проницаемые для гидротермальных растворов блоки земной коры, но вовсе не предо-

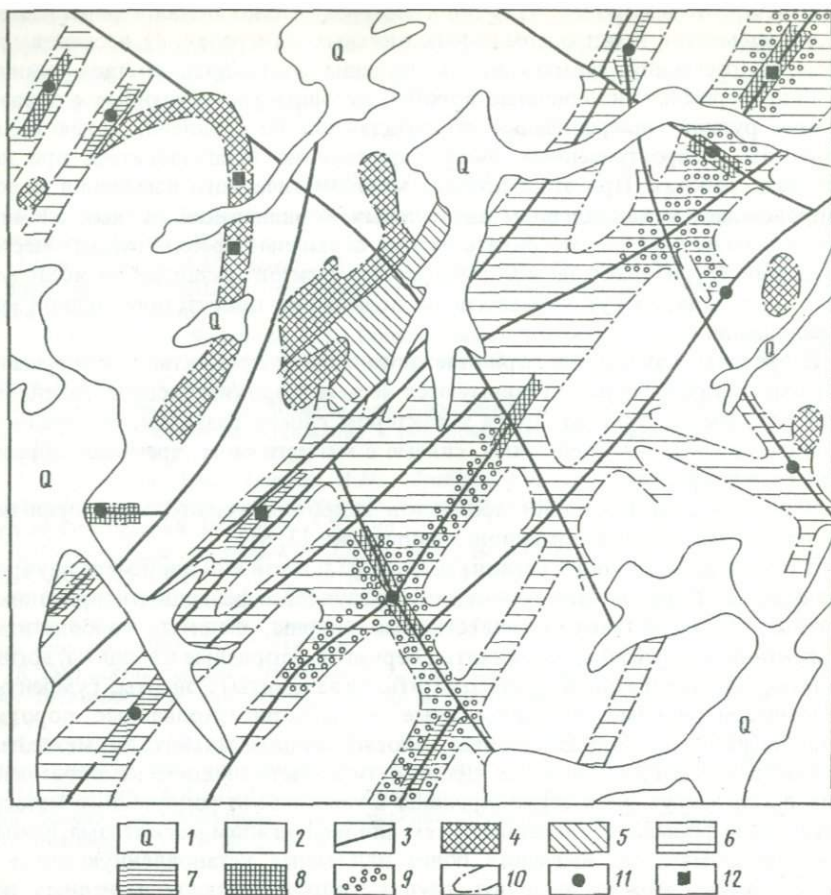


Рис. 1. Распространение продуктов гидро термального метаморфизма пород
 1 — четвертичные отложения; 2 — неизменные породы; 3 — разрывные нарушения; 4–6 — площадные метасоматиты: 4 — скарны, 5 — пропилиты, 6 — кварц-гидро-слюдистые; 7, 8 — локальные метасоматиты: 7 — зйситы, 8 — березиты; 9 — зоны развития анкерита; 10 — границы развития метасоматитов; 11 — рудопроявления урана; 12 — рудопроявления полиметаллов

пределяют оруденения в каждой зоне своего максимального развития. Продукты этого типа метасоматизма, по классификации Д.С. Коржинского [4], относятся к постмагматическим среднетемпературным, образованным в стадии кислотной и последующей позднещелочной волн кислотности.

Для локальных, околотрещинных метасоматитов однозначно устанавливается связь оруденения и метасоматизма. Они формируются под воздействием тех же растворов, которые явились и источником оруденения. Поэтому они выделяются нами в качестве околорудно-измененных пород. Данные образования отнесены к продуктам низкотемпературного околотрещинного локального метасоматизма стадий кислотной и позднещелочной волн кислотности.

Среди продуктов контактово-реакционного метасоматоза выделяются фениты и скарны.

К площадным метасоматитам нами относятся серпентиниты, окварцованные породы, калищатофиры, кварц-гидрослюдистые образования (аргилизиты), пропилиты, доломиты и др.

Характерной чертой площадных метасоматитов является их приуроченность к наиболее ослабленным зонам, а также к узлам их пересечения. Размеры ореолов гидротермально-измененных пород довольно значительны, и площадь ореолов достигает нескольких квадратных километров.

В распределении рассмотренных площадных метасоматитов имеется определенная зональность. Так, пропилиты по отношению к кварц-гидрослюдистым метасоматитам локализируются во внешних зонах. Представляется, что пропилиты развиваются на более низких гипсометрических уровнях, чем кварц-гидрослюдистые образования.

Локально развитые гидротермально-измененные породы (околотрещинные) образуют маломощные зоны вдоль систем мелкой трещиноватости, по зонам брекчирования, флюидальности, сложности. Выделяются следующие типы околотрещинных измененных пород: листовениты, березиты, полевошпат-кварцевые образования, флюоритизированные породы, кварц-альбит-гематитовые, карбонат-кварцевые метасоматиты и др.

В распределении локальных гидротермальных образований наблюдается определенная вертикальная зональность, которая характеризуется тем, что кварц-альбит-гематитовый тип изменений развит на более верхних гипсометрических уровнях, чем кварц-серицит-пиритовый и карбонат-кварцевые типы.

Существование зон площадных метасоматитов (пропилитов, доломитов, кварц-гидрослюдистых образований), протяженность которых достигает многих километров, а мощность — сотен метров — нескольких километров, позволяют выявить основные тектонические структуры, благоприятные для локализации оруденения, но их наличие не предопределяет нахождения руды в каждой зоне своего проявления.

Интенсивное проявление продуктов данного типа гидротермально-метасоматической деятельности может служить "районным" поисковым критерием при геологических работах в горно-таежных районах масштаба 1 : 50 000 и мельче.

Наличие ореолов локально развитых низкотемпературных метасоматитов кислотной стадии, сопровождающихся повышенными концентрациями свинца, молибдена, цинка, висмута, циркония, олова, иногда меди и серебра, можно рассмотреть как локальный поисковый критерий, который может быть использован при специализированных поисках в условиях горной тайги при масштабах работ 1 : 10 000 и крупнее.

Изученные авторами проявления редкометальной минерализации локализируются в полях развития формации березитов, эйситов, гумбеитов, квальмитов, грейзенов, карбонатитов, реже известковых скарнов и внеформационных метасоматитов. Характерными особенностями метасоматитов этих формаций являются повышенные концентрации радиоактивных элементов, причем карбонатиты, грейзены, квальмиты характеризуются повышенными торий-урановыми отношениями, значительно большими

Т а б л и ц а 1
Концентрация радиоактивных элементов в березитах (г/т)

Элементы и их отношения	Золоторудные березиты			Урановорудные березиты		
	кварц	серицит	пирит	кварц	серицит	пирит
Уран	0,21 (18) *	2,8 (4)	0,61 (201)	57,5 (25)	7,6 (24)	2,8 (44)
Торий	0,5 (18)	2,8 (3)	0,63 (126)	7,0 (3)	17,8 (21)	0,5 (29)
Th/U	2,5	1	1,0	0,1	2,3	0,2

* В скобках указано количество проб.

единицы, в то время как для эйситов, березитов, внеформационных метасоматитов отмечается резкое смещение этих отношений в сторону урана.

Минералами-концентраторами радиоактивных элементов в высокотемпературных метасоматитах первых трех формаций являются циркон, циртолит, пироклор, торит, гатчеттолит и др. В низкотемпературных образованиях уран концентрируется в собственных минералах либо сорбируется на поверхности кристаллов хлорита, пирита, окислов железа, а также на органическом веществе. Уровни накопления радиоактивных элементов в породообразующих минералах метасоматитов отражают специализацию метасоматитов. Так, при сравнении между собой кварц-серицит-пиритовых метасоматитов (березитов) золоторудных и урановодных проявлений (табл. 1) отчетливо видно, что концентрация урана в кварце, сериците и пирите в березитах урановорудных проявлений значительно выше, чем в золоторудных, а ториево-урановое отношение, как правило, ниже. Возможность использования радиогеохимических признаков минералов пород потенциально рудоносных зон обсуждался в литературе и ранее.

Изучение форм нахождения урана в неизменных и измененных породах методами *f*-радиографии позволило сделать вывод о том, что в процессе метасоматических преобразований происходит изменение форм нахождения урана. Вместо форм молекулярного рассеяния и изоморфного вхождения урана в неизменных породах основная масса радиоактивных элементов в их измененных разностях находится в форме собственных минеральных образований и в состоянии сорбции на глинистых минералах, хлорите, пирите, гидроокислах железа, органическом веществе. При этом количество "подвижного" урана увеличивается до 65%.

Определение типа рассеяния и форм геохимического распределения урана и тория в метасоматитах с использованием таких параметров, как нормированное среднее и нормированная дисперсия, показали, что в площадных кварц-гидрослюдистых гидротермалитах уран характеризуется фоновым контрастным, фоновым неравномерным, а иногда и избыточно контрастным распределениями. И довольно часто дисперсия зависит от состава вмещающих пород. Форма геохимического распределения урана в пропилитах характеризуется либо дефицитным неравномерным, либо избыточно контрастным распределением, и для разных зон метасоматической колонки она изменяется. Во всех типах локальных метасоматитов уран характеризуется избыточно контрастным распределением. Это поз-

Т а б л и ц а 2
Уровни накопления урана и тория
в гидротермальных минералах разных районов (г/т)

Минерал	Районы с проявлением урановой минерализации			Районы без проявления урановой минерализации		
	уран	торий	Th/U	уран	торий	Th/U
Пирит	2,8	0,4	0,1	0,4	0,5	1,2
Кальцит	1,1	0,8	0,7	0,8	0,8	1,0
Кварц	1,8	1,0	0,8	0,2	0,5	2,5
Флюорит	11,5	2,5	0,2	0,4	1,0	2,2
Хлорит	15,9	23,2	1,5	5,7	4,4	0,8

воляет сделать вывод о том, что вторая группа метасоматитов является благоприятным типом измененных пород с наложенными концентрациями урана, и именно они пространственно и генетически связаны с оруденением. Площадные гидротермально-измененные породы такой связи не обнаруживают.

На основании вышеизложенного можно предполагать, что метасоматиты и их радиогеохимические особенности могут выступать в качестве критериев оценки перспектив рудоносности горно-таежных областей завершенной складчатости при прогнозной оценке, региональных и детальных поисковых и поисково-оценочных работах, направленных на выявление редкометального оруденения.

В литературе неоднократно обсуждался вопрос о том, что уровень накопления элементов в минералах гидротермального процесса может быть использован для прогнозных и поисковых целей.

Нами уже отмечалось, что концентрация урана в пирите, кальците, кварце, флюорите, хлорите и других минералах, отобранных в районах с проявлением урановой минерализации, выше, чем в тех же минералах, но взятых в регионах без проявления этого оруденения (табл. 2).

Кроме того, проведенные нами исследования по накоплению урана, тория и ряда других элементов в кальцитах одного из районов показали, что рудоносная зона хорошо фиксируется ореолом повышенной концентрации урана в кальците (0,8–1,4 г/т). В пределах этого ореола фиксируются поля с повышенной (более 1,4 г/т) концентрацией урана (рис. 2). По мере приближения к рудным телам концентрация урана в кальцитах увеличивается до 5–9 г/т и в отдельных случаях достигает 45 г/т. При этом устанавливается не только увеличение концентрации урана в карбонате, но и изменение формы нахождения, что довольно отчетливо фиксируется по данным осколковой радиографии. Так, в кальците вне пределов рудоносных зон 83% урана находится в состоянии неструктурного рассеяния (молекулярная форма нахождения), тогда как в кальците рудоносных зон более 50% урана приходится на микровключения собственных минералов.

Все это свидетельствует о том, что жильная минерализация, сопутствующая основной рудной минерализации, обогащается элементами-примесями рудного процесса, и тем самым геохимическая информация, сокрытая

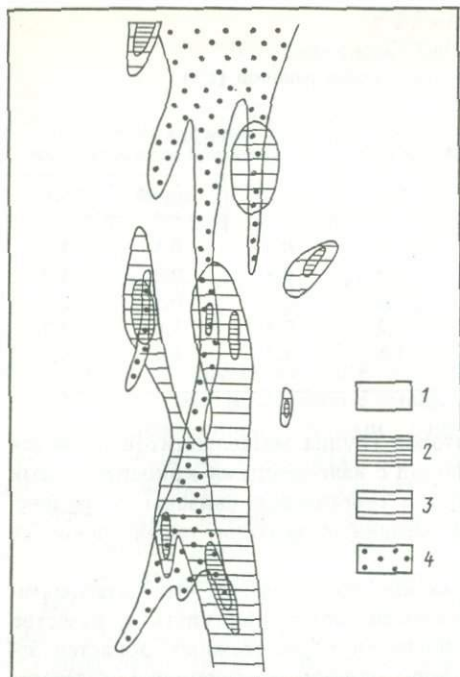
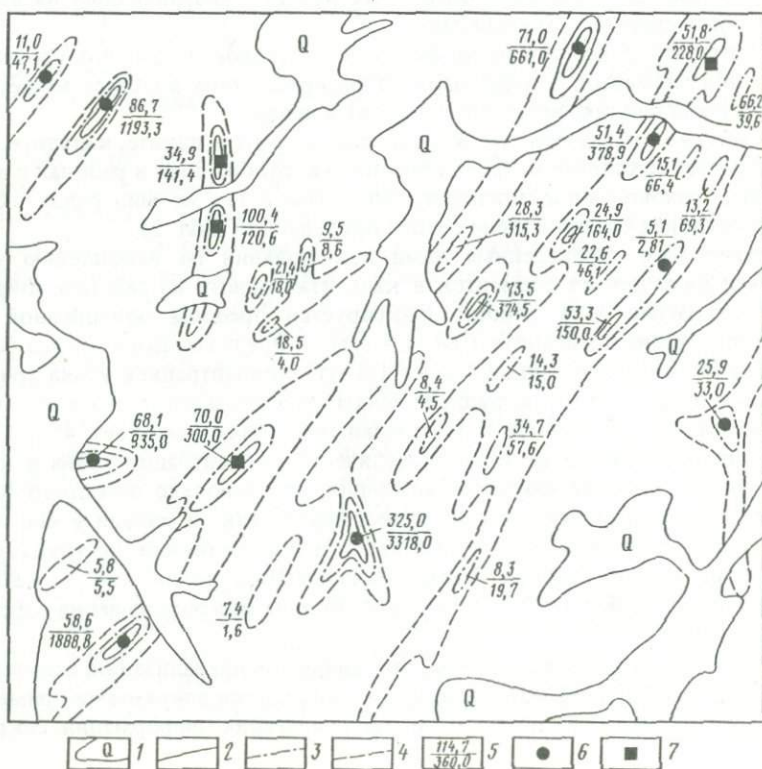


Рис. 2. Совмещенный план изоконцентраций урана в кальците и аномальных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

1-3 — концентрация урана в кальците (в г/т): 1 — 0,8; 2 — 1,4; 3 — 0,8-1,4; 4 — аномальное отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

Рис. 3. Совмещенные в плане аддитивные (АДП) и мультипликативные (МПП) ореолы урана, свинца и молибдена в нормированных единицах

1 — четвертичные отложения; 2-4 — уровни содержания элементов в ореолах, отвечающие разным классам геохимической контрастности: 2 — рудные процессы, 3 — ореолы, 4 — литогенные аномалии; 5 — максимальные значения в числителе АДП, в знаменателе МПП; 6, 7 — рудопроявления: 6 — урана, 7 — полиметаллов



в широко распространенных жильных минералах, может быть использована как дополнительный критерий оценки перспектив рудоносности площадей.

Изучение ореолов рассеяния элементов, участвующих в рудообразовании, и их спутников является одним из основных видов работ при поисках месторождений полезных ископаемых в горно-таежных районах. Литогеохимическое картирование осуществлялось как по коренным породам, так и по щебенистой коре выветривания. Плотность сети опробования зависела от масштаба работ [10]. Анализ проб производился на широкий спектр элементов количественным рентгеноспектральным, фотокolorиметрическим) и приближенно-количественным (спектральным) методами. Нами был определен комплекс типоморфных элементов-спутников оруденения площади, в который вошли молибден, свинец, мышьяк, серебро, медь, барий. Из них на 100% проявлений оруденения отмечены молибден и свинец. На основании полученных аналитических данных и последующей обработки их статистическими методами была построена серия карт: радиогеохимической, полиэлементная, карта мультипликативных и аддитивных показателей, карта коэффициентов ранговой корреляции между элементами.

Радиогеохимическое поле на участках с проявлением оруденения характеризуется резкой дифференцированностью по концентрации урана и тория, а также по ториево-урановому отношению. Последнее, как правило, имеет урановую природу.

На полиэлементной карте ореолов рассеяния урана и его типоморфных элементов-спутников рудоносные зоны хорошо фиксируются. Форма ореолов очень разнообразна, но преобладают линейно-вытянутые с осложнениями в узлах пересечения разноориентированных нарушений. Наиболее велики ореолы молибдена и меди, меньше ореолы урана, свинца и весьма локальны ореолы мышьяка и серебра. Максимальную концентрацию в ореолах в значениях геофона имеют уран и молибден, концентрация остальных элементов на порядок ниже.

Обращает на себя внимание тот факт, что в районе проявлений, где на глубине вскрыты рудные концентрации урана, ореолы рассеяния урана и элементов-спутников проявлены полно в элементном составе, как правило, совмещены и наиболее контрастны. В то же время на участках развития минерализованных зон рассеяния урана отсутствуют, как правило, ореолы серебра и мышьяка, а ореолы других элементов слабо проявлены и разобщены.

Учитывая постоянное наличие в геохимическом спектре оруденения повышенных концентраций молибдена и свинца, мы построили карту совмещенных ореолов рассеяния этих элементов (рис. 3). Концентрации элементов в пробе пересчитывались в значения геофона (ГФ), а затем вычислялись их произведения (мультипликативный показатель — МПП) и сумма (аддитивный показатель — АДП).

Перед построением карты нами были графически определены средние граничные значения показателей для классов содержаний урана. Масштаб осей графика был выбран из условия пропорциональности показателей. Так, значение АДП в 30 ГФ является суммой геофоновой концентрации трех элементов ($30 = 10 + 10 + 10$), а ему масштабно должно

соответствовать значению МПП в 1000 ГФ, так как в этом случае вычисляется произведение ($1000 = 10 \times 10 \times 10$).

По графику установлено, что ореольно-литогенный класс ограничивается значением МПП от 1 до 10 ГФ и АДП от 3 до 8 ГФ; ореольный класс — МПП от 10 до 343 ГФ и АДП от 8 до 30 ГФ; рудный класс — МПП более 343 и АДП более 30 ГФ. По этим граничным значениям выделяются ореолы. При анализе карт становится ясно, что определяющую рудоконтролирующую роль играют структуры северо-восточного простирания, вдоль тектонических структур широко развиты ореолы рассеяния ореольно-литогенного класса. Форма и размеры ореолов литогенного класса содержания урана определяются конкретной геологоструктурной позицией отдельных рудопроявлений. Их форма целиком зависит от рудолокализирующих факторов. Интересно отметить, что рудопроявления, оцененные как наиболее перспективные, характеризуются не только максимальными значениями МПП и АДП, но и максимальным отношением МПП и АДП, что характерно для совмещенных эпицентров ореолов урана, молибдена и свинца. Таким образом, появляется возможность использовать величины не только показателей МПП и АДП, но и отношений МПП и АДП в целях ранжирования выявляемых проявлений по степени перспективности.

Связь урана с элементами-спутниками на различных уровнях организации вещества детально освещена во многих работах.

Нами были проведены исследования с целью выявления возможности использования математических приемов оценки тесноты связи урана с элементами-спутниками при поисках и оценке гидротермального оруденения [9]. Оценка тесноты связи осуществлялась с помощью ранговой корреляции, которая имеет целый ряд преимуществ, являясь методом непараметрической статистики. Рассчитывался коэффициент ранговой корреляции (КРК) между парами уран—торий, уран—свинец и уран—молибден. При выборе элементов мы руководствовались следующими соображениями: взаимоотношения урана и тория весьма специфичны в различных условиях в зависимости от породообразования, гидротермального процесса, высоко- и низкотемпературных условий и т.д., а молибден и свинец являются типоморфными элементами-спутниками оруденения. КРК по методу "скользящего окна" рассчитываются для всех площадей. Шаг окна равнялся половине размера окна.

В результате проведенных исследований установлено, что наиболее перспективные рудопроявления попадают в области значимых положительных связей урана с молибденом и свинцом и характеризуются отсутствием связей урана с торием. Для остальных рудопроявлений связи урана с элементами либо отсутствуют вообще, либо имеется связь урана с торием и иногда с молибденом или свинцом.

Также были выполнены расчеты КРК по отдельным профилям вкрест простирания рудоносных зон отдельных рудопроявлений. Установлено, что рудопроявления, на которых последующими работами на глубине было вскрыто оруденение, характеризуются наличием значимой положительной связи урана с молибденом и свинцом и отсутствием связи с торием. Это находится в полном соответствии с данными площадных исследований.

Изотопный состав элементов, как неоднократно подчеркивалось в

Т а б л и ц а 3
Изоотопный состав свинца пород

Породы	Отношение изотопов свинца		
	208/204	207/204	206/204
Неизменные известняки	30,4	13,7	31,7
Доломитизированные известняки	35,1	17,5	69,8
Кварц-серицит-пиритовый метасоматит по известнякам	31,7	17,9	113,6
Неизменные кислые эффузивы	33,6	13,6	18,4
Кварц-гидрослюдистые метасоматиты по ним	34,2	14,1	20,2
Кварц-альбит-гематитовые по ним	35,1	15,1	22,9

литературе, может с успехом использоваться не только для решения генетических вопросов, но и для поисков рудных месторождений, особенно в районах с интенсивным поверхностным выщелачиванием. Для поисковой геохимии при оценке перспектив ураноносности площадей наиболее информативными являются изотопы свинца, которые по своей природе радиогенны и дают возможность по аномальным концентрациям ураногенных изотопов (^{206}Pb и ^{207}Pb) более достоверно оценивать изучаемые площади, тем более что определение изотопов свинца в настоящее время может производиться дешевым и высокопроизводительным рентгено-спектральным методом.

Нами установлено, что в процессе гидротермального метаморфизма пород наблюдается изменение изотопного состава свинца и их отношений (табл. 3).

Изучение изотопов свинца по площадям показывает, что рудоносные зоны контрастно фиксируются в полях максимальных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. рис. 2). На изменение изотопного состава свинца при гидротермальном метаморфизме и на возможность выделения рудоносных зон указывали и другие исследователи.

1. Проведенный комплекс минералого-геохимических исследований позволил установить, что редкометальное оруденение локализуется в ореолах развития локальных (околорудных) метасоматитов и сопровождается ореолами анкерита, флюорита, халцедоновидного сургучно-красно-го кварца.

2. Породы, в которых выявляется минерализация, характеризуются избыточно контрастным и избыточно неравномерным распределением рудных элементов. При этом большая часть из них находится в виде микровключений собственных минералов. Металл находится в легкоподвижной форме.

3. Участки, в пределах которых установлено оруденение, характеризуются высокими концентрациями рудообразующих элементов в жильных минералах (кальците, флюорите, пирите и т.д.). Около 60–70% элементов в них находится в форме микровключений собственных минералов.

4. Радиогеохимическое поле на данных участках резко дифференцированное и характеризуется низким ториево-урановым отношением. На полиэлементных картах перспективные зоны фиксируются совмещением ореолов молибдена, свинца, мышьяка, серебра. Рудные зоны локализуются в полях значимой ранговой корреляции между ураном и молибденом, ураном и свинцом. На картах изорат свинца редкометалльное оруденение фиксируется в полях максимальных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

5. Комплексное минералого-геохимическое изучение территорий, особенно в горно-таежных зонах, позволяет более эффективно и качественно давать прогноз и оценивать перспективы тех или иных районов [6, 7].

6. Используемый нами комплекс минералого-геохимических методов, несомненно, может быть дополнен другими видами работ, например эманационными [11], термолюминесцентными [5], термомагнитными геохимическими [1], шлихогеохимическими и другими минералогическими и геохимическими методами [2]).

ЛИТЕРАТУРА

1. Боголюбов А.Н., Ворошилов Н.А., Ворошилова Л.Н. Физико-химические основы термомагнитного геохимического метода и первый опыт его применения // Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск: Наука. 1979. С. 163–170.
2. Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М.: Недра, 1981. 237 с.
3. Жариков В.А., Омеляненко Б.И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями // Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях. М.: Недра, 1965. С. 119–194.
4. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 333–456.
5. Костерин А.В. Возможность шлихогеохимического метода поисков // Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск: Наука. 1978. С. 170–174.
6. Модников И.С., Скворцова К.В., Сычев И.В. Минералого-геохимические признаки минерализации в зонах выщелачивания рудоносных разрывных нарушений // Геология руд. месторождений. 1976. Вып. 18, № 4, С. 102–110.
7. Овчинников Л.Н., Григорян С.В. Геохимические поиски рудных месторождений // Сов. геология. 1977. № 11. С. 143–159.
8. Омеляненко Б.И., Елисеева О.П. О связи эндогенных ореолов рассеяния урана с процессами околорудного изменения пород // Особенности геологии гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1980. С. 219–220.
9. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 280 с.
10. Смыслов А.А., Рудник В.А., Динков Н.М., Панайотов А.И. Принципы и методика геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений: (Метод. указания). Л.: Недра, 1979. 247 с.
11. Соколов М.М., Титов В.К., Венков В.А. и др. Поисковые возможности современных эманационных методов при выявлении не выходящих на поверхность радиоактивных руд // Физико-химические и радиоактивные методы поисков. Л., 1972. С. 71–83.
12. Шарков Ю.В., Шугин А.А., Зайцева З.П. и др. Природные факторы, осложняющие поиски месторождений цветных металлов в горной тайге, и способы их учета // Использование геохимических методов при поисках и разведке месторождений цветных металлов. М., 1979. С. 67–80.

Ю.М. Пузанков

О ВЛИЯНИИ ПЕРВИЧНОГО РАССЕЯНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ НА ФОРМИРОВАНИЕ ГАММА-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В БЛИЗИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ И СЕРНЫХ РУД

В геологической литературе неоднократно обсуждались вопросы о распределении и характере миграции радиоактивных элементов при формировании гидротермально-метаморфизованных пород, вмещающих руды золота, цветных и редких металлов, отмечались многочисленные примеры корреляции содержаний урана и тория в измененных породах с основными показателями рудообразующего процесса, выдвигались методические рекомендации [2, 4, 5, 7]. Применение экспрессных методов, в том числе дистанционных методов раздельного определения U, Th и K позволяет использовать радиометрию в качестве поискового метода, но эффективность его весьма различна, так как выявляемые радиогеохимические аномалии не увязываются с рудовмещающими структурами.

На примере некоторых золото-серебряных и серных рудопроявлений Камчатки нами установлено, что одной из главных причин неоднозначности результатов радиогеохимических (радиометрических) поисков в пределах районов развития вулканогенных пород является недостаточный учет вариаций первичного рассеяния радиоактивных элементов в эффузивах, поскольку уровни концентрации U, Th, K — это не только фон, от которого отсчитываются изменения содержаний радиоактивных элементов, возникающие в процессе гидротермальных преобразований пород, но и один из факторов, определяющих характер вторичного радиогеохимического поля.

Курило-Камчатская кайнозойская вулканическая провинция является областью проявления весьма выдержанного по составу андезитового магматизма, продукты которого образуют базальт-андезит-базальтовые, базальт-дацитовые, базальт-андезит-риолитовые ассоциации толеитового, известково-щелочного и щелочного рядов. Содержания породообразующих и радиоактивных элементов в вулканических породах согласованы между собой, что выражается единым трендом дифференциации для обобщенной совокупности данных при значительном разнообразии радиогеохимических показателей, присущих конкретным вулканическим центрам [8].

Предварительные оценки средних содержаний K_2O , U, Th в вулканогенных образованиях различной кислотности приведены в таблице. В первом приближении эта таблица характеризует и количественное распределение различных породных групп. Анализы выполнены на низкофоновой гамма-спектрометрической установке в Институте геологии и геофизики СО АН СССР [1].

Региональная радиогеохимическая зональность в пределах Камчатки обусловлена сосуществованием и зональным распределением различных в петрохимическом отношении вулканитов, причем содержания U и Th в породах с близкими кислотно-щелочными характеристиками, как пра-

Предварительная оценка средних содержаний K_2O (%), U, Th (г/т)
в вулканических породах Камчатки

Порода (SiO_2 , %)	Низкощелочные			
	n	K_2O	U	Th
Базальты (до 53,0)	17	$\frac{0,43}{0,15-1,00}$	$\frac{0,26}{<0,2-0,7}$	$\frac{0,41}{<0,3-1,1}$
Андезито-базальты (53,0-58,0)	50	$\frac{0,81}{0,30-1,20}$	$\frac{0,60}{0,2-1,0}$	$\frac{1,0}{<0,3-1,4}$
Андезиты (58,0-63,0)	31	$\frac{1,10}{0,60-1,67}$	$\frac{0,83}{0,2-1,6}$	$\frac{1,3}{0,4-2,8}$
Дациты (63,0-69,0)	40	$\frac{1,60}{1,00-2,40}$	$\frac{1,2}{0,3-2,1}$	$\frac{2,1}{0,4-4,4}$
Риолиты (более 69,0)	14	$\frac{2,45}{1,76-3,20}$	$\frac{1,7}{0,6-2,4}$	$\frac{2,8}{0,8-4,9}$

Примечание. Числитель — средние арифметические содержания, знаменатель — размах.

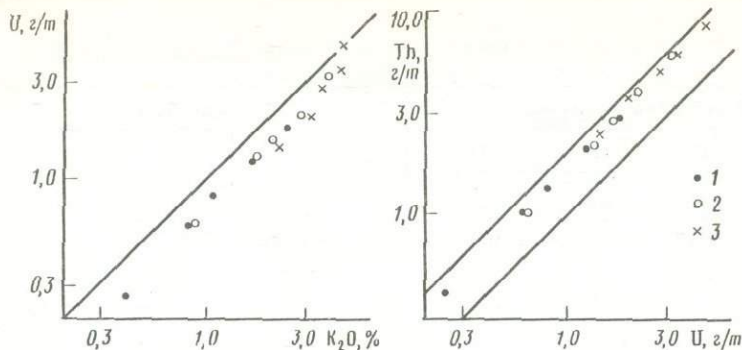
вило, одинаковы для всей территории независимо от принадлежности вулканических центров к различным тектоническим элементам полуострова. Отклонения от этой нормы существуют, но необходимы дополнительные исследования для их объяснения, а главное, для количественной оценки. Для разновозрастных эффузивов не выявлено систематических различий в содержаниях и соотношениях K_2O , U, Th, но вследствие неоднократных за кайнозойское время структурных перестроек петрохимическая и радиогеохимическая зональности не повторяются на всех стратиграфических уровнях. Напротив, вулканические массивы представляют чередование толщ с резко различными концентрациями щелочей и согласованными с ними содержаниями радиоактивных элементов. В пределах конкретных районов может формироваться пестрое первичное поле радиоактивности, и нередко концентрация U и Th в дацитах и риолитах одного комплекса оказывается меньшей по сравнению с андезито-базальтами и андезитами, принадлежащими другому вулканическому комплексу. Это обстоятельство, в частности, показывает неприемлемость осредненных оценок фоновых содержаний радиоактивных элементов в эффузивах одинаковой кремнекислотности без учета других признаков. Вместе с тем для всей популяции кайнозойских вулканитов Камчатки присуща устойчивость средних соотношений между содержаниями U и K, Th и K, U и Th (см рисунок).

В вулcano-тектонических структурах Центрально-Камчатского и Восточно-Камчатского поясов известны многочисленные проявления рудной минерализации. В верхних частях вулканических сооружений формируются

Известково-щелочные			Щелочные				
n	K_2O	U	Th	n	K_2O	U	Th
70	$\frac{0,85}{0,42-1,20}$	$\frac{0,60}{<0,2-1,4}$	$\frac{1,0}{0,3-2,8}$	50	$\frac{2,26}{0,42-4,32}$	$\frac{1,4}{0,3-2,8}$	$\frac{2,4}{0,5-3,4}$
98	$\frac{1,64}{0,85-2,21}$	$\frac{1,3}{0,4-2,9}$	$\frac{2,2}{0,5-4,7}$	23	$\frac{3,13}{1,69-8,30}$	$\frac{2,1}{0,9-3,5}$	$\frac{3,8}{1,1-7,1}$
54	$\frac{2,05}{0,85-3,54}$	$\frac{1,6}{0,8-3,3}$	$\frac{2,7}{0,8-7,1}$	15	$\frac{3,22}{2,40-4,50}$	$\frac{2,8}{1,3-4,1}$	$\frac{5,1}{2,1-6,8}$
64	$\frac{2,78}{1,73-4,82}$	$\frac{2,1}{0,9-3,9}$	$\frac{4,0}{1,4-8,2}$	21	$\frac{4,37}{3,38-6,70}$	$\frac{3,4}{2,0-5,1}$	$\frac{6,0}{2,7-9,2}$
40	$\frac{3,90}{2,56-5,04}$	$\frac{3,3}{1,3-4,9}$	$\frac{5,9}{2,8-9,8}$	12	$\frac{4,53}{3,90-5,10}$	$\frac{4,7}{3,2-6,4}$	$\frac{8,3}{5,8-10,2}$

импрегнационно-метасоматические серные залежи, проявлены ртутное, мышьяково-ртутное и медно-мышьяковое оруденения. В основании вулканов на уровне экструзивных фаций локализуется разнообразная малосульфидная золото-серебряная и золото-теллуридная минерализации, иногда в сочетании с ртутными и сурьмяно-ртутными рудами. Глубинные части вулканоструктур (интрузивная фация) представляют область проявления золото-полиметаллического, золото-редкометалльного, медно-молибденового и других типов оруденения. Образование рудных концентраций различных металлов связано с развитием процессов гидротермального метаморфизма. Многочисленные зоны гидротермально-измененных вулканических пород обычно легко выявляются при геологических наблюдениях из-за яркой раскраски, обусловленной гидроокислами железа, но разбровка таких зон по степени перспективности и обнаружение в пределах этих зон промышленно интересных скоплений рудных минералов — задача весьма трудоемкая. Оперативное получение данных о приближении поисковых профилей к рудным телам с тем, чтобы не пропустить эти рудные тела, является одной из актуальных задач полевой геологии. Рассмотрим возможности радиогеохимии в этом вопросе.

Известно, что в эффузивах основная масса радиоактивных элементов прочно связана со стекловатым мезостазисом и только химическое разложение последнего переводит U и Th в формы, способные к миграции. Однако радиоактивность аргиллизированных и пропилизированных вулканитов, образующих внешне наиболее обширные части массивов гидротермально-измененных пород, практически неотличима от радио-



Соотношение средних содержаний урана, тория, калия в вулканических породах Камчатки

1—3-серии: 1 — низкощелочная, 2 — известково-щелочная, 3 — щелочная; точки на графиках соответствуют типам пород в сериях 1—3 (см. таблицу)

активности исходных отложений. Это связано с тем, что минеральные новообразования: эпидот, хлорит, гидрослюды и др. — являются концентраторами урана и тория [6]. При формировании метасоматических пород, вмещающих золото-серебряные и серные руды, следы направленной миграции радиоактивных элементов проявляются в пределах массивов с развитой зональностью. При этом выделяются два типа радиогеохимических аномалий: контрастные и слабоконтрастные, — проявление которых обусловлено различными содержаниями радиоактивных элементов в неизменных породах, составом и петрохимическими особенностями вулканитов. Выделенным аномалиям соответствует три варианта согласованных изменений K, U, Th: 1) монотонное убывание содержаний всех трех компонентов по мере приближения к кварцевожильной зоне с минимумом над монокварцитами или кварцевыми и кварц-карбонатными жилами; 2) снижение концентраций урана и тория в околожильных породах и в рудных телах при обратном поведении калия, который фиксируется в составе адуляра в зальбандах кварцевых жил, но в околожильном пространстве иногда обнаруживает пониженные по сравнению с вмещающими породами содержания; 3) контрастные вариации содержаний радиоактивных элементов с образованием четко выраженных комплементарных радиогеохимических зон.

При низкой радиоактивности исходных пород происходит рассеяние U и Th в окружающих аргиллизитах, а возникающие градиенты содержаний часто оказываются меньше породных флуктуаций. В случае развития гидротермалитов по породам с повышенными содержаниями U и Th вокруг монокварцитовых ядер, практически лишенных радиоактивных элементов, формируются зоны алунитовых кварцитов, кварц-каолинитовых и гидрослюдисто-монтмориллонитовых метасоматитов с неупорядоченным накоплением этих элементов. В полостях дробления, трещиноватости возникают локальные концентрации Th, содержания которого коррелированы с редкими землями. Очевидно, Th совместно с La, Ce и др. фиксируется в кристаллических решетках новообразованных минералов, тогда как большая часть U сохраняет способность к активной миграции, в том

числе и в гипергенных условиях. В результате этого отдельные участки гидротермально-измененных пород обогащены U, собираны на гидрокислах железа, а радиоактивное равновесие между U и Ra оказывается резко нарушенным. Некоторое количество U, вероятно, выносится за пределы полей вторичных кварцитов, вследствие чего среднее значение Th/U для измененных пород, обогащенных радиоактивными элементами, заметно выше (3–10), чем во вмещающих вулканогенных образованиях. В гидрослюдистой зоне осаждаются также щелочи, вынесенные из центральных зон, что приводит к резким колебаниям величин торий-калиевого и уран-калиевого отношений.

Формирование радиогеохимической зональности связано с фильтрацией ультракислых растворов (газов) через вмещающие вулканические породы. По времени этот процесс предшествует рудоотложению, а в пространстве развивается над верхней границей распространения золото-серебряной и золотосульфидной минерализации [3]. Это обстоятельство подчеркивает, насколько неоднозначными могут быть соотношения гамма-спектрометрических полей и зон концентрации нерадиоактивных металлов.

Успешное использование полевой гамма-спектрометрии и АГСМ-съемки при поисках золото-серебряных и других руд определяют детальные радиогеохимические исследования, позволяющие охарактеризовать первичный фон радиоактивности и выбрать поисковые критерии, как правило, разные для каждого конкретного района, причем сложившаяся практика использования индикаторных отношений наиболее оправдана применительно к объектам Камчатского полуострова.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бобров В.А., Кренделев Ф.П., Гофман А.М. Гамма-спектрометрический анализ в камере низкого фона. Новосибирск: Наука, 1975. 60 с.
2. Блюменцев А.М., Хруст А.Р., Чепижная Э.А. Радиоактивные элементы как индикаторы золота в эффузивах // Ядер. геология. 1974. № 2. С. 187–197.
3. Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования / Под ред. Г.М. Власова. М.: Наука, 1971. 360 с.
4. Гужова Н.Г., Чепижная Э.А. Радиоактивные элементы в породах некоторых близповерхностных золоторудных месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 3. С. 35–44.
5. Островский Э.Я., Портнов А.М. Геолого-геохимические основы аэрогеохимического метода поисков месторождений кварц-адуляровой формации // Геология руд. месторождений. 1977. № 5. С. 99–104.
6. Плющев Е.В., Рябова Л.А. Уровни накопления урана и тория в гидротермальных минералах // Геохимия. 1974. № 8. С. 1192–1203.
7. Портнов А.М. О геохимической связи калия и тория в изверженных породах и околорудных метасоматитах // Докл. АН СССР. 1978. Т. 239, № 6. С. 1441–1444.
8. Пузанков Ю.М. Калий-уран-ториевая систематика вулканических пород Курило-Камчатской зоны // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 2. С. 455–457.

Б.А. Судов, А.Д. Миллер, А.И. Рычков, Н.Н. Трофимов

СОСТОЯНИЕ И ПРОБЛЕМЫ РАЗВИТИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ОРЕОЛАМ ЙОДА И БРОМА

Поиски глубокозалегающих скрытых и погребенных рудных месторождений представляют значительные трудности, которые постоянно возрастают с увеличением глубины поисковых работ. Одним из эффективных направлений геохимических поисков является использование в качестве элементов-индикаторов глубокозалегающих рудных тел йода и брома. Оно основывается на участии этих элементов в эндогенном рудообразовании и их высокой миграционной способности в гипогенных и гипергенных условиях.

Геохимические поиски по ореолам йода и брома начались в СССР в начале 60-х годов. Теоретические основы этого направления геохимических поисков заложены работами В.И. Вернадского [2] и Н.И. Сафронова [9], относивших йод и бром к группе элементов микроскопического или широкого рассеяния.

Под микроскопическим рассеянием В.И. Вернадский понимал "те формы их нахождения, которые открываются спектроскопическим, радиохимическим, электрическим путями или явлениями люминесценции. Для объяснения такого нахождения элемента приходится допустить существование его в форме атомов, иногда обладающих зарядами" [2, с. 97]. К числу элементов, для которых состояние микрокосмического рассеяния является основной формой существования в природных условиях, В.И. Вернадский относил He, Ne, Ar, Kr, Xe, I, Br, N, Ge, In, Sc, U.

Развивая представления В.И. Вернадского, Н.И. Сафронов пришел к выводу о возможности использования этого явления, которое он называл широким рассеянием, в поисковых целях. Он обосновал участие йода и брома в процессах эндогенного рудообразования и их высокую миграционную способность при образовании первичных ореолов рудных месторождений. В соответствии с представлениями Н.И. Сафронова эти элементы занимают внешнюю (дальнюю) зону первичных ореолов. Распределение главных рудообразующих элементов в первичных ореолах постмагматических месторождений [9] приведено ниже:

Ближняя зона: (Au), Li, Be, La, Y, Sn, W, S, Fe, Ni, Co, Fe.

Средняя зона: Cu, Ag, Rb, (Cs), Zn, Cd, Ba, Pb, As, Sb, U, Mo, S, Cl, Fe.

Дальняя зона: (Rb), Cs, Hg, Tl, S, Br, I, Fe.

Впервые геохимические ореолы йода и брома были установлены на Ахталском полиметаллическом месторождении в Армении [5, 6]; первые работы показали, что первичные ореолы йода и брома имеют существенно большие размеры, чем первичные ореолы других элементов-индикаторов руд. Широко были проведены также работы по изучению первичных ореолов йода на различных рудных месторождениях Закавказья, а также Казахстана, Киргизии, Приморья и Кольского полуострова. Первичные орео-

Элементы и их кларк земной коры, %	Вид анализа	Навеска, г	Чувствительность определения, %	Погрешность определения, %
Йод	Валовое определение	0,5	$1 \cdot 10^{-5}$	20
$4 \cdot 10^{-5}$	Хлор-калиевая вытяжка	50	$4 \cdot 10^{-7}$	10
Бром	Валовое определение	0,5	$1 \cdot 10^{-4}$	50
$2,1 \cdot 10^{-4}$	Водная вытяжка	50	$5 \cdot 10^{-6}$	20

лы брома изучались на рудных месторождениях Закавказья и Воронежского п-днтия.

Наиболее обширные работы по изучению первичных ореолов йода были далее проведены на полиметаллических месторождениях Северной Осетии [8, 12], на колчеданных месторождениях Армении [1], на барит-полиметаллических месторождениях в Закарпатье, на Гайском медноколчеданном месторождении, на полиметаллических и золоторудных месторождениях Казахстана, на полиметаллических и медноколчеданных месторождениях Мугоджар, на олово-вольфрамовом месторождении Северо-Востока СССР, на ртутных месторождениях Северо-Востока СССР и Северного Кавказа, на месторождениях редкометальных пегматитов и многих других.

Появились первые работы за рубежом, свидетельствующие об интересе к йоду и бромю как элементам-индикаторам различных месторождений: так, первичные ореолы йода и брома установлены на современном гидротермальном золото-серебряном месторождении в Новой Зеландии, в оловяносных гранитоидах Австралии, на меднопорфировых месторождениях США. Первичные ореолы брома и других галоидов установлены по газово-жидким включениям на полиметаллических месторождениях Верхней Силезии, Польши и др.

Был сделан ряд обобщающих работ по проблеме в целом и по отдельным группам месторождений [9, 12, 11]. В универсальном ряду геохимической зональности Л.Н. Овчинникова и С.В. Григоряна йод был поставлен в крайнее правое положение, свидетельствующее об его наиболее интенсивной подвижности в первичных ореолах [7].

В подавляющем большинстве работ, посвященных изучению первичных ореолов йода и брома, определение йода и брома в геохимических пробах производилось по методикам, разработанным А.Д. Миллером и др. [6]. Йод определялся кинетическим методом в валовых пробах и в вытяжках, бром — йодометрическим методом в валовых пробах и кинетическим методом в вытяжках (таблица).

В отдельных случаях йод определялся электрохимическим методом. Другие методы определения йода и брома либо имеют более низкие чувствительность и производительность (гипохлоритный, метод Фелленберга, ионообменный и др.), либо требуют специального дорогостоящего оборудования (нейтронно-активационный, масс-спектрометрический, плазменная эмиссия в аргоне и др.).

В результате проведенных, в основном в нашей стране, работ выясне-

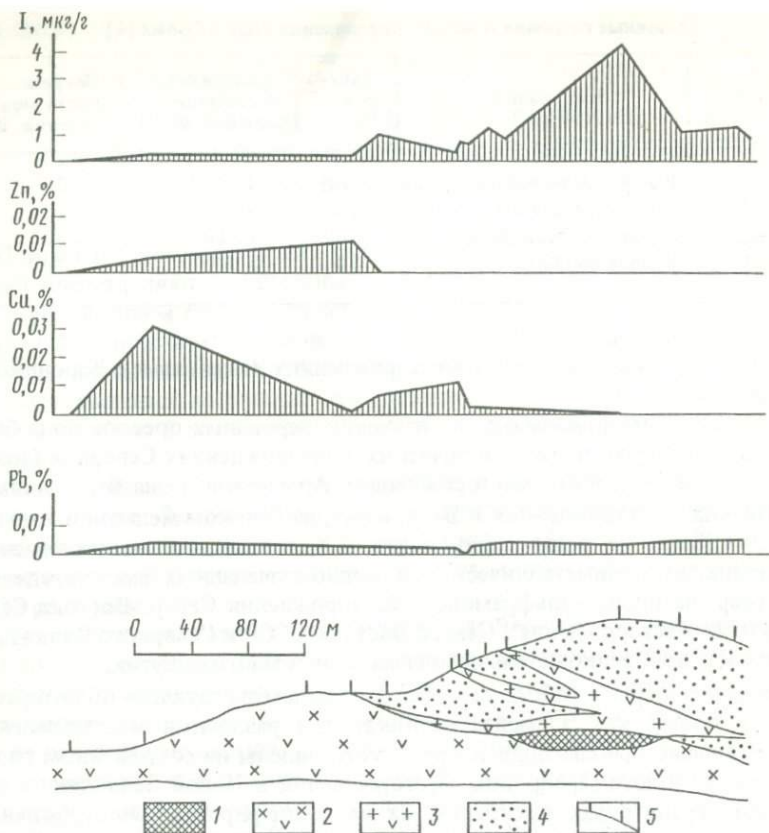


Рис. 1. Распределение йода, цинка, меди и свинца в породах по профилю над рудным штоком Шамлугского медноколчеданного месторождения (по М.А. Лаппу и др., 1965 г.)

1 — рудное тело; 2 — кератофиры; 3 — альбитофиры; 4 — туфофенсчаники; 5 — точки отбора проб

ны основные закономерности первичных ореолов йода и брома, установлены их оптимальные и максимальные размеры. Было установлено, что рудные тела и околорудные зоны ореолов характеризуются, как правило, минимальными концентрациями йода и брома (< 0,1–0,5 и 1–2 мкг/г соответственно). На некоторых месторождениях, металлы которых имеют химическое сродство к йоду и бромю (ртуть, медь, серебро и др.), а также на месторождениях, где происходит наложение ореолов разных стадий, высокие содержания этих элементов (йод до 1,2, бром до 7 мкг/г) наблюдаются также в рудах и околорудной зоне ореолов. Такие факты наблюдались в Закавказье на Квайсинском барит-полиметаллическом месторождении, в некоторых разрезах Филizчайского колчеданно-полиметаллического и Маднеульского медно-барит-полиметаллического месторождений, а также на Ахтальском полиметаллическом месторождении.

Рассмотрим два примера, иллюстрирующие характер распределения йода и брома в первичных ореолах.

На рис. 1 показаны первичные ореолы йода, цинка, меди и свинца по профилю на Шамлугском медноколчеданном месторождении (Армения). Рудные тела, обычно имеющие штокообразную или линзообразную форму, приурочены к толще кератофигов и их туфобрекчий, перекрытых пачкой туфопесчаников с силлами альбитофигов и фельзитовых порфиринов. Профиль протяженностью 480 м проходил над залегающим на глубинах 65–95 м рудным штоком. Как видно из рис. 1, первичные ореолы свинца, меди и цинка являющихся основными элементами-индикаторами на этом месторождении, в породах непосредственно над рудным штоком не отмечаются. Ореол меди (0,03%) устанавливается лишь на выходе рудовмещающей толщи кератофигов на поверхность опробования в 400–500 м от рудного штока. Первичный ореол йода с содержаниями 1,08–3 мкг/г обнаруживается непосредственно над рудным штоком, фиксируя его положение.

На рис. 2. приведены результаты изучения первичных ореолов цинка, йода и брома по керну скважины, вскрывающей Филизчайское колчеданно-полиметаллическое месторождение. Массивная рудная зона перекрыта толщей сланцевых отложений, имеющей мощность 225 м. Как видно из рис. 2, распространение первичного ореола цинка ограничивается практически рудной зоной. Аналогичным образом ведут себя ореолы других элементов-индикаторов руд: свинца, меди, кобальта, серебра и др. Первичные ореолы брома отмечаются на расстоянии 65 м, первичные ореолы йода – на расстоянии 75–225 м от рудной зоны. На рис. 2 хорошо видна зональность галогенов, которая имеет важное поисковое значение.

Оба приведенных примера иллюстрируют развитие диффузионных первичных ореолов йода и брома. Размеры диффузионных ореолов йода обычно составляют 100–300 м, иногда – до 500 м. Размеры диффузионных ореолов брома 50–200 м, реже до 300 м.

Инфильтрационные первичные ореолы этих элементов должны иметь существенно большую протяженность и в установленных случаях для йода составляют 1000–1500 м.

Рассматривая модель первичных ореолов эндогенных месторождений, А.П. Соловов относит йод и бром к внешней зоне. Обобщенная модель первичных ореолов йода и брома может быть представлена в виде вертикального эллипсоида рассеяния с соотношением полуосей $a:b:c = 6:1:1$ и центром рассеяния (рудным телом) в нижнем фокусе эллипсоида [10].

Основными формами нахождения йода и брома в первичных ореолах являются йодиды и бромиды в поровой и пленочной воде горных пород [6, 4]. Это обуславливает высокую подвижность этих элементов во времени и приводит к наблюдавшимся фактам "отрыва" ореолов от рудных тел.

Имеющиеся материалы по первичным ореолам йода и брома позволяют провести изучение их количественных связей с масштабами оруденения и разработать критерии оценки глубины залегания скрытых рудных тел. Опыт работ показывает, что используемые для определения геохимического уровня выявленных ореолов коэффициенты зональности, включающие параметры ореолов йода, обладают максимальной контрастностью, а следовательно и точностью. Присутствие в определенных количествах йода в подвижной форме в эндогенных ореолах гидротермальных месторождений и почти полное отсутствие йода в подвижной форме на фоновых

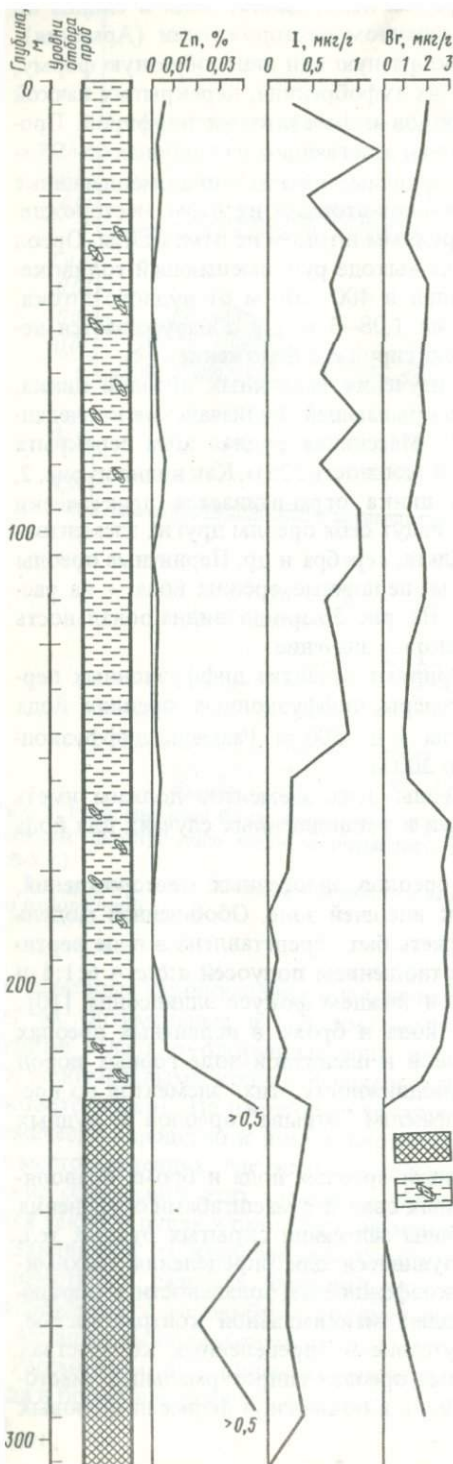
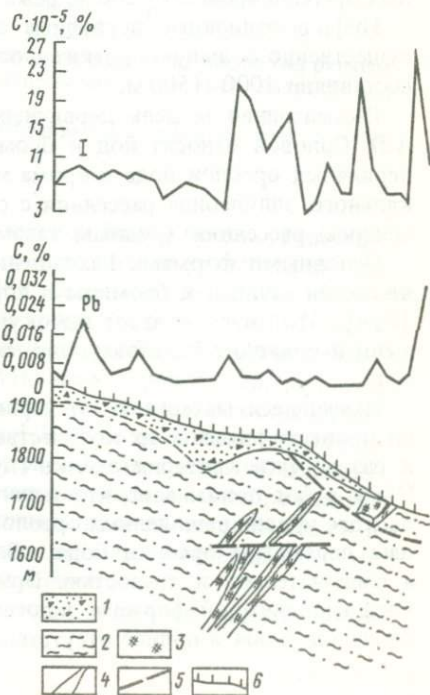


Рис. 2. Распределение цинка, йода и брома по керну скважины на филизчайском колчеданно-полиметаллическом месторождении (по Б.А. Сузову, 1979 г.)

1 — рудное тело; 2 — сланцы

Рис. 3. Распределение йода и свинца в делювиальных отложениях по профилю на Какадур-Ханикомском полиметаллическом месторождении [12]

1 — делювиальные отложения; 2 — песчано-сланцевые отложения; 3 — рудные тела; 4 — рудные зоны; 5 — тектонические нарушения; 6 — точки отбора проб



участках в большинстве случаев может быть использовано для оценки рудной природы выявленных аномалий [6, 4, 8, 12].

Таким образом, геохимические поиски по первичным ореолам йода и брома представляют важный резерв повышения эффективности обнаружения скрытых глубокозалегающих эндогенных рудных месторождений.

Вторичные ореолы йода изучались более чем на 20 месторождениях СССР. Они установлены на полиметаллических месторождениях Северной Осетии [8, 12, 3], Алтая, на медноколчеданных месторождениях Южного Урала и Мугоджар.

Эти работы показали, что над погребенными и скрытопогребенными рудными телами, залегающими на глубинах от 20 до 150 м, устанавливаются вторичные ореолы йода с содержаниями от 0,64 до 30 мкг/г. Ширина вторичных ореолов йода составляла 25–150 м, превышая размеры рудных тел не менее чем в 5 раз. В этих же условиях вторичные ореолы основных элементов-индикаторов руд не устанавливались. Были исследованы месторождения, расположенные в основном в районах с аридным и полуаридным климатом. Наиболее широкие работы по изучению вторичных ореолов йода проведены на полиметаллических месторождениях Северной Осетии [8, 12].

На рис. 3 приведены результаты изучения вторичных ореолов йода и свинца по профилю в центральной части Какадур-Ханикомского месторождения, которое залегает в песчано-сланцевых отложениях и представлено кулисообразными рудными зонами с крутыми углами падения. Мощность делювиальных отложений составляет 10–30 м, иногда рудные тела выходят на поверхность, где развивается зона окисления.

Как видно из рис. 3, рудная зона в правой части профиля выходит на поверхность под маломощными делювиальными отложениями и отмечается вторичными ореолами свинца (до 0,03%) и йода ($23-27 \cdot 10^{-5}\%$). Интересно, что, как и для первичных ореолов, рудная зона характеризуется минимальными концентрациями йода. Основные рудные зоны находятся в скрытопогребенном залегании на глубине 150 м. Они фиксируются лишь вторичным ореолом йода ($17-21 \cdot 10^{-5}\%$). Вторичного ореола свинца не обнаружено.

Вторичные ореолы брома пока не изучались, но наличие в коре выветривания рудных месторождений, расположенных в аридной зоне (Казахстан, Австралия, Чили и др.), собственных минералов брома, так же как и минералов йода, позволяет предполагать существование вторичных ореолов брома. Вопрос о формах нахождения йода и брома во вторичных ореолах является сложным. В этих ореолах йод и бром могут присутствовать в виде как йодидов и бромидов, так и йодатов и броматов. Более окисленные формы характерны для районов с аридным климатом. Существенным также может оказаться влияние атмосферных осадков на концентрацию йода и брома в почвах.

Наличие первичных и вторичных ореолов йода и брома объясняет возможность формирования их гидрохимических, геохимических и биогеохимических ореолов.

Работами на медноколчеданных месторождениях Урала, на полиметаллических месторождениях Казахстана и Салаира доказано наличие повышенных концентраций йода и брома в водах. Так, например, гидрохи-

мическое изучение месторождения Жайрем [3] показало, что средние содержания йода в водах составляют 610 мкг/л, а за пределами месторождения — $n \cdot 10$ мкг/л.

Высокие содержания йода (0,4–2,4 мг/л) и брома (3,0–7,2 мг/л) установлены в водах современной рудной гидротермы, отлагающей золото-серебряные руды в Новой Зеландии.

Формы нахождения йода и брома в гидрохимических ореолах рудных месторождений практически еще не изучались. Атмохимические ореолы йода и брома установлены и изучались на меднопорфировых месторождениях в США и некоторых рудных месторождениях Канады. Биогеохимические ореолы йода и брома эндогенных рудных месторождений пока не изучались.

Дальнейшее развитие геохимических поисков по ореолам йода и брома требует продолжения изучения их ореолов на месторождениях различного состава и генезиса, разработки вопросов гипогенной и гипергенной миграции этих элементов в связи с процессами рудообразования, изучения роли различного рода геохимических барьеров, исследования их поведения при региональном и пострудном гидротермальном метаморфизме пород, изучения форм нахождения во вторичных, гидрохимических, атмохимических ореолах, установления и изучения биогеохимических ореолов.

В последнее время многие исследователи обращают внимание на увеличение роли атмохимических ореолов при поисках скрытого и погребенного оруденений. Можно предположить, что весьма эффективны при этом будут поиски по атмохимическим ореолам йода и брома.

В заключение можно привести следующие выводы.

1. Важнейшей задачей в настоящее время является переход на глубинные поиски рудных месторождений. Геохимические методы играют главную роль в решении этой проблемы. Необходимо проводить достоверное опробование при поисках цветных и редких металлов до глубин 500 м, а по ряду металлов до глубин 1000 м.

2. Элементы повышенной подвижности, среди которых важное значение принадлежит йоду и бромю, участвуют в переносе рудного вещества месторождений различных формаций и образуют вокруг них литохимические ореолы, которые по удалению вверх от рудных тел намного превосходят ореолы рудных компонентов и их спутников. Часто ореолы йода и брома проникают через толщи пород, которые являются экраном для остальных элементов. Зоны максимального накопления йода и брома приурочены к надрудным горизонтам. Установленное удаление ореола йода вверх от рудных тел (в концентрациях, доступных для определения) — 500 м, в ряде случаев — до 1000 м.

3. Вторичные ореолы йода установлены на всех месторождениях, где они изучались. Они четко фиксируют погребенные и скрытопогребенные рудные тела на глубинах до 150 м в условиях, при которых вторичные ореолы прямых элементов-индикаторов не наблюдались.

4. Аномальные концентрации йода и брома, их форма, параметры в комплексе с параметрами аномалий рудных элементов и их спутников позволяют оценивать рудную природу выявленных аномалий и проводить более точную оценку глубины залегания и вещественного состава прогнозируемого оруденения.

5. Комплекс элементов-индикаторов должен включать в себя наряду с рудными компонентами и их спутниками также элементы повышенной подвижности, главным образом йод и бром. Изучать распределение йода и брома надо не только в пределах аномалий рудных элементов, но и самостоятельно, так как на верхних эрозионных уровнях аномалий рудных элементов и их спутников может не быть, а индикаторами глубокозалегающего оруденения будут только аномальные концентрации йода и брома.

6. Необходима разработка дистанционных экспрессных методов определения паров йода и брома в почвенном воздухе и приземном слое атмосферы, а также новых высокопроизводительных методов определения этих элементов в геохимических пробах.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Варданян К.Р.* Опыт применения йодометрии для поисков медных руд в Армянской ССР // Геохимические поиски рудных месторождений. М.: Недра, 1972. С. 87–91.
2. *Вернадский В.И.* Химические элементы и механизм земной коры (1922) // Избр. соч. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1. 432 с.
3. *Виноградов Б.П.* Гипергенные ореолы йода в водах и рыхлых отложениях полиметаллических месторождений Атасуйского типа (Центральный Казахстан) // Вопросы геохимии подземных вод в связи с поисками полезных ископаемых. Томск: Том. политехн. ин-т, 1974. С. 69–73.
4. *Крылова Л.Я.* Формы нахождения йода в горных породах и их поисковое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1971. 48 с.
5. *Лапп М.А., Судов Б.А.* Поиски глубокозалегающих рудных тел и месторождений по ореолам элементов широкого рассеяния // Сов. геология. 1963. № 10. С. 113–119.
6. *Миллер А.Д., Шнейдер Л.А., Вычужанина И.П., Крылова Л.Я.* Методы определения общего содержания и подвижной фазы йода и брома в горных породах и природных водах для целей геохимических поисков. Л.: ВИГР, 1968. 55 с.
7. *Овчинников Л.Н., Григорян С.В.* Геохимические поиски рудных месторождений // Сов. геология. 1977. № 11. С. 143–159.
8. *Побокоева О.П., Трофимов Н.Н., Рычков А.И.* Значение ореолов легкоподвижных элементов для поисков глубокозалегающих свинцово-цинковых месторождений // Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск: СО ГЕОХИ АН СССР, 1970. С. 178–185.
9. *Сафронов Н.И.* Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л.: Недра, 1971. 216 с.
10. *Судов Б.А.* Модель первичных ореолов йода и брома в связи с геохимическими особенностями их участия в эндогенном рудообразовании // Физико-химическое моделирование в геохимии и петрологии: I Всесоюз. совещ. Иркутск: СО ГЕОХИ АН СССР, 1980. С. 147–148.
11. *Судов Б.А.* Первичные ореолы йода и брома рудных месторождений // Методы прикладной геохимии: II Междунар. симпоз. Иркутск: СО ГЕОХИ АН СССР, 1981. Ч. 1. С. 206–207.
12. *Трофимов Н.Н., Рычков А.И.* Геохимические поля элементов широкого рассеяния и поиски глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Недра, 1979. С. 34–56, 57–130.

Н.Л. Штерн, Ю.Т. Ильин, Г.Б. Свешников

О ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРИРОДЫ АНОМАЛИЙ ПРОВОДИМОСТИ МЕТОДОМ ГИСТЕРЕЗИСНЫХ ПОЛЯРИЗАЦИОННЫХ КРИВЫХ

Повышение эффективности поисков глубокозалегающих руд является важной и актуальной задачей. В этом плане несомненный интерес представляет создание новых геоэлектрохимических методов, основанных на изучении поляризационных характеристик электропроводящих минералов и руд.

В настоящей статье излагается опыт разработки способа поисков руд по гистерезисным и поляризационным кривым, предложенного авторами [4]. Как известно, для минералов и руд — электронных проводников и ионопроводящей среде — характерны определенные значения стационарного электродного потенциала [3]. В природных условиях, при отсутствии достаточно концентрированных окислительно-восстановительных систем, устойчивые значения стационарного потенциала обеспечиваются протеканием реакций сорбции и десорбции кислорода и его восстановления, восстановления водорода и реакциями анодного и катодного разложения минерала. Участие каждой из этих реакций в формировании потенциала и интенсивность ее протекания, т.е. доля в суммарном токе, поддерживающем определенный уровень потенциала, будет определяться природой самого минерала и свойствами среды. При прохождении тока, задаваемого от внешнего источника через границу минерал–раствор, существующий стационарный потенциал сдвигается в ту или иную сторону в зависимости от направления тока, что приводит к усилению одних реакций и ослаблению других. На фиксируемых зависимостях потенциала минерального электрода от величины пропускаемого тока (поляризационных кривых) находят отражение все реакции, происходящие на границе раздела минерал–среда. Каждая из них характеризуется вполне определенным относительным значением потенциала, что используется для определения минерального состава рудного объекта в методе КСПК [2]. При небольших плотностях тока и одновременном протекании нескольких реакций, особенно при наличии адсорбционных явлений, определение значений потенциалов отдельных реакций становится затруднительным, а сами поляризационные кривые воспроизводятся из-за непрерывного изменения условий эксперимента и необратимости реакций, которые трудно учесть в реальных условиях. В то же время такие поляризационные кривые содержат информацию о электропроводящем объекте в той степени, в какой отличаются механизмы формирования стационарного потенциала для различных минералов. Основным препятствием для использования этой информации является плохая воспроизводимость поляризационных кривых. Применение методики съемки поляризационных кривых в циклическом режиме, аналогичное периодическому возбуждению процессов окисления-восстановления на поверхности исследуемого минерала, позволяет получить измененное в среднем состояние поверхности исследуемого минерала и, как следствие, воспроизводимые результаты. Фиксируемые в таком режиме поляризационные кривые (в координатах ток–по-

тенциал) представляют собой замкнутую петлю, подобную петлям магнитного гистерезиса. Внешне похожие кривые наблюдались В.Н. Дахновым при изучении поляризуемости образцов руд [1]. В целом гистерезисная поляризационная кривая фиксирует разницу энергетических затрат окислительных и восстановительных реакций на поверхности исследуемого минерала.

Нами наблюдения гистерезисных поляризационных кривых проводились на установке, состоящей из потенциостата П-5827 и двухкоординатного потенциометра ПДП-002. Образец помещался в электрохимическую ячейку и служил одновременно одним из питающих и приемным электродом. Потенциал образца измерялся относительно стандартного хлор-серебряного электрода. Были исследованы образцы сульфидных минералов и руд, графита, шунгита и магнетита в растворах с разными значениями pH и удельной электропроводности при различных режимах изменения тока.

Вид наблюдаемых гистерезисных кривых определяется положением следующих характерных точек: 1) значениями конечного тока поляризации (I_M^\pm) и конечных потенциалов (φ_M^\pm); 2) значениями потенциалов в точках пересечения кривой оси потенциалов (φ_0^\pm); разность этих значений определяет ширину петли; 3) значениями тока или плотности тока в точках пересечения кривой оси тока, проведенной по значению стационарного потенциала (I_0^\pm); 4) значением стационарного потенциала (φ_0).

Дополнительной характеристикой является площадь наблюдаемой петли, величина которой определяет разность энергий, затрачиваемых на перевод поверхности минерала из одного состояния в другое. За "нулевую" точку принимается значение стационарного потенциала или точка, где равны значения I_0^\pm для катодной и анодной поляризации электрода. Эта точка, как правило, располагается вблизи значения стационарного потенциала. Такой выбор начала координат обеспечивает однообразность подхода к обработке гистерезисных кривых и в случае бесконтактного наблюдения. Значения координат точек, определяющих вид кривой сложным образом, зависят от условий эксперимента и режима съемки. Так, ширина петли, величина I_0 и площадь петли прямо пропорциональны величине удельного электрического сопротивления среды в степени от 0,5 до 0,3 и обратно пропорциональны скорости изменения тока в той же степени.

Относительная одинаковость зависимостей позволила в качестве параметра, характеризующего особенности процессов, проходящих под действием тока на различных минералах, выбрать соотношения:

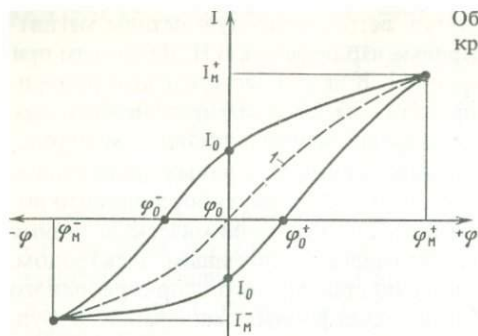
$$P_a = \frac{\Delta\varphi_0^+}{I_0^+} \frac{I_M^+}{\Delta\varphi_M^+}, \quad P_k = \frac{\Delta\varphi_0^-}{I_0^-} \frac{I_M^-}{\Delta\varphi_M^-},$$

где

$$\Delta\varphi_0^\pm = \varphi_0^\pm - \varphi_0; \quad \Delta\varphi_M^\pm = \varphi_M^\pm - \varphi_0.$$

Фактически эти параметры представляют значения поляризационных сопротивлений анодных или катодных сопряженных реакций, нормированных по проводимости среды.

По соотношению параметров исследованные минералы разделены на две группы. В первую группу входят сульфиды меди, галенит, пирротин и магнетит, для которых $P_a > P_k$. Во вторую — пирит и шунгит, имеющие обратное соотношение. Чаще всего графит и шунгит имеют почти равные



Общий вид гистерезисной поляризационной кривой

I — нормальная поляризационная кривая

значения параметров, и их поэтому можно выделить в самостоятельную группу. Постоянство соотношений параметров внутри каждой группы сохраняется независимо от условий возбуждения или свойств среды в широких условиях, хотя значения их изменяются. Наибольшее влияние на величину параметров оказывает значение стационарного потенциала электрода. Но и в этом случае для сред, близких к нейтральным, вышеуказанное соотношение параметров сохраняется для основных минералов вплоть до смещений стационарного потенциала до $\pm 150-200$ мВ.

Измерения на моделях рудных тел показали, что и в условиях, близких к реальным, соотношение параметров остается неизменным, в том числе и при бесконтактных гистерезисных наблюдениях. Разница в абсолютных значениях параметров для катодного и анодного полупериодов возбуждения в последнем случае становится меньше, но все же остается значительно выше погрешности наблюдений. В случае полиминеральных моделей соотношение параметров определяется присутствием минерала, обладающего меньшим поляризационным сопротивлением. По нашим измерениям, исследованные минералы в порядке увеличения поляризационного сопротивления могут быть расположены в следующий ряд: сульфиды меди (халькозин, борнит, халькопирит)—пирротин—пирит—магнетит—графит. Положение крайних минералов в ряду остается неизменным в широком диапазоне изменения условий съемки.

Отмеченные особенности гистерезисных поляризационных кривых использованы для разработки метода определения качественной природы геофизических аномалий, в первую очередь аномалий поляризуемости и проводимости. Предварительное опробование метода на месторождениях и рудопоявлениях Карелии дало положительные результаты по разделению аномалий, вызванных графитистыми породами и прожилково-вкрапленными сульфидными рудами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дахнов В.Н., Латышева М.Г., Ряполова В.А. Исследование скважин методом искусственно вызванных потенциалов (электролитический каротаж) // Промысловая геофизика, М.: Гостоптехиздат, 1952. С. 46—82.
2. Рысс Ю.С. Поиски и разведка рудных тел контактным способом поляризационных кривых. Л.: Недра, 1973. 168 с.
3. Свешников Г.Б. Электрохимические процессы на сульфидных месторождениях. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. 160 с.
4. Свешников Г.Б., Штерн Н.Л., Ильин Ю.Т. А.с. 798668 (СССР): Способ геoeлектроразведки // Опубл. в Б.И., 1981. № 3.

СОДЕРЖАНИЕ

I. Методы обработки геохимической информации

<i>И.З. Мессерман.</i> Методика выделения и разбраковки геохимических аномалий на основе системного анализа	3
<i>В.Н. Бондаренко, Л.А. Верховская.</i> Ассоциации элементов-индикаторов золоторудного месторождения по результатам статистической обработки данных	9
<i>А.П. Соловов, Э.И. Бабаев.</i> Исследование геохимической зональности модели оруденения на ЭВМ	14
<i>К.П. Кобзарь, А.К. Каймаков, В.З. Ваняrx.</i> К отображению мультипликативного коэффициента зональности	25
<i>В.К. Кошелев.</i> Выбор комплекса поисковых признаков оруденения атаусуйского и каратауского типов с помощью ЭВМ	28
<i>Ю.В. Шурубор, В.П. Наборщиков, Г.Л. Русанова.</i> Псевдостатистический метод обработки данных площадных геохимических съемок рудоносных территорий	38
<i>Г.Т. Скублов.</i> О полигенности геохимического поля	45

II. Геохимические критерии оценки рудоносности и прогнозирование оруденения по геохимическим данным

<i>И.С. Гольдберг, Д.В. Воронин.</i> Отрицательные геохимические аномалии и их роль при поисках и прогнозной оценке гидротермальных рудных месторождений	52
<i>В.И. Гребенщикова, Ю.П. Трошин.</i> Геохимическая зональность пегматитового поля Адун-Челона (Восточное Забайкалье) и критерии геохимической оценки пегматитов на цветные камни	57
<i>Г.М. Гундобин, Р.Г. Кравцова.</i> Минералого-геохимическая зональность золото-серебряных месторождений и критерии их оценки (Северное Приохотье)	62
<i>П.Ф. Иванкин, Н.И. Назарова.</i> Геолого-геохимические закономерности формирования рудного поля кварцевой золото-углеродистой формации и поисковые критерии	70
<i>Г.М. Козловский, В.М. Абишев, А.П. Кобзарь, М.С. Рафаилович.</i> Особенности геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых в докембрийском блоке Северного Казахстана	79
<i>Я.С. Левин, Н.Я. Безделига.</i> Геохимическая типизация свинцово-цинковых стратиформных проявлений Коксуйского рудного района (УзССР) как основа их поисков и оценки	85
<i>Я.С. Левин, И.В. Плещенко, А.П. Титова, Д.Н. Хейфец, И.В. Белоусова.</i> Литолого-геохимические поисковые признаки стратиформного свинцово-цинкового оруденения в Чаткало-Кураминском регионе	90
<i>А.Г. Мурзалиев.</i> Минералого-геохимические критерии поисков палеозойских бокситов (на примере Северо-Восточного Казахстана)	94

<i>В.В. Панцулая, Б.А. Судов.</i> Геохимический анализ некоторых типов металлогенических зон в связи с поисками рудных месторождений (на примере Грузии)	102
<i>С.И. Шукин, В.И. Козырев, В.Н. Метик.</i> Пространственно-временные соотношения региональных геохимических зон накопления и полей локальных рудных концентраций в Южном Тянь-Шане	109
<i>А.М. Эдельман.</i> Результаты изучения и использования геохимических критериев поисков рудного оруденения в солянокупольных структурах (на примере Славянского рудопроявления в Донбассе)	116
<i>М.К. Силичев.</i> Полнота геохимических связей как показатель интенсивности оруденения	123

III. Комплексные методы изучения геохимических объектов

<i>Л.В. Антропова, В.С. Домрачев, Т.Ю. Кужельная.</i> Возможности поисков россыпных месторождений золота и олова методом подвижных форм (МПФ)	129
<i>Н.А. Ворошилов, Л.Н. Ворошилова.</i> Применение термоманнитного геохимического метода (ТМГМ) при поисках рудных месторождений	135
<i>Б.С. Лунев, Б.М. Осовецкий.</i> Шлихогеохимический метод поисков месторождений золота с использованием винтового шлюза	142
<i>А.А. Жданова, Г.П. Нахтигаль, А.Л. Боровикова, Т.К. Жаксалыков, А.П. Пилипенко, В.П. Каун.</i> Опыт применения метода подвижных форм (МПФ) на Рудном Алтае	146
<i>Н.Н. Сочеванов, Д.А. Горелов, А.В. Покусаев.</i> Безаналоговая интерпретация геофизических данных при оценке геохимических аномалий	152
<i>Э.Я. Жовинский.</i> Фторометрические методы поисков плавикового шпата и других полезных ископаемых	161
<i>Н.Г. Сыромятников, Л.А. Трофимова, В.Г. Карпунин, И.И. Толмачев.</i> О возможности применения методов полевой гамма-спектрометрии и осколковой радиографии при поисках золото-серебряных месторождений кварцсulfидного типа	168
<i>Л.П. Рихванов, В.А. Домаренко, А.А. Поцелуев, Е.Г. Языков, С.И. Сарнаев.</i> Комплекс минералого-геохимических методов при поисках редкометального оруденения в условиях горной тайги	174
<i>Ю.М. Пузанков.</i> О влиянии первичного рассеяния радиоактивных элементов в вулканических породах на формирование гамма-спектрометрического поля вблизи проявления золото-серебряных и серных руд	185
<i>Б.А. Судов, [А.Д. Миллер], А.И. Рычков, Н.Н. Трофимов.</i> Состояние и проблемы развития геохимических поисков рудных месторождений по ореолам йода и брома	190
<i>[Н.Л. Штерн], Ю.Т. Ильин, Г.Б. Свешников.</i> О возможности определения природы аномалий проводимости методом гистерезисных поляризационных кривых	198

УДК 550.84.09:519

Методика выделения и разбраковки геохимических аномалий на основе системного анализа. М е с с е р м а н И.З. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Предлагаемая методика позволяет выделять разномасштабные закономерности распределения параметров в пространстве, взаимосвязи химических элементов, выделять геохимические аномалии разных уровней и производить их своевременную и надежную отбраковку. Применение методики должно способствовать общему повышению эффективности геохимических поисковых работ.

Ил. 3. Библиогр. 4 назв.

УДК 550.84.053:519

Ассоциации элементов-индикаторов золоторудного месторождения по результатам статистической обработки данных. Б о н д а р е н к о В.Н., В е р х о в с к а я Л.А. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Приведены основные методические концепции, используемые в АСОД-ГППИ. Показаны результаты обработки геохимического материала на одном из золоторудных месторождений бананцевого типа. Методика позволяет определить зональность ореолового пространства и получить вид индикаторного отношения для оценки новых и неизвестных сечений ореола.

Ил. 2. Библиогр. 5 назв.

УДК 550.84

Исследование геохимической зональности модели оруденения на ЭВМ. С о л о в о в А.П., Б а б а е в Э.И. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Показаны причины возможных ошибок и реальность выявления на ЭВМ "истинных" рядов зонального отложения элементов, отыскания монотонно изменяющихся геохимических показателей зональности и оценки коэффициентов подобия $k = 1,0$. Программа "НЮ-2" обеспечивает однозначную диагностику рудных пересечений, оценку масштаба оруденения и прогноз на глубину.

Ил. 3. Табл. 7. Библиогр. 8 назв.

УДК 550.84.053

К отображению мультипликативного коэффициента зональности. К о б з а р ь К.П., К а й м а к о в А.К., В а н я р х В.З. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Применены эмпирические характеристики: аддитивные и мультипликативные коэффициенты зональности, бинарные отношения, показатели зональности. Показано преимущество применения логарифмического коэффициента зональности при упрощении обработки материала, возможность экспрессного и точного построения карт изолиний и применения различных пересчетов.

Библиогр. 2 назв.

УДК 550.84 (574)

Выбор комплекса поисковых признаков оруденения атасуйского и каратауского типов с помощью ЭВМ. К о ш е л е в В.К. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Правильность выбора комплекса информативных признаков при использовании метода оптимизированной шагово-циклической регрессии и ЭВМ подтверждена исследованием геохимических полей многих химических элементов. Результаты указывают на перспективность и практическую ценность подхода при оценке информативности разнородных признаков и количественном прогнозировании оруденения указанных типов на новых площадях.

Ил. 3. Библиогр. 3 назв.

УДК 550.842

Псевдостатистический метод обработки данных площадных геохимических съемок рудоносных территорий. Ш у р б о р Ю.В., Н а б о р щ и к о в В.П., Р у с а н о в а Г.Л. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

На примере обработки данных площадной геохимической съемки заведомо рудоносной территории решена задача интерпретации совокупности результатов как единого целого, минуя этап выделения геохимических аномалий. Метод способствует созданию автоматизированных и автоматических систем интерпретации данных геохимических поисков в полном объеме.

Библиогр. 1 назв.

УДК 550.84

О полигенности геохимического поля. С к у б л о в Г.Т. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Методика изложена на модельном примере для региональных, средне-крупномасштабных и детальных геохимических исследований. Выявление причин полигенности, разработка методов изучения полигенных геохимических полей, их свойства могут практически использоваться для решения прогнозно-геохимических задач.

Ил. 2. Табл. 2. Библиогр. 5 назв.

УДК 550.849.085.75

Отрицательные геохимические аномалии и их роль при поисках и прогнозной оценке гидротермальных рудных месторождений. Г о л ь д б е р г И.С., В о р о н и н Д.В. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Образование отрицательных аномалий рассматривается как значительное геологическое явление, которое может быть использовано для поисков и прогнозной оценки месторождений. Высказана гипотеза об электрохимическом механизме выноса элементов и приведены экспериментальные материалы.

Табл. 2 Библиогр. 7 назв.

УДК 550.84.09:553.063 (571.54/55)

Геохимическая зональность пегматитового поля Адун-Челона (Восточное Забайкалье) и критерии геохимической оценки пегматитов на цветные камни. Г р е б е щ н и к о в а В.И., Т р о ш и н Ю.П. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Рассмотрена возможность нахождения на площади массива новых пегматитовых тел с цветными камнями. По установленным геохимическим критериям проведена разбраковка пегматитов массива: из 180 известных пегматитовых тел выделено 40 жил, перспективных на поиски цветных камней.

Ил. 2. Табл. 5.

УДК 550.84:553.41

Минералого-геохимическая зональность золото-серебряных месторождений и критерии их оценки (Северное Приохотье). Г у н д о б и н Г.М., К р а в ц о в а Р.Г. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Зональное распределение рудных элементов в ореолах согласуется с метасоматической зональностью. Распределение Au, Ag и сопутствующих элементов в околорудных ореолах обусловлено меняющимися условиями кислотности—щелочности и окислительного потенциала системы.

Ил. 3. Табл. 1. Библиогр. 15 назв.

УДК 550.84:553.411

Геолого-геохимические закономерности формирования рудного поля кварцевой золото-углеродистой формации и поисковые критерии. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Стадия углеродистого метасоматоза – важнейшее подготовительное звено в процессе формирования месторождений золота в дислоцированных терригенных породах, определяющее также широкое развитие геохимических аномалий многих мантийных металлов. Вывод имеет общий характер для углеродистых пород региональных глубинных разломов.

Табл. 2.

УДК 550.84:551.72 (574.2)

Особенности геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых в докембрийском блоке Северного Казахстана. Козловский Г.М., Абишев В.М., Кобзарь А.П., Рафаилович М.С. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Эффективность геохимических работ повышена в результате совершенствования литохимического опробования коренных пород и руд, применения гидрогеохимических и биогеохимических методов поисков.

Табл. 3.

УДК 550.84:553.44.078 (574.5)

Геохимическая типизация свинцово-цинковых стратиформных проявлений Коксуйского рудного района (УзССР) как основа их поисков и оценки. Левин Я.С., Безделига Н.Я. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

На основании минералого-геохимического анализа в районе выделены свинцово-цинковая и редкометалльно-полиметаллическая рудные формации. Рассчитаны конкретные коэффициенты зональности, контрастности и интенсивности для каждого выделенного типа стратиформных свинцово-цинковых проявлений.

Табл. 1. Библиогр. 6 назв.

УДК 550.842:553.44.078 (575)

Литолого-геохимические поисковые признаки стратиформного свинцово-цинкового оруденения в Чаткало-Кураминском регионе, Левин Я.С., Плещенко И.В., Титова А.П., Хейфец Д.Н., Белоусова И.В. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

В качестве поискового признака при разбуровке аномальных участков предложено использовать характер корреляционной зависимости, в качестве косвенного элемента-индикатора – стронций. Создан геохимический эталон для свинцово-цинковых объектов стратиформного типа.

Библиогр. 6 назв.

УДК (553.492:551.733):549.5:550.84 (574.41)

Минералого-геохимические критерии поисков палеозойских бокситов (на примере Северо-Восточного Казахстана). Мурзалиев А.Г. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

В пределах региона выявлено новое проявление бокситов. Метод следует применять с учетом факторов, влияющих на процесс бокситообразования. Изучение нерастворимого остатка известняков помогает установить их потенциальную бокситоносность, восстановить палеогеографическую обстановку и осветить особенности рифтогенного карбонатакопления.

Ил. 3. Табл. 2. Библиогр. 2 назв.

УДК 550.84:553.078 (479.22)

Геохимический анализ некоторых типов металлогенических зон в связи с поисками рудных месторождений (на примере Грузии). П а н ц у л а я В.В., С у д о в Б.А. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Проведенное с помощью рационального комплекса геохимических методов сравнение изученных структурно-металлогенических зон показало наличие ряда общих элементов. Выделены специфические для зон элементы, что свидетельствует о разной глубинности и степени дифференциации рудогенерирующих очагов.

Ил. 1. Библиогр. 11 назв.

УДК 550.4 (575):016.3

Пространственно-временные соотношения региональных геохимических зон накопления и полей локальных рудных концентраций в Южном Тянь-Шане. Ш у к и н С.И., К о з ы р е в В.И., М е т и к В.Н. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

При изучении 9 формаций Южного Тянь-Шаня доказана литохалькофильная геохимическая специализация большинства разновозрастных и разнотипных формаций фанерозоя при контрастной дифференциации уровней накопления отдельных групп элементов. Выделены факторы мобилизации рудных компонентов.

Библиогр. 10 назв.

УДК 550.84.094:553.499 (477.61/62)

Результаты изучения и использования геохимических критериев поисков ртутного оруденения в солянокупольных структурах (на примере Славянского рудопоявления в Донбассе). Э д е л ь м а н А.М. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Установлены геохимические критерии поисков ртутного оруденения. Ряд критериев проверен при поисках ртути в центральной и восточной частях Славянского рудопоявления. Начато использование комплекса геохимических критериев при оценке перспективности других участков.

Ил. 2. Библиогр. 16 назв.

УДК 553.261:311.16 (571.56)

Полнота геохимических связей как показатель интенсивности оруденения. С и л и ч е в М.К. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Предложен метод количественной оценки полноты геохимических связей в конкретном сечении рудного тела или его ореола по величине алгебраической суммы парных коэффициентов корреляции матрицы, включающей интересующие элементы. Метод испытан на ряде трех объектов. Результаты испытаний показали пригодность метода в процессе работ различного назначения и масштаба.

Табл. 6. Библиогр. 9 назв.

УДК 553.511'45.068.5

Возможности поисков россыпных месторождений золота и олова методом подвижных форм (МПФ). А н т р о п о в а Л.В., Д о м р а ч е в В.С., К у ж е л ь н а я Т.Ю. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Методом МПФ могут быть обнаружены ореолы глубинных объектов, образованные далекоидущими формами нахождения элементов. Проведены наблюдения методом МПФ на ряде известных россыпей золота и олова. Выделены элементы-индикаторы россыпей золота и олова в фульватно-гуматном комплексе почв.

Ил. 4. Библиогр. 9 назв.

УДК 550.84:[550.812.1:553]

Применение термомагнитного геохимического метода (ТМГМ) при поисках рудных месторождений. В о р о ш и л о в Н.А., В о р о ш и л о в а Л.Н. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Определены возможности и место ТМГМ в комплексе поисковых методов. Изложены результаты применения метода, позволившего расширить перспективы флангов нескольких месторождений; детальные работы привели к открытию новых рудных зон.

Библиогр. 3 назв.

УДК 550.85:553. 411

Шлихогеохимический метод поисков месторождений золота с использованием винтового шлюза. Л у н е в Б.С., О с о в е ц к и й Б.М. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Для применения шлихогеохимического метода с использованием винтового шлюза предпочтительны территории широкого распространения в рыхлых отложениях весьма мелкого и тонкого золота. Метод наиболее эффективен при поисках погребенных россыпей с мелким золотом и изучении золотосодержащих древних конгломератов.

Библиогр. 6 назв.

УДК 549+550.4 (574.42)

Опыт применения метода подвижных форм (МПФ) на Рудном Алтае. Ж д а н о в а А.А., Н а х т и г а л ь Г.П., Б о р о в и к о в а А.Л., Ж а к с а л ы к о в Т.К., П и л и п е н к о А.М., К а у н В.П. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Установлено, что метод МПФ рационально применять на стадии опережающих региональных работ масштаба 1:50 000 для опоскования территорий, закрытых рыхлыми отложениями, от 10 до 100 м и при поисках полиметаллов, золота и меди на стадии "общие поиски". Метод позволяет конкретизировать прогнозные площади и сократить объемы поискового бурения.

Ил. 3. Библиогр. 6 назв.

УДК 550.3:550.84.093

Безаналоговая интерпретация геофизических данных при оценке геохимических аномалий. С о ч е в а н о в Н.Н., Г о р е л о в Д.А., П о к у с а е в А.В. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Геологическая аномальность строения рудных полей проявляется в нетипичности геофизических аномалий. Предложенная методика может применяться при отсутствии эталонных месторождений и поисках в известных рудных районах новых типов месторождений. Методика успешно апробирована в Центральном Казахстане.

Ил. 2. Библиогр. 12 назв.

УДК [550.84:550.8:528]:550.812.1

Фторометрические методы поисков плавикового шпата и других полезных ископаемых. Ж о в и н с к и й Э.Я. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Описаны лито-, гидро-, десорбционно- и био-фторометрические типы геохимического опробования. Применять методы следует в определенной последовательности. Наиболее целесообразно комплексное применение с учетом специфики каждого метода. Фторометрические методы могут применяться также при поисках месторождений рудно-флюоритовых формаций, установлении зон тектонической активизации.

Ил. 2. Библиогр. 18 назв.

О возможности применения методов поляевой гамма-спектроскопии и осколковой радиографии при поисках золото-серебряных месторождений кварц-сульфидного типа. Сыромятников Н.Г., Трофимова Л.А., Карпухин В.Г., Толмачев И.И. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Проведено радиометрическое изучение двух золото-серебряно-полиметаллических месторождений. Опробованы кварцевые жилы и примыкающие к ним метасоматиты. Сделан вывод об участии радиоэлементов в гидротермальном процессе формирования золотосульфидного оруденения.

Ил. 3. Библиогр. 10 назв.

УДК [549+550.4]:553.493.5 (571.5)

Комплекс минералого-геохимических методов при поисках редкометалльного оруденения в условиях горной тайги. Рихванов Л.П., Домаренко В.А., Поцелуев А.А., Язиков Е.Г., Сарнаев С.И. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Предложен комплекс методов: изучение измененных пород; установление форм распределения и нахождения элементов в породах; выявление уровня накопления и форм нахождения элементов в гидротермальных жильных минералах; исследование ореолов рассеяния элементов; изучение изотопного состава свинца.

Ил. 3. Табл. 3. Библиогр. 12 назв.

УДК 550.84.232:553.24

О влиянии первичного рассеяния радиоактивных элементов в вулканических породах на формирование гамма-спектрометрического поля вблизи проявлений золото-серебряных и серных руд. Пузанков Ю.М. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

На примере некоторых золото-серебряных и серных рудопоявлений Камчатки установлены причины неоднозначности результатов радиогеохимических поисков и различия детальных радиогеохимических исследований, позволяющих охарактеризовать первичный фон радиоактивности и выбрать поисковые критерии.

Ил. 1. Табл. 1. Библиогр. 8 назв.

УДК 550.84.09:546.14'15

Состояние и проблемы развития геохимических поисков рудных месторождений по ореолам йода и брома. Судов Б.А., [Миллер А.Д.], Рычков А.И., Трофимов Н.Н. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Выявлены закономерности строения и размеры первичных ореолов йода и брома, основные формы их нахождения в первичных ореолах. В районах месторождений различного типа установлены также гидрохимические и атмосферические ореолы йода.

Ил. 3. Библиогр. 12 назв.

УДК [550.83:535.824.4]:[550.372+549.3] (470.21)

О возможности определения природы аномалий проводимости методом гистерезисных поляризационных кривых. [Штерн Н.Л.], Ильин Ю.Т., Свешников Г.Б. // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. М.: Наука, 1987.

Исследованы образцы сульфидных минералов и руд, графита, шунгита, магнетита в растворах различной кислотности и удельной электропроводности при различных режимах изменения тока; проведены измерения на моделях рудных тел. Особенности гистерезисных поляризационных кривых использованы для разработки метода определения качественной природы геофизических аномалий.

Ил. 1. Библиогр. 4 назв.

3 p. 30 к.

4904