

ПРОБЛЕМЫ  
ПРИКЛАДНОЙ  
ГЕОХИМИИ

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Л. В. Таусон. Теория геохимических полей и геохимические поиски месторождений полезных ископаемых . . . . .	5
Л. Н. Овчинников. Основные закономерности формирования первичных ореолов рудных месторождений (модель процесса) . . . . .	19
Л. Бьёркквист, М. Лумаа. Представление региональных, локальных и остаточных вариаций геохимических данных с помощью методов фильтрации (перевод с англ. Н. Б. Саниной и Л. В. Поморовой). . . . .	25
В. В. Подкарпочкин. Минералого-геохимическая зональность прожилковой и жильной кварц-сульфидной минерализации и использование ее при поисках и разведке месторождений . . . . .	35
С. В. Григорян, Л. Н. Овчинников. Единая геохимическая зональность первичных ореолов сульфидсодержащих гидротермальных месторождений и ее практическое значение . . . . .	46
И. Барнс. Флюиды из мантии и метаморфические флюиды близ вулкана Сент-Хеленс и их связь с рудными отложениями (перевод с англ. Е. А. Чернышевой и Н. Б. Саниной) . . . . .	50
Ю. Г. Щербаков. Относительные коэффициенты концентрации пар элементов в прикладной геохимии . . . . .	53
А. П. Соловов. Интерпретация данных при литохимических поисках . . . . .	58
А. И. Перельман, Н. С. Касяков, Н. А. Кулешова. Палеогеохимия ландшафтов и поиски рудных месторождений . . . . .	67
В. И. Гончаров. Геолого-геохимическая модель эндогенного рудообразования для вулканогенных поясов . . . . .	72
Г. Б. Жилинский, В. П. Кислицына, И. Б. Караваев. О конвекционном массопереносе в замкнутых гидротермальных системах с градиентом температур и критериях прогнозной оценки рудных месторождений (по экспериментальным данным) . . . . .	79
Л. Д. Зорина, В. А. Романов, Н. Б. Санина, Л. Д. Андрулайтис. Эндогенные аномальные поля и потоки рассеяния в купольных структурах . . . . .	83
Б. И. Бурдэ. Состояние и направление развития теоретических и методических основ геохимической съемки по первичным ореолам . . . . .	89
Е. А. Кулиш. Геохимические основы поисков метаморфогенных месторождений в докембрийских комплексах . . . . .	94
Г. М. Гундобин. Вопросы зональности окolorудных ореолов и аномальных полей площадного типа . . . . .	99
А. Готовсурэн. Определение уровня эрозионного среза цинковых месторождений Восточной Монголии . . . . .	106
В. А. Бугров, Н. П. Вадва, К. К. Мишра. Геохимические поиски рудных месторождений на территории штата Мадхья Прадеш, Индия . . . . .	108
И. Чалагович, Е. Дудич. Состояние геохимических поисковых работ, проводимых Венгерским геологическим институтом в Венгрии (перевод с англ. Е. А. Чернышевой и Н. Б. Саниной) . . . . .	115
И. Ч. Шобанов. Практическое значение геохимических поисков . . . . .	118
О. Гэрал, . . . . .	121
Л. М. Бабуров. Геохимическая съемка по первичным ореолам . . . . .	125
В. Дик. Геохимические поиски в условиях Саниной и . . . . .	131
С. Б. Браун. Геохимические поиски в условиях Жилинского, . . . . .	139
Е. И. Воронин. Геохимические поиски в условиях . . . . .	142
Ф. В. Суходолский. Геохимические поиски в условиях . . . . .	147
В. Цветков. Геохимические поиски в условиях осадков . . . . .	152
С. В. Лопатин. Геохимические поиски в условиях . . . . .	156
П. Д. Малый. Геохимические поиски в условиях микрограммального . . . . .	161
И. Д. Андрулайтис. Геохимические поиски в условиях . . . . .	161

МЕЖДУНАРОДНАЯ АССОЦИАЦИЯ  
ГЕОХИМИИ И КОСМОХИМИИ

(МАГК)

РАБОЧАЯ ГРУППА  
ПО ПОИСКОВОЙ ГЕОХИМИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ  
им. академика А. П. ВИНОГРАДОВА

# ПРОБЛЕМЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ

Материалы Второго международного симпозиума  
«Методы прикладной геохимии»

4015



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск · 1983



**Проблемы прикладной геохимии (Материалы Второго международного симпозиума «Методы прикладной геохимии»).**— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматриваются теоретические аспекты геохимических методов поисков и их прикладное значение. Обсуждаются вопросы теории эндогенных и экзогенных геохимических полей, основных закономерностей формирования первичных и вторичных ореолов и их зональности, вопросы связи месторождений с мантийными флюидами, уровни накопления элементов в земной коре и их использование при геохимических поисках. Характеризуются различные геохимические методы поисков и освещаются результаты использования их на практике. Рассматривается проблема аналитических стандартов и методов.

Книга предназначена для геологов, геохимиков и специалистов по рудным месторождениям.

Редакционная коллегия:

канд. геол.-мин. наук *Г. М. Гундобин*, канд. геол.-мин. наук *Л. Д. Зорина* (зам. отв. редактора), канд. геол.-мин. наук *П. В. Коваль*, д-р геол.-мин. наук *В. В. Поликарпочкин*.

Ответственный редактор акад. *Л. В. Таусон*

**ПРОБЛЕМЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ  
МАТЕРИАЛЫ ВТОРОГО МЕЖДУНАРОДНОГО СИМПОЗИУМА  
«МЕТОДЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ»**

Ответственный редактор *Лев Владимирович Таусон*

Утверждено к печати Институтом геохимии  
им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР

Редактор издательства *З. Д. Роскина*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Художник *Н. А. Пискун*  
Технический редактор *А. В. Семкова*  
Корректор *В. М. Полозова*

ИБ № 23319

Сдано в набор 30.07.82. Подписано к печати 25.03.83. МН-07520. Формат 70×108 1/16. Бумага типографская. № 3. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 14,7. Усл. кр.-отт. 15,2. Уч.-изд. л. 18,3. Тираж 1250 экз. Заказ № 274. Цена 2р. 70к.

Издательство «Наука». Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблемы обеспечения человечества минеральным сырьем, сохранения чистоты биосферы и максимального ее использования уже давно привлекают всеобщее внимание. Эти «горячие» вопросы современности являются предметом исследований прикладной геохимии, чем и определяется все возрастающее ее значение.

Сокращение числа обнажающихся на земной поверхности месторождений полезных ископаемых и необходимость их поиска в глубинах земли требуют коренного изменения технологии геологического поиска и широкого применения геохимических методов. Опыт показывает, что это экономически более выгодно по сравнению с традиционными геологическими и геофизическими. Вместе с тем их использование позволяет значительно ускорить поиски месторождений.

В последние десятилетия развитию геохимических методов поисков уделяется большое внимание. Особенно интенсивно они разрабатываются и внедряются в практику геологоразведочных работ в Советском Союзе, Франции, Канаде, США, ФРГ, Финляндии, Чехословакии и других странах. Вполне понятен интерес к ним и в развивающихся государствах, где они интенсивно используются в проектах программы развития ООН.

В составе Международной Ассоциации геохимии и космохимии (МАГК) функционирует Рабочая группа по поисковой геохимии. Первоначально она проводила международные семинары (школы) «ГеохимЮНЕСКО» для геохимиков развивающихся стран. Организаторы этих семинаров — Геологическая служба Чехословакии и ЮНЕСКО. В 1979 г. Рабочая группа по поисковой геохимии МАГК совместно с Геологической службой ЧССР подготовила Первый международный симпозиум по прикладной геохимии в г. Остраве. Осенью 1981 г. Институтом геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР и Рабочей группой по поисковой геохимии МАГК проведен Второй международный симпозиум по прикладной геохимии в г. Иркутске.

В симпозиуме приняли участие 260 специалистов из 18 стран. Помимо проблем поисковой геохимии обсуждался вопрос о гидрогеохимических методах прогноза землетрясений, что имеет самостоятельное научное и практическое значение.

Возрастание роли поисковой геохимии в практической геологии требует интенсивной разработки теоретических основ геохимических методов поисков и автоматизации обработки массовой геохимической информации с помощью современной вычислительной техники, поэтому на Втором симпозиуме при обсуждении проблем поисковой геохимии предпочтение отдано следующим главным темам:

- геохимическим поискам по первичным ореолам;
- геохимическим поискам в областях докембрийской консолидации;
- гидрогеохимическим методам поисков рудных месторождений;
- обработке геохимической информации с помощью ЭВМ.

Доклады, представленные на симпозиуме, дали возможность оценить современное состояние геохимических методов поисков и результаты их

применения в последние годы. Материалы симпозиума будут опубликованы в серии тематических сборников.

В настоящий сборник «Проблемы прикладной геохимии» включены статьи, посвященные общим вопросам теории геохимических поисков, а также применению геохимических методов в отдельных странах (Индии, Венгрии, Канаде, Монголии, Болгарии) и в отдельных районах Советского Союза.

Авторы статей о проблемах геохимических методов поисков рассматривают следующие главные вопросы поисковой геохимии: теорию рудообразования и условия формирования эндогенных геохимических полей концентрирования как основу дальнейшего прогресса геохимических поисков по первичным ореолам; методы количественной оценки и прогнозирования оруденения по геохимическим данным; особенности структуры, состава и строения первичных ореолов рудных месторождений различного генезиса; общие проблемы проведения геохимических поисков в областях распространения докембрийских пород и докембрийской консолидации, связанные с металлогеническими и геолого-структурными особенностями этих областей; типохимизм минералов как основу для поисков месторождений полезных ископаемых минералого-геохимическими методами.

В некоторых статьях сборника решаются весьма важные методические вопросы установления фоновых концентраций химических элементов при геохимических поисках, использования аналитических стандартов в геохимии, развития атмогеохимических методов поисков и др.

Широкий круг рассматриваемых вопросов подтверждает множественность проблем, разрабатывающихся современной поисковой геохимией. Можно надеяться, что сборник «Проблемы прикладной геохимии» вызовет интерес у широкого круга специалистов, занимающихся поисками месторождений минерального сырья, и будет способствовать дальнейшему развитию геохимических методов — как наиболее эффективных и хорошо зарекомендовавших себя в проблеме поисков, прогноза и оценки полезных ископаемых.

*Л. В. Таусон*

## ТЕОРИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых и проблема обеспечения промышленности минеральным сырьем всегда находились в центре внимания геологической науки.

Во второй половине XX века резко возросла добыча минерального сырья. По существующим подсчетам за послевоенный период из недр земли его извлечено больше, чем за всю предыдущую историю человечества. В экономически освоенных районах геологи вплотную подошли к исчерпанию фонда месторождений полезных ископаемых, обнажающихся на земной поверхности. В этих районах уже реально возникла необходимость перехода практической геологии к поискам месторождений, залегающих на глубине десятков и сотен метров.

Задача поисков глубокозалегающих месторождений неизмеримо труднее, чем поиски месторождений, обнажающихся на земной поверхности, и традиционными геологическими методами не может быть решена. Поэтому вполне естественно, что практическая геология все в большей степени начинает привлекать геохимические и геофизические методы поисков, позволяющие прогнозировать открытие залежей минерального сырья на глубине. Именно сейчас становится особенно ясной справедливость тезиса А. Е. Ферсмана (1940) о том, что поиски минерального сырья, по существу, являются проблемой геохимической.

Геохимические методы поисков впервые начали применяться в России. В 1917 г. акад. Н. С. Курнаков в результате изучения содержания калия в рассолах уральских соляных варниц открыл Верхнекамское месторождение калийных солей и указал на возможность более широкого распространения этих агоруд в Предуралье.

В 1931 г. Н. И. Сафронов для расшифровки геофизических аномалий на полиметаллических месторождениях Рудного Алтая начал изучение рыхлых отложений с целью определения в них содержаний различных металлов. Этими работами были заложены понятие о вторичных ореолах рассеяния элементов вблизи рудных месторождений и основы металлометрической съемки, получившие дальнейшее развитие в работе Н. И. Сафронова «К вопросу об ореолах рассеяния месторождений полезных ископаемых и их использования при поисках и разведке», опубликованной в журнале «Проблемы советской геологии» (1936 г.).

В 1936 г. А. А. Сауков установил существование широких ореолов рассеяния ртути в коренных породах, вмещающих ртутные месторождения, и предположил возможность образования этих ореолов в результате миграции этого металла в газообразном состоянии.

Особое значение для разработки теоретических основ и перспектив дальнейшего развития геохимических методов поисков имела монография А. Е. Ферсмана «Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых», вышедшая в 1940 г. В ней А. Е. Ферсман обобщил накопленный опыт первого этапа и обосновал перспективы дальнейшего развития геохимических методов поисков.

В послевоенные годы наиболее широко начала применяться металлотрическая съемка. Особенно интенсивно она проводилась в Казахстане, где под руководством А. П. Соловова работал крупный коллектив геохимиков-поисковиков. В результате этих работ была доказана высокая эффективность этого метода.

Как весьма эффективный геохимический метод поисков месторождений полезных ископаемых металлотрическая съемка получила широкое признание и с 1955 г. стала у нас в стране обязательным элементом при всех геологосъемочных, поисковых и разведочных работах любых масштабов. В результате по всей стране стало ежегодно отбираться более 10 млн. металлотрических проб. Впоследствии для методического руководства этими работами и обобщения накопленного материала во всех территориальных геологических управлениях страны были организованы специальные геохимические партии.

Среди литохимических ореолов рассеяния кроме ранее известных диффузионных (открытых) В. В. Поликарпочкиным были выделены дефлюкционные (закрытые) ореолы. Эти ореолы отличаются слоеобразной формой, сильно вытянутостью вниз по склону и залеганием в толще рыхлых отложений на некоторой глубине от земной поверхности. В связи с этим дефлюкционные ореолы часто развиваются как закрытые. С практической точки зрения важно, что такие ореолы часто не обнаруживаются обычной металлотрической съемкой, что снижает ее эффективность. Эти ореолы характерны для залесенных районов, в то время как диффузионные характерны для степных территорий. Для залесенных районов В. В. Поликарпочкин предложил использование метода поисков по потокам рассеяния с опробованием донных отложений рек. Этот метод геохимических поисков, разработанный еще в 50-х годах Д. С. Уэббом (Англия), Х. Е. Хоцсом (США) и Р. В. Бойлом (Канада), оказалась более эффективной и экономичной по сравнению с металлотрической и получил широкое распространение в геологических управлениях Сибири и Дальнего Востока. Особенно успешно метод поисков по потокам рассеяния применяется при поисках месторождений полезных ископаемых на территории Бурятской АССР.

Основой литогеохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния (металлотрическая съемка) является нахождение на поверхности земли участков с повышенными концентрациями рудных и редких элементов в рыхлых отложениях, образовавшихся в результате механического разрушения коренных месторождений. В известной мере то же относится и к поискам по потокам рассеяния, хотя здесь определенную роль начинает играть и миграция химических элементов из разрушающихся месторождений в растворенной форме. С середины 30-х гг. начал развиваться биогеохимический метод поисков. Его теоретическая основа заложена В. И. Вернадским и А. П. Виноградовым, а впервые практически применили Н. Брундин (Швеция), Д. П. Малюга и С. М. Ткалич (СССР). В развитии гидрогеохимических методов поисков рудных месторождений важную роль сыграли исследования А. А. Бродского и П. А. Удодова (СССР).

В настоящее время в Советском Союзе основной объем геохимических работ в геологической службе приходится на металлотрическую и поиски по потокам рассеяния. В значительно меньшей степени применяются биогеохимический, гидрогеохимический и атмогеохимический методы. Все они основываются на отыскании участков повышенных концентраций рудных элементов в почвах, донных отложениях рек, водах, воздухе и растениях, возникающих благодаря разрушению коренных месторождений. Широкое использование геохимических методов поисков, основанных на регистрации повышенных концентраций рудных элементов в почвах, водах, растениях и воздухе, возникающих вследствие разрушения месторождений полезных ископаемых, характерно и для других стран, применяющих геохимические методы. Иными словами, в современной поисковой геохимии используются методы, направленные на поиски и оконтур-

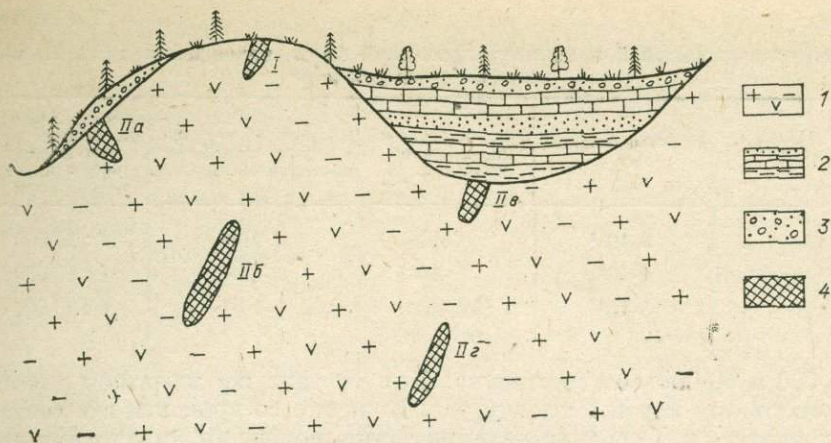


Рис. 1. Геологическая позиция рудных залежей.

1 — дорудные вмещающие породы; 2 — послерудные осадочные породы; 3 — рыхлые отложения склонов; 4 — рудные залежи: I — открытые, II — глубокозалегающие (IIa — прикрытые, IIб — слепые, IIв — погребенные, IIг — слепые погребенные).

ривание геохимических полей концентрирования, возникших в результате гипергенных \* процессов.

А. Е. Ферсман (1940, с. 174) обратил внимание на широкое развитие геохимических полей концентрирования, образующихся в результате эндогенных процессов. Он отмечал, что «максимальная концентрация вещества наблюдается лишь в определенных участках, тогда как вокруг самого месторождения мы наблюдаем ореолы первичного рассеяния».

Принимая во внимание отмечавшуюся выше тенденцию снижения фонда легкооткрываемых месторождений, обнаруживающихся на земной поверхности, и необходимость разработки технологии поисков глубокозалегающих месторождений, представляется совершенно необходимым уделить особое внимание условиям нахождения эндогенных рудных залежей и принципам их поисков.

Расположение эндогенных рудных залежей в земной коре может быть представлено в следующем виде (рис. 1).

По геологической позиции рудных залежей можно предполагать, что ближайшими объектами открытия месторождений полезных ископаемых должны стать залежи, обнаруживающиеся на поверхности коренных пород, но прикрытые чехлом рыхлых отложений. Поэтому преимущественное использование в практической геологии геохимических методов, основанных на отыскании гипергенных полей концентрирования, является вполне закономерным. Однако это не исключает необходимости разработки технологии геохимических поисков слепых и погребенных залежей, которые, вероятно, станут основным объектом поисков в XXI в.

Естественно, что решение стоящих перед поисковой и разведочной геохимией задач возможно только при условии создания ее теоретических основ, базирующихся на знании законов рассеяния и концентрирования атомов химических элементов в земной коре, и значительно более широкого использования законов концентрирования вещества при эндогенных процессах. Как указывал В. И. Вернадский (1927), рассеяние элементов получило в нашем веке совершенно неожиданное значение, не только явилось обычным явлением, но должно считаться характерным свойством вещества нашей планеты.

Это преобладание рассеяния вещества в земной коре может быть показано даже на примере таких распространенных металлов, как железо и медь, не говоря уже о редких металлах (табл. 1). Как видно, даже у железа и меди в состоянии концентрирования находится всего один атом

\* Термин «гипергенез» используется в трактовке А. Е. Ферсмана, как процесс поверхностного изменения пород и минералов в коре выветривания и биосфере.

Соотношение рассеянной и концентрированной форм нахождения железа, меди и тантала в земной коре

Металл	Мировые запасы, т.	Среднее содержание в земной коре, вес. %	Количество металла в первом километре материковой коры, т	Соотношение мировых запасов металла и его количества в первом километре материковой коры
Железо	$8 \cdot 10^{11}$	5	$2 \cdot 10^{16}$	1 : 25 000
Медь	$4 \cdot 10^8$	$5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{13}$	1 : 50 000
Тантал	$5 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{12}$	1 : 20 000 000

из 25 000 и 50 000 соответственно. Для тантала же масштабы рассеяния возрастают еще почти в тысячу раз. Конечно, со временем эти соотношения уменьшатся. Особенно резкими такие изменения бывают при открытии месторождений-гигантов. Например, недавнее открытие на севере Бразилии гигантского железорудного месторождения Каражас увеличило мировые запасы железа сразу на 6%, а соотношение сконцентрированного и рассеянного железа уменьшило до 1 : 23 000. Величина рассеяния для тантала, по-видимому, определяется тем, что спрос новой техники на этот металл был довольно ограничен и поиски его месторождений не форсировались. Можно полагать, что еще в нашем веке запасы этого металла увеличатся по крайней мере на порядок. Однако даже в этом случае степень его рассеяния будет достигать 1 : 2 000 000.

Вместе с тем в зависимости от распространенности элементов и условий формирования руд существенно меняется интенсивность концентрирования. Если сопоставить среднее содержание железа в земной коре (5%) и среднее его содержание в промышленных рудах (50%), то легко подсчитать, что интенсивность концентрирования этого металла в рудах составит всего 10. А у меди при ее среднем содержании в земной коре в  $5 \cdot 10^{-3}\%$  и минимально-промышленном содержании в рудах в 0,5% степень концентрирования составит уже 100. Наконец, у золота при его среднем содержании в земной коре в  $3 \cdot 10^{-7}\%$  и минимально-промышленном в  $3 \cdot 10^{-4}\%$  степень концентрирования достигнет 1000.

Для большинства цветных и редких металлов степень их концентрирования в средних промышленных рудах по сравнению с фоном рассеяния (средним содержанием в породах континентальной коры) будет колебаться от 100 до 1000. Естественно, что кроме горных пространств, отличающихся интенсивным (100—1000-кратным) концентрированием элементов, в природе более широко развиты пространства со средним (10—100-кратным) и низким (до 10-кратного) уровнями концентрирования. Количество атомов рудных и редких элементов, сконцентрированных в таких пространствах, по-видимому, во много раз превышает их массу, скопившуюся в промышленных залежах.

В целом, в соответствии с приведенными расчетами, можно принять, что в континентальной коре в состоянии концентрирования находится один атом из тысячи рассеянных в горных породах.

При анализе условий распределения концентраций химических элементов в земной коре наиболее целесообразно использовать понятие о геохимическом поле. Впервые оно было предложено А. Е. Ферсманом, который предлагал называть геохимическим полем геохимически однородную область, характеризующуюся пространственным накоплением какой-либо группы или ассоциации элементов.

В этом определении введение слова «накопление» предопределяет то, что рассматриваемое понятие должно относиться к пространствам, в которых происходит концентрирование элементов.

Между тем представляется, что понятие «геохимическое поле» должно охватывать как те горные пространства, в которых наблюдается концентрирование элементов, так и те, в которых концентрирования не наблю-

дается, а характерно первичное рассеяние вещества. Поэтому понятию «геохимическое поле» правильное дать следующее определение: *геохимическим полем называется геологически однородное горное пространство, характеризующееся близкими физико-химическими условиями образования минеральных ассоциаций, имеющих сходные парагенезисы и уровни содержания химических элементов.*

При классификации геохимических полей их необходимо разделить на две большие группы: геохимические поля рассеяния (ГПР) и геохимические поля концентрирования (ГПК). При этом если геохимические поля рассеяния представляют интерес с точки зрения познания закономерностей распределения вещества в земной коре, то геохимические поля концентрирования играют главную роль при установлении закономерностей размещения в континентальной коре месторождений полезных ископаемых и их поисков. По степени концентрирования все ГПК целесообразно разделить на три группы: интенсивного концентрирования (1000—100-кратного), среднего (100—10-кратного) и низкого (до 10-кратного). В этом случае геохимические поля интенсивного концентрирования будут совпадать с контурами промышленных залежей, а поля среднего уровня концентрирования — с областями развития первичных ореолов рассеяния месторождений полезных ископаемых. С точки зрения условий образования все геохимические поля (рассеяния и концентрирования) следует разделить на поля, образованные в результате эндогенных процессов, и поля, сформировавшиеся в результате экзогенных процессов.

Систематика геохимических полей рассеяния должна использовать геохимическую типизацию геологических тел, основывающуюся на принципах их генезиса. С этой точки зрения эндогенные геохимические поля рассеяния следует подразделить на магматогенные и метаморфогенные. Для характеристики магматогенных геохимических полей рассеяния следует использовать представления о геохимическом типе магматических горных пород и морфологическом типе интрузивов [Таусон, 1977]. Под геохимическим типом магматических горных пород понимается группа пород, которые объединяются общностью способа и условий образования, отражающихся в сходстве их химического, редкоэлементного и минерального составов и приуроченности к определенным геодинамическим обстановкам, а также в формировании в сходных геологических условиях рудно-магматических систем, близких по потенциальной рудоносности. Морфологический тип интрузивов характеризует размеры и глубину становления интрузий, что предопределяет условия их дегазации на послемагматическом этапе.

Первым примером геохимической типизации является предложенное В. И. Вернадским еще в 1914 г. подразделение гранитов на «ортитоносные» и «монацитоносные». Этому разделению В. И. Вернадский придавал генетический смысл (1929, с. 36): «Если верно, что одни гранитные массивы содержат редкие земли в виде монацитов, а другие в виде ортитов, то это будет означать, что гранитные магмы содержат различные смеси элементов церового ряда и первично химически различны».

В дальнейшем возможности образования ортито- и монацитоносных гранитов рассмотрены с точки зрения концентрационных соотношений в гранитоидных расплавах кальция и фосфора [Таусон, 1961].

Недавно подобное двучленное разделение гранитоидов предложено Б. М. Чепшелом и А. И. Уайтом [Chappell, White, 1974], выделившими граниты *I* и *S* типа. По их представлениям «ортитоносные» граниты *I* (igneous) типа должны рассматриваться как результат дифференциации глубинных магм, а «монацитоносные» граниты *S* (sedimentary) типа — как продукт палингенного плавления осадочных толщ.

Однако изучение геохимии редких элементов в гранитоидах уже давно показало, что такое подразделение гранитоидов совершенно недостаточно.

Как известно, в настоящее время большинство исследователей признает возможность образования гранитов тремя различными путями. Ос-

Редкоземельная характеристика лейкократовых гранитов различных геохимических типов

Комплексы	Геохимический тип гранитов	SiO <sub>2</sub>	Na	K	F	Li	Rb	Sr	Ba	Редкометалльный индекс $1000 \times \frac{F}{\left(\frac{Sr+Ba}{Li+Rb}\right)}$
		вес. %				усл. ед.	г/т			
Протерозойские аляскинские граниты Алдана	Ультраметаморфические	72,49	2,3	5,4	0,015	0,7	156	360	2940	134
Фаза дополнительных интрузий кыринского комплекса, Вост. Забайкалье	Палингенные известково-щелочного ряда	74,37	2,8	3,9	0,03	4,2	185	50	310	5,3
Харалгинский комплекс, Вост. Забайкалье	Плюмазитовые редкометалльные лейкограниты	74,02	2,8	4,1	0,28	7,2	360	90	260	0,3
Онгониты МНР и Забайкалья	Li—Fфацция плюмазитовых лейкогранитов	71,96	2,9	3,8	0,61	55,0	980	17	44	0,0006
Плагнограниты майнского комплекса, Зап. Саян	Плагнограниты толеитового ряда	73,16	3,1	0,5	0,015	0,2	3,9	187	169	407
Риолиты латитового комплекса, Вост. Забайкалье	Граниты латитового ряда	73,11	2,4	3,9	0,03	0,3	185	280	1060	20,5

новная масса гранитоидов, особенно в фанерозое, невидимому, образовалась в результате палингенного плавления вещества континентальной коры. Меньшая их часть, распространенная преимущественно в подвижных поясах, могла образоваться в результате дифференциации магм основного и среднего составов. Наконец, часть гранитоидов, вероятно, очень значительная, на ранних этапах геологической истории Земли могла возникнуть в результате ультраметаморфизма и гранитизации пород кристаллического основания континентальной коры.

Количественные исследования по геохимии редких элементов в гранитоидах показали, что в пределах этих крупных генетических групп, образующихся в разных геодинамических обстановках, палингенные гранитоиды, так же как и граниты, являющиеся производными базальтоидных магм, могут весьма значительно различаться по уровням содержания редких элементов, особенностям образования и металлогении. Это определило возможность и необходимость более детальной геохимической типизации гранитоидов.

В первой геохимической классификации гранитоидов нами было выделено девять типов: толеитового, андезитового и латитового рядов, агпайтовые редкометалльные, палингенные известково-щелочные, плюмазитовые редкометалльные, щелочные и щелочные редкометалльные, а также ультраметаморфические [Таусон, 1977].

Наибольшая изменчивость концентраций в гранитоидах различных геохимических типов характерна для редких элементов и особенно для лития, рубидия, стронция и бария. Контрастность редкометалльных составов гранитоидов различных геохимических типов особенно видна на примере лейкократовых гранитов (табл. 2). Как видно, в пределах этой сходной по минералогическим и петрохимическим признакам группы гранитов колебания значения редкометалльного индекса  $\frac{1000}{F} \left( \frac{Sr+Ba}{Li+Rb} \right)$  дости-

гают почти 70 тыс. раз. Представляется, что столь большие различия могут быть достаточно убедительным доказательством целесообразности геохимической типизации изверженных горных пород.

Одновременно они убедительно показывают, что в геохимических полях рассеяния можно наблюдать высокие уровни содержаний редких элементов, не имеющих никакого отношения к накоплению в постмагматических процессах и формированию геохимических полей концентрирования. В ряду гранитоидов выделяются, например, плагиограниты толеитового ряда, содержащие 0,2 усл. ед. лития и 4 г/т рубидия, и онгониты (LiF фация плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов) с 55,0 усл. ед. лития и 980 г/т рубидия и т. д. Однако и плагиограниты толеитового ряда, и онгониты являются типичными магматогенными геохимическими полями рассеяния, хотя содержания лития и рубидия в них резко различаются.

Весьма важные факторы для характеристики магматогенных геохимических полей рассеяния — морфология интрузий и наблюдаемый уровень их эрозионного среза.

Важнейшими морфологическими параметрами являются размеры интрузий и глубина их становления. С этой точки зрения выделяются четыре главных типа интрузивов: абиссальные батолиты, сформировавшиеся на глубинах 12—20 км, мезоабиссальные батолиты — перемещенные интрузии, кристаллизовавшиеся на глубинах 6—12 км, гипабиссальные интрузии, кристаллизовавшиеся на глубинах 3—6 км, субвулканические интрузии, промежуточные очаги которых располагались на глубинах до 1—3 км. Разные размеры и глубина кристаллизации этих магматических очагов предопределяли различную интенсивность и направленность процессов эманационной дифференциации, а на поздние и постмагматических этапах — масштабы и стадийность их дегазации, а также формирование магматогенных геохимических полей концентрирования.

Наконец, последним параметром, весьма важным для характеристики магматогенных полей рассеяния, является эрозионный уровень вскрытия интрузий. Особенно это важно для гипабиссальных и субвулканических интрузий, насыщенных летучими. В одних случаях для них характерны двухкамерные схемы кристаллизации с обогащением верхней камерой редкими элементами, а в других — многократное увеличение концентраций многих редких элементов в апикальных частях интрузий.

Определение геохимического типа гранитоидов, морфологического типа интрузии и уровня ее эрозионного среза позволяет дать характеристику концентрационных уровней редких элементов, ограничиваясь анализами единичных образцов гранитоидов из изучаемого интрузива. Например, констатация того, что изучаемый массив относится к гипабиссальной интрузии плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов, вскрытой эрозией в своей апикальной части, вполне достаточна для описания магматогенного поля рассеяния, характеризующегося повышенными уровнями концентраций рубидия, олова, вольфрама и др.

Кроме геохимических типов гранитоидов в дальнейшем был выделен геохимический тип базальтоидов [Таусон, 1979]. Для этого типа магматических горных пород оказалось целесообразным выделять типы геохимических серий. Их основные, средние и кислые члены обладают сходными уровнями концентраций многих редких элементов и особенно рубидия, стронция и бария.

Породы четырех выделенных геохимических типов базальтоидных серий (толеитовая, щелочно-базальтовая, андезитовая и латитовая) весьма существенно различаются по величине редкометалльного индекса базальтоидов:

Серия	$\frac{K}{1000} \left( \frac{Ba + Sr}{Ni + Cr} \right)$
Толеитовая	3
Щелочно-базальтовая	20
Андезитовая	120
Латитовая	610

Каждая из выделенных геохимических серий базальтоидов развита во вполне определенных геодинамических обстановках и характеризуется собственным уровнем концентрации летучих компонентов. Например, породами толейтовой серии сложена основная масса океанической коры. Кроме того, породы этой серии развиты на континентальных склонах океанических желобов и в океанических и континентальных рифтогенных структурах.

Породы латитовой серии развиты в тыловых (континентальных) частях зон Бенъофа — Заварицкого, а также во внутриконтинентальных подвижных зонах. По компонентному составу эта серия известна как шонитовая, хотя по распространенности в ней явно преобладают разности среднего состава — латиты. Во внутриконтинентальных подвижных зонах базальтоиды этого геохимического типа образуют крупные вулканокупольные структуры с широким развитием эффузивных, интрузивных и дайковых пород различной основности. Благодаря насыщенности летучими компонентами ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $Cl$ ,  $S$ ,  $F$ ,  $B$  и др.) породы этой серии обладают высокой потенциальной рудоносностью. Гипабиссальные интрузии латитового состава образуют крупные, долгоживущие рудно-магматические системы, характеризующиеся широким набором магматогенных геохимических полей концентрирования. Во многих районах мира к этим латитовым рудно-магматическим системам приурочены многочисленные рудные месторождения, иногда гигантских размеров (Клаймакс, Потоси и др.).

Естественно, что наряду с магматогенными геохимическими полями рассеяния следует различать и эндогенные геохимические поля рассеяния осадочно-метаморфического генезиса.

В целом выделение геохимических полей рассеяния дает возможность более строгого анализа условий рассеяния вещества в процессах петрогенезиса, предопределяет возможность более корректного выделения фоновых концентраций элементов и создает петролого-геохимические основы регионального и локального металлогенического анализа.

Среди эндогенных геохимических полей концентрирования, по-видимому, можно различать поля, связанные с магматическими очагами (магматогенные), деятельностью интрателлурических эманаций (интрателлурические) и вадозо-термальных растворов (гидротермально-метаморфогенные).

При анализе условий формирования магматогенных геохимических полей концентрирования необходимо иметь в виду, что длительность и многоэтапность развития поздних и постмагматических процессов дегазации магм предопределяет множественность и полихронность образования геохимических полей концентрирования в пределах долгоживущих рудно-магматических систем.

Многоэтапность процессов дегазации особенно характерна для гипабиссальных и субвулканических интрузий, с которыми генетически связывается большая часть эндогенных рудных месторождений. Имеющиеся в настоящее время данные по абсолютной геохронологии развития рудно-магматических систем показывают, что от момента внедрения гипабиссальных интрузий на глубину 5—6 км до их полной кристаллизации, дегазации и остывания проходит несколько десятков миллионов лет.

В основу классификации магматогенных геохимических полей концентрирования должен быть положен принцип стадийности процессов дегазации продуктивных интрузий. С этой точки зрения магматогенные поля концентрирования целесообразно подразделить на три группы: магматического, пневматолитового и гидротермального этапов.

Среди геохимических полей концентрирования (ГПК) магматического этапа можно наметить следующие их главные типы: 1) ГПК в ашикальных частях интрузий, образованные в результате эманационного привноса рудных и редких элементов при становлении и кристаллизации интрузий; 2) ГПК, образующиеся при процессах ликвации магм; 3) эманационные ореолы интрузий во вмещающих породах; 4) минерализованные брек-

чированные зоны; 5) поля эманационного предрудного привноса в ослабленные проницаемые зоны; 6) зоны предрудных метасоматитов во вмещающих породах.

Геохимические поля концентрирования в апикальных частях интрузий образуются на позднемагматическом этапе, в предкристаллизационный период и в начале кристаллизации гипабиссальных, субвулканических и в меньшей мере мезоабиссальных интрузий гранитоидных магм тех геохимических типов, которым свойствен высокий уровень содержания летучих компонентов ( $H_2O$ , F, Cl и др.). На этих этапах развития магматического процесса летучие компоненты магм и связанные с ними рудные и редкие элементы устремляются в апикальные части интрузий, образуя здесь поля концентрирования ряда рудных и редких элементов (рубидий, олово, вольфрам, тантал, ниобий и др.). По сравнению с глубинными частями интрузий концентрации рудных и редких элементов в их апикальных частях могут увеличиваться в 2—5 раз, а иногда и значительно больше. Одновременно в этих полях в 10—15 раз возрастают дисперсии концентраций элементов. В прошлом высокие концентрации рудных и редких элементов в полях такого происхождения принимались как доказательство металлогенической специализации магм, под которой подразумевалась первоначальная обогащенность магматических расплавов теми рудными элементами, месторождения которых пространственно и генетически связаны с такими интрузиями.

Важным практическим следствием возникновения подобных ГПК в апикальных частях интрузий является возможность образования на них и вокруг них россыпей. По-видимому, именно за счет олова в геохимических полях концентрирования в апикальных частях гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов образовались гигантские россыпи касситерита в Юго-Восточной Азии, из которых добывается основная масса олова в мире.

Геохимические поля концентрирования, образующиеся при процессах ликвации магм, хорошо известны в связи с интрузиями основных и ультраосновных изверженных горных пород. Среди них наиболее известна формация медно-никелевых сульфидных руд, месторождения которой являются основным источником никеля.

Весьма вероятно ликвационная природа некоторых контрастных ассоциаций, которые могут отличаться высокими концентрациями ряда редких элементов (цирконий, гафний, тантал, ниобий, редкие земли, рубидий и др.). Возможность подобного способа концентрирования ниобия и тантала недавно была показана экспериментально [Иванов и др., 1981].

Эманационные ореолы интрузий во вмещающих породах обычно образуются в связи с гипабиссальными гранитоидными интрузиями, отличающимися высоким уровнем концентрации летучих. Концентрации рудных и редких элементов в таких ГПК обычно превышают фоновые всего в 2—3 раза при увеличении дисперсии в 10—15 раз. Эманационные ореолы обычно имеют площадной характер, часто повторяя подземный контур интрузий, хотя в некоторых случаях они значительно шире благодаря привносу во вмещающие толщи вещества, отделяющегося от интрузии еще на этапе ее подъема. Для этого типа ГПК характерны повышенные концентрации фтора, олова, лития и в меньшей степени цезия, свинца и ртути.

Эманационные ореолы интрузий могут быть использованы для определения размещения куполов в кровле глубокозалегающих гипабиссальных интрузий. Как известно, именно к купольным участкам таких интрузий бывают приурочены экзо- и эндогрейзены с промышленными залежами олова, вольфрама и других редких металлов.

Значительный практический интерес представляют ГПК типа минерализованных брекчий, обычно образующиеся в связи с гипабиссальными и субвулканическими интрузивами. Чаще всего эти ГПК бывают связаны с крупными вулкано-купольными кольцевыми структурами, в пределах которых могут образовываться протяженные радиальные и концентрические

зоны, а также трубообразные тела в местах пересечения таких зон. Иногда с такими минерализованными зонами могут быть связаны значительные массы сконцентрированного вещества. В этих случаях подобные ГПК могут представлять промышленный интерес, особенно при возможности их открытой разработки. Редкоземельный состав минерализованных брекчий, по-видимому, зависит от геохимического типа интрузий, этапа дегазации кристаллизующегося расплава и характера последующих постмагматических процессов. В полях предрудного эманационного привноса в ослабленных проницаемых зонах не наблюдается сколько-нибудь заметных метасоматических изменений развитых в них горных пород, но отчетливо наблюдается повышение содержаний и особенно дисперсий концентраций ряда рудных элементов [Таусон и др., 1971].

Зоны предрудных метасоматитов — весьма важный тип магматогенных геохимических полей концентрации. Характерными примерами таких метасоматитов являются наблюдающиеся во многих районах обширные поля предрудных вторичных кварцитов, биотитов и т. д. Биотититы, например, были описаны в Приморье [Размахнин, 1973], где в полях оловорудных месторождений надинтрузивные мезозойские флишеидные песчано-сланцевые толщи претерпевают интенсивные дорудные метасоматические изменения. Они выражаются прежде всего в образовании микролитового биотита и характеризуются значительным привносом калия, серы, фтора, бора, олова и халькофильных элементов. В новообразованных биотитах накапливается значительное количество редких и рудных элементов, в частности, олово и фтор. Выше биотититов развиваются зоны пропилитов и березитов. Во многих случаях эти предрудные метасоматиты могут быть важным источником рудного вещества для промышленных залежей.

Геохимические поля концентрации, возникающие на постмагматических этапах истории рудоносных интрузий, могут образовываться многократно. Это определяется не только многоэтапностью развития постмагматических процессов, но и возможностью существования в потенциально рудоносных интрузивах нескольких очагов кристаллизации, в которых возможна разновременная генерация рудоносных эманаций.

Рассматривая проблемы развития поздней и постмагматических процессов в пределах крупных рудно-магматических систем, необходимо иметь в виду три важных обстоятельства.

Во-первых, такие системы, имея диаметр кольцевой структуры 30—40 км и магматический очаг (гипабиссальную интрузию) на глубине 5—6 км, обычно развиваются в течение десятков миллионов лет.

Во-вторых, происходящее в этой системе нагревание вмещающих горных пород и их тепловое разуплотнение приводит к значительному увеличению проницаемости. Как недавно показано [Зарайский, Балашов, 1981], нагревание многих магматических пород до 500°C увеличивает их проницаемость до 4—5 порядков. Например, в граните у исходного образца проницаемость составляет  $1,5 \cdot 10^{-6}$  мд, а при нагревании до 500°C она увеличивается до  $1,4 \cdot 10^{-1}$  мд. У оливникового базальта она соответственно возрастает от  $1,5 \cdot 10^{-2}$  до  $3 \cdot 10^3$  мд. Естественно, что такое тепловое разуплотнение вмещающих толщ может сделать любые плотные породы легко проницаемыми для парогазовых эманаций и гидротермальных растворов. Возможность теплового разуплотнения пород в крупных рудно-магматических системах предопределяет формирование в их пределах кольцевых купольных структур большого диаметра.

В-третьих, при анализе геохимической истории рудно-магматических систем нужно иметь в виду, что в противоположность рудным и редким элементам, только в небольшой части удаляющимся из магматического очага, летучие (вода, углекислота, хлор, фтор, бор, сера), имеющие низкую растворимость в силикатных расплавах, при кристаллизации почти полностью удаляются из них. При этом отделение летучих от магматических расплавов, начинаясь еще при подъеме магм, продолжается при становлении интрузий, их кристаллизации и остывании. В зависимости

от состояния магматической системы, особенно на этапе ее кристаллизации и остывания, изменяются соотношения и формы нахождения летучих компонентов, что в конечном итоге предопределяет соотношения и формы переноса рудных и редких элементов, транспортируемых эманациями.

Возникающие в рудно-магматических системах геохимические поля концентрирования можно подразделить на две группы — поля пневматолитового и гидротермального этапов.

Условия формирования полей концентрирования пневматолитового этапа во многом сходны с особенностями образования эманационных ореолов интрузий. От последних их отличают меньшие размеры, приуроченность к купольным выступам в кровле интрузий, большая степень концентрирования рудных и некоторых редких элементов и достаточно тесная связь с полями интенсивного (промышленного) высокотемпературного рудного концентрирования (грейзены, скарны, высокотемпературные гидротермалиты). Наиболее важны в промышленном отношении геохимические поля концентрирования пневматолитового этапа, связанные с купольными участками гипабиссальных интрузий плюмазитовых редкометальных лейкогранитов, залегающих на глубине 1,5—3 км. Примеры таких интрузий хорошо известны во Франции (Центральный французский массив), Чехословакии и ГДР (Рудные горы), в МНР и Советском Союзе (Дауро-Хэнтэйский свод Монголо-Охотского пояса) и т. д. Пример геохимического поля концентрирования пневматолитового этапа приводился нами ранее [Tauson, 1979]. Процесс формирования геохимических полей концентрирования гидротермального этапа представляется весьма сложным и многостадийным.

Рассматривая процесс рудообразования в единстве трех его частей — гидротермального изменения вмещающих пород и привноса в них рудных и редких элементов (ореолы рудного поля), образования рудной залежки и формирования ореолов рудных тел — следует иметь в виду, что основные рудные компоненты в рудных телах и ореолах по количеству вполне сопоставимы, а рудных элементов-примесей в ореолах значительно больше, чем в рудных телах. Большое значение имеет и то обстоятельство, что объем ореольного пространства и синрудного гидротермального изменения пород во много раз превышает объем рудных залежек. По подсчетам Л. Н. Овчинникова (1974), на одном из медноколчеданных месторождений «объем только богатой части ореола в 360 раз превышает объем рудных тел». При этом из общего количества основных рудных компонентов, осажденных при рудоотложении и ореолообразовании, на долю рудных тел приходится (%): меди — 53, цинка — 35, свинца — 10 и кобальта — 1,6. Оставшееся количество этих металлов было рассеяно в ореольном пространстве.

Схему развития геохимических полей концентрирования при одноэтапном образовании рудной залежки можно представить на примере среднеглубинного золоторудного месторождения (рис. 2). Первичные ореолы рудных тел месторождений этого типа отличаются простотой состава и высокими коэффициентами контрастности концентраций входящих в него элементов. В составе ореола рудного тела, совпадающего с зоной окварцевания, максимальной контрастностью концентраций обладают золото, мышьяк, серебро и ртуть. У других рудных элементов этого ореола (свинец, цинк и др.) коэффициенты контрастности колеблются от 3 до 10 и в состав ореола не включены.

Ореол рудного поля, включающий горные пространства гидротермально измененных пород (серицитизация, хлоритизация и карбонатизация), отличается большим разнообразием, но меньшей контрастностью концентраций ореолообразующих элементов. С зонами серицитизации связаны низкоконтрастные ореолы As, W, Mo, Cu, Pb, Zn и др., а с зонами хлоритизации и особенно карбонатизации — Hg, Mn и Li. При этом состав карбонатов закономерно изменяется по мере удаления от рудных тел. Вблизи жил они представлены в основном железо-магнезиальными, а на периферии марганцево-кальциевыми разностями.

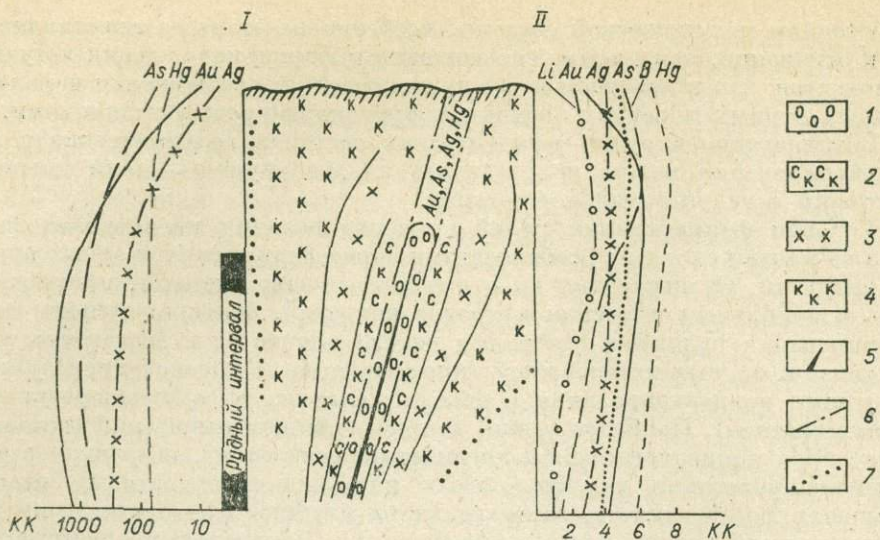


Рис. 2. Схема строения рудного поля среднеглубинного золоторудного месторождения.

I — ореол рудного тела, II — ореол рудного поля.

Зоны: 1 — окварцевания, 2 — серицитизации, 3 — хлоритизации, 4 — карбонатизации; 5 — рудное тело; 6 — граница ореола рудного тела; 7 — граница ореола рудного поля.

КК — коэффициент контрастности.

Для образования геохимических полей концентрирования гидротермального этапа и сопряженных с ними гидротермально измененных вмещающих пород решающими факторами, очевидно, будут: а) состав рудородного раствора, определяемый характером источника гидротермальных растворов, температурным уровнем его вскрытия и эволюцией при движении до «рабочей зоны» (по терминологии Г. Л. Пospelova, 1973), б) размеры «рабочей зоны» метасоматических преобразований, рудоотложений и ореолообразования, а также скорость и длительность циркуляции гидротермальных растворов в ней.

О составе гидротермальных растворов в настоящее время нет единого мнения, хотя большинство исследователей признают изменчивость состава рудоносных растворов в зависимости от характера их источника, температурного уровня вскрытия источника растворов и их эволюции на пути к зоне рудоотложения.

Особое внимание к температурному уровню вскрытия источников гидротермальных растворов определяется тем, что по имеющимся данным [Рябчиков, 1974] высокотемпературные растворы (с температурами выше 250°C) должны рассматриваться как молекулярные растворы, в которых важнейшими агентами переноса рудных элементов выступают щелочно-галогенидные и щелочно-оксигалогенидные соединения. При температурах ниже 250°C CO<sub>2</sub> переходит в гидрокарбонатный ион, а H<sub>2</sub>S — в гидросульфидный. В связи с этими ионами расширяются миграционные способности меди, мышьяка, свинца, цинка, серебра, золота, сурьмы, ртути и т. д.

Анализируя редкоэлементный состав первичных ореолов рудных тел, необходимо иметь в виду, что в процессе рудоотложения, как и в процессе образования первичных ореолов рудных тел, обычно участвует ограниченное число рудных элементов. Для рудных тел эту ограниченность уже давно отметил С. С. Смирнов (1955, с. 137), отметивший, что «в подавляющем большинстве случаев при разведке и эксплуатации месторождений в глубину и по простиранию мы, как правило, остаемся в пределах одной зоны эммонсовского ряда».

Рассматривая первичные ореолы рудных тел как шлейф процесса рудоотложения, нетрудно убедиться, что в надрудном ореоле участвует тоже ограниченное число элементов, среди которых главную роль обычно

Рис. 3. Схема размещения геохимических полей концентрации в рудной зоне полиметаллического месторождения.

Геохимические поля концентрации: 1 — колчеданной стадии, 2 — полиметаллической стадии, 3 — сульфосолевой стадии, 4 — рудное тело.

играет элемент, давший ниже геохимическое поле интенсивного концентрирования (промышленную залежь). В ореоле рудного тела уровень концентраций этого элемента снижается (забалансовые руды), хотя контрастность концентраций остается высокой ( $> 100$ ). Наряду с ведущим элементом в первичном ореоле рудного тела наблюдается концентрирование еще 2—3 элементов с коэффициентами концентрирования около 100. Например, в жильных вольфрамитовых месторождениях в первичном ореоле рудных тел наблюдаются не только высококонтрастные ореолы вольфрама, но также висмута, цинка и серебра. В золоторудных месторождениях малосульфидного типа в ореолах рудных тел наивысшие контрастности концентраций кроме золота показывают мышьяк, ртуть и серебро, а в месторождениях сульфидно-касситеритового типа — олово, свинец, цинк и серебро.

Нередко в пределах крупных рудных узлов и отдельных месторождений процессы рудоотложения и гидротермального преобразования пород развиваются в несколько этапов или стадий. Естественно, что образующиеся при этом геохимические поля концентрирования имеют сложные взаимоотношения.

Л. Д. Зориной с соавторами (1981) в пределах одной из вулкано-купольных структур выделены следующие типы геохимических полей концентрирования:

Редкометалльный ( $W_{147}Cu_{117}Au_{104}Sn_{31}Mo_{20}Ag_{14}$ )\*

Турмалиновый ( $B_{35}Au_{35}B_7$ )

Колчеданный ( $Au_{415}Bi_{130}As_{70}Ag_{54}Cu_{92}$ )

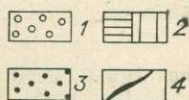
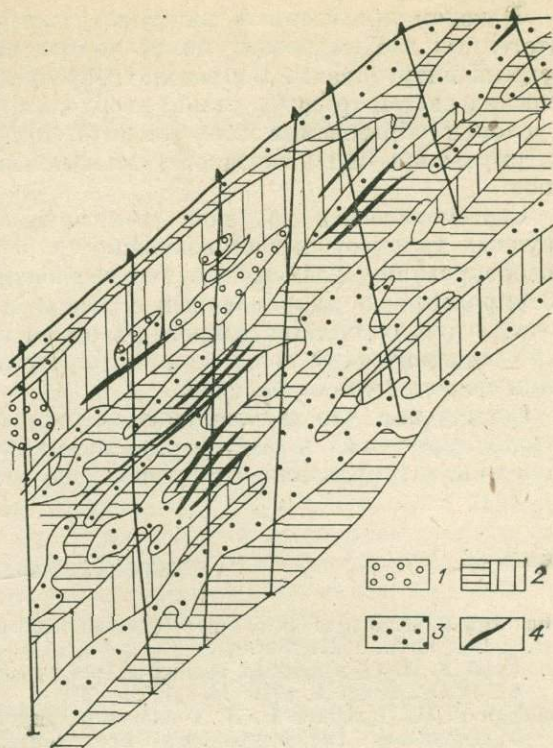
Полиметаллический ( $Pb_{1300}Ag_{730}Au_{280}Zn_{43}Hg_{19}$ )

Сульфосолевый ( $Ag_{1380}Pb_{340}Au_{130}Hg_{42}Sb_{34}Zn_{12}$ )

Ртутно-барит-антимонитовый ( $Ag_{320}Hg_{200}Sb_{150}Pb_{140}Ba_{25}Zn_{19}$ ).

Соотношение полиметаллических тел с геохимическими полями концентрирования, образованными в гидротермальных метасоматитах на колчеданной, полиметаллической и сульфосолевой стадиях рудного процесса, приведено на рис. 3. Расчет геохимических полей концентрирования был выполнен методом многомерных полей. Как видно на приведенном рисунке, рудные залежи тяготеют к геохимическим полям концентрирования полиметаллической стадии. Вместе с тем здесь же получили достаточно широкое развитие геохимические поля концентрирования сульфосолевой стадии, характеризующиеся высоким коэффициентом концентрирования серебра.

\* Здесь и далее для каждого элемента дается коэффициент концентрирования: отношение его концентрации в геохимическом поле к фону.



В целом приведенный материал указывает на множественность магматогенных геохимических полей концентрирования, связанных с рудоносными интрузивами. В пределах образуемых последними рудно-магматических систем (рудных узлов) необходимо изучение структуры, состава и условий образования всех магматогенных геохимических полей концентрирования магматического, пневматолитового и гидротермального типов.

Систематическое изучение геохимических полей концентрирования в рудных узлах открывает возможности разработки методов локального прогнозирования размещения геохимических полей интенсивного концентрирования и направленных поисков и разведки рудных залежей. Вместе с тем теория геохимических полей показывает, что значительное число геохимических полей концентрирования не может служить критериями поиска рудных залежей.

Естественно, что изучение условий образования, структуры и состава интрателлурических и гидротермально-метаморфогенных геохимических полей концентрирования этих типов еще только начинается.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Вернадский В. И. О рассеянии химических элементов. Отчет о деятельности АН СССР за 1926 г. Л., 1927. 15 с.
- Вернадский В. И. Об элементах редких земель в массивных горных породах — Докл. АН СССР, серия А, 1929, № 2, с. 35—37.
- Зарайский Г. М., Балашов В. Н. Тепловое разуплотнение горных пород как фактор формирования гидротермальных месторождений. — Геология рудных месторождений, 1981, т. 23, № 6, с. 19—35.
- Зорина Л. Д., Санина Н. Б., Андрулайтис Л. Д., Романов В. А. Эндогенные аномальные поля купольных структур. — В кн.: Методы прикладной геохимии. (Тезисы докл. Второго междунар. симпозиума). Ч. I. Иркутск, 1981, с. 40—41.
- Иванов И. П., Маракушев А. А., Римкевич В. С. Экспериментальное исследование области расслоения в системе  $\text{SiO}_2\text{—NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—K}_2\text{SiF}_6$  и распределения Nb и Ta между несмешивающимися расплавами. — В кн.: Исследования структуры магматических расплавов. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1981, с. 21—32.
- Овчинников Л. Н. Механизм формирования первичных геохимических ореолов и рудных тел. — В кн.: Тезисы докладов Совещания по проблеме «Теоретические аспекты миграции элементов-индикаторов рудных месторождений». Ч. I. Ереван, 1974, с. 3—8.
- Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 355 с.
- Размахин Ю. Н. Основные черты геохимии метасоматитов оловоносных полей Сихотэ-Алиня и их металлогеническое значение. — Геохимия, 1973, № 4, с. 570—577.
- Рябчиков И. Д. Физико-химический анализ условий отделения рудоносных растворов от гранитных магм. — В кн.: Тезисы докладов Совещания по проблеме «Источники рудного вещества эндогенных месторождений». М.: Наука, 1974, с. 165—177.
- Сафронов Н. И. К вопросу об «ореолах рассеяния» месторождений полезных ископаемых и их использовании при поисках и разведке. — Проблемы советской геологии, 1936, т. 6, № 4, с. 302—322.
- Смирнов С. С. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 248 с.
- Тauson Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 230 с.
- Тauson Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
- Тauson Л. В. Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1979. 36 с.
- Тauson Л. В., Петровская С. Г., Санин Б. П. Эндогенные ореолы рассеяния молибдена, меди, свинца и цинка в Шахтаминском рудном поле. — В кн.: Ореолы рассеяния месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1971, с. 5—18.
- Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 446 с.
- Chappell В. М., White А. У. R. Two contrasting granite types. — Pacific Geology, 1974, N 8, p. 173—174.
- Tauson L. V. Scientific bases of geochemical prospecting methods for deep-seating ore deposits. — In: Methods of Geochemical Prospecting. Praha: UJ, 1979, p. 16—22.

**ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ  
ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ***(модель процесса)*

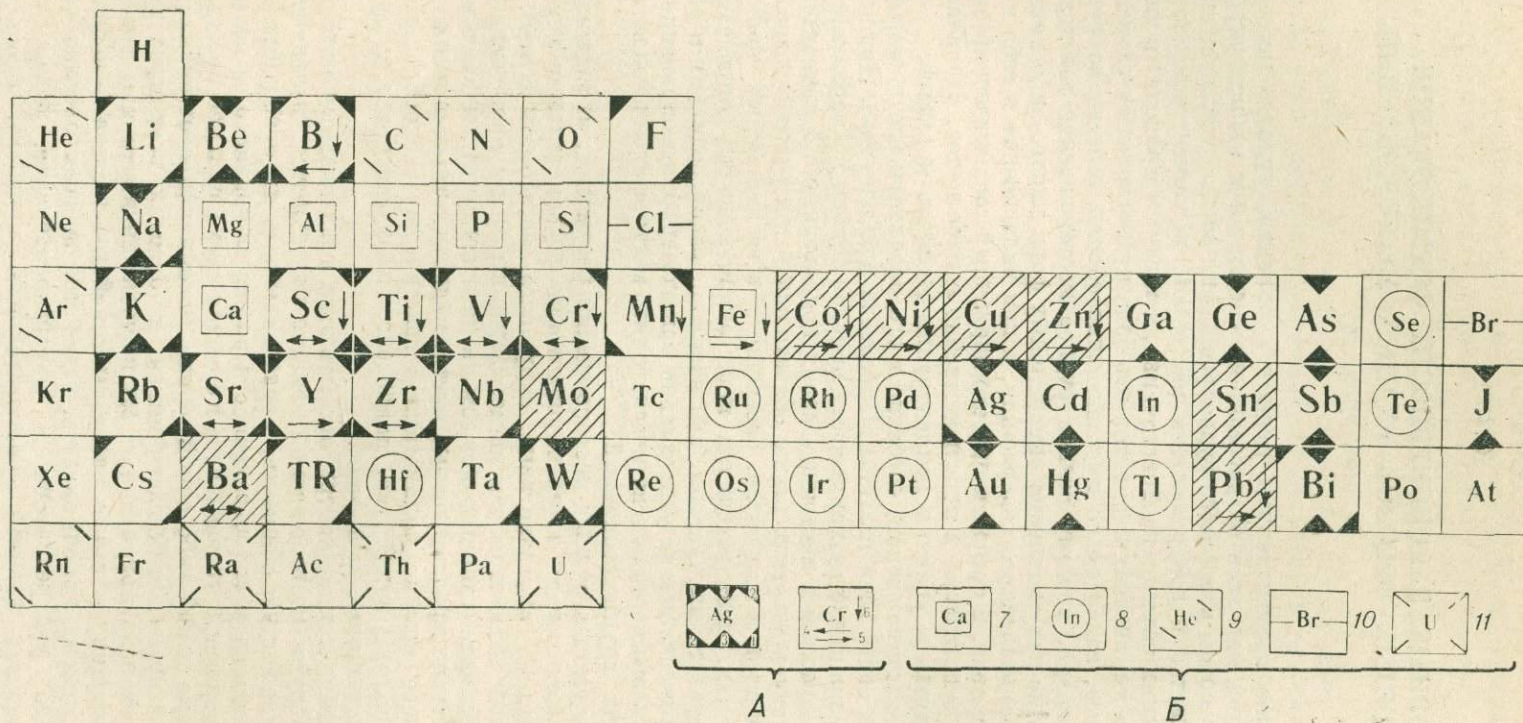
Образование промышленных рудных скоплений, рудного месторождения — переход металлов от рассеянного состояния к концентрированному. В связи с этим в процессе рудообразования всегда участвует значительное количество рудообразующих растворов, которые извлекают металлы из больших объемов первисточника, тем самым приводят в движение множество химических элементов и в зоне рудоотложения затрагивают пространства, значительно превышающие объемы собственно рудных тел. Строго говоря, поэтому всякое рудное месторождение мы должны рассматривать не как скопление минеральных форм какого-либо металла, достигшего промышленного содержания, а как включающее в себя и собственно рудное тело, и окружающий его первичный геохимический ореол, составляющие генетически и пространственно единое целое; различие между ними — лишь в уровнях концентрации главных металлов.

В рудном месторождении, особенно в его ореольной части сосредоточены элементы почти всей таблицы Менделеева (см. рисунок). Достаточно сказать, что в практике геохимических поисков только по первичным литохимическим ореолам в настоящее время используется 38 элементов-индикаторов. Следует добавить также обязательное присутствие газов, петрогенных элементов и элементов, рассеянных в весьма малых количествах и в ореолах, неподдающихся пока аналитическому определению. Ореольные элементы-индикаторы, как известно, распределяются в околорудном пространстве всегда удивительно закономерно, одновременно подразделяясь в зависимости от генетического типа месторождений на несколько генетических групп-ассоциаций.

Среди эндогенных рудных месторождений различают: а) месторождения литофильных металлов (преимущественно редкометалльные пегматитовые, грейзеновые, апогранитовые, скарновые, метасоматические), связанные с кислым магматизмом и метасоматизмом; б) месторождения сидерофильных металлов (главным образом магнетитовые); в) наиболее разнообразно и обширно представленные месторождения халькофильной группы, включающей помимо полиметаллов генетически разнообразные месторождения золота, вольфрама, молибдена, олова, флюорита, и другие, содержащие примесные сульфиды.

Хотя геохимические спектры ореолов этих трех главных геохимико-генетических групп месторождений заметно различаются, нельзя не отметить и определенную общность, универсальность их ореольных ассоциаций. По степени распространенности элементы-индикаторы подразделяются на: сквозные; встречающиеся в ореолах двух групп месторождений; присущие только какой-либо одной группе. Восемь элементов-индикаторов являются сквозными, наблюдающимися в ореолах всех трех групп. Им в первую очередь принадлежит важнейшая индикаторная триада — медь, цинк, свинец, а также элементы семейства железа — кобальт и никель (само железо, кстати сказать, ведет себя во всех ореолах весьма подвижно, его распределение и перераспределение может также использоваться как важный вспомогательный признак), затем сюда относятся олово, молибден и барий.

Семь следующих элементов-индикаторов постоянно присутствуют в ореолах лито- и сидерофильных месторождений. Это — скандий, титан, ванадий, хром, стронций, иттрий, цирконий. Пять других элементов (бериллий, натрий, калий, висмут, вольфрам) — одновременно в ореолах лито- и халькофильных месторождений. Можно утверждать, что



Геохимическая схема первичных ореолов.

А — литохимические элементы-индикаторы (выделены крупным шрифтом, клетки сквозных заштрихованы): 1 — литофильных, 2 — сидерофильных, 3 — халькофильных месторождений; 4—6 — элементы, выносимые из ореолов литофильных (4), сидерофильных (5) и халькофильных (6) месторождений.  
 Б — сопутствующие элементы: 7 — петрогенные, 8 — рассеянные, 9 — газы, 10 — галоиды, 11 — радиоактивные (индикаторы спецметодов).

общность распространения характерна и для остальных элементов, но пока нет возможности использовать их в качестве рабочих индикаторов.

Обязательная дифференциация элементов в ореоле, их закономерное зональное распределение в направлении движения растворов и дает возможность поисков и прогноза соответствующих типов рудных месторождений с привлечением разнообразных коэффициентов и показателей распределения в пространстве относительно предполагаемого рудного тела. Во всех трех группах ореолов по многочисленным фактическим данным устанавливаются как частные, так и общие эмпирические ряды зональности, успешно используемые в поисковой практике. Идя дальше, мы сейчас можем сказать, что наличие группы восьми сквозных элементов-индикаторов дает возможность видеть зональную последовательность распределения элементов не только внутри отдельных геохимико-генетических групп месторождений, но и последовательность их ореольных ассоциаций относительно друг друга в целом, их выстраивание в единый пространственно-генетический ряд. Совершенно закономерно индикаторы-литофилы, связанные с месторождениями более высокотемпературными (или более глубинными) по сравнению с гидротермальными халькофильными, своим рядом предварают ряд халькофилов. Сквозные элементы-индикаторы, типичные для халькофильных месторождений, в ореолах лито- и сидерофильных месторождений соблюдают всегда ту же последовательность, т. е. от тыла к фронту среди них наблюдается та же зональность: олово — молибден — кобальт — никель — медь — цинк — свинец — барий.

Характерной особенностью первичных ореолов всех групп месторождений является не только привнос большого количества химических элементов и их весьма подвижное поведение внутри ореольных зон в зависимости от физико-химических условий формирования месторождений. Многие элементы-индикаторы, устойчиво фиксирующиеся на своем месте в зональном ряду ореола одного типа месторождений, могут легко выноситься и переотлагаться в месторождениях другого типа, преимущественно занимающих более низкие высокотемпературные зоны в единой гидротермальной колонне.

Во всех типах месторождений может наблюдаться, и довольно часто, вынос из ореольных зон вверх элементов семейства железа: титана, ванадия, хрома, скандия. К ним часто присоединяется и само железо с образованием широко распространенных характерных зон осветления. Из ореолов лито- и сидерофильных месторождений могут выноситься также барий, стронций, цирконий; лито- и халькофильных — кобальт, никель, цинк, свинец; халько- и сидерофильных — бор; литофильных — медь; сидерофильных — иттрий. Установлено, таким образом, явление выноса из ореольной зоны 16 элементов. В месторождениях со значительным вертикальным протяжением промышленной рудной зоны или при большой мощности покрывающих рудные тела пород удается наблюдать вторичное отложение выносимых из нижних зон элементов (Гайское и Подольское медноколчеданные месторождения на Урале).

Ореол и рудные залежи месторождений халько- и сидерофильных ассоциаций независимо от их генетического типа и первоисточника растворов и металлов образуются из универсального, стандартного в своей основе рудообразующего раствора в сходных физико-химических условиях, меняющихся в одном и том же диапазоне. При определенном разнообразии компонентов и переносимых металлов основой всякого рудоносного раствора всегда остается газированная вода, в которой осаждающиеся металлы находятся в виде комплексных соединений с очень близкими термодинамическими свойствами при единой стехиометрии. Это дало возможность предложить модель формирования эндогенных месторождений и на ее основе создать методику их геохимических поисков, опирающуюся на единую зональность первичных геохимических ореолов.

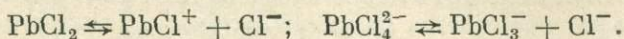
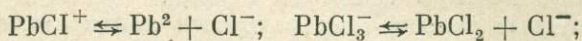
В основе ореолообразования лежит *трещинный метасоматоз*, при котором конвективный перенос вещества по трещинам сочетается со слож-

ным турбулентным движением раствора в пористой среде. Медленно движущийся гидротермальный раствор и трещинно-поровое пространство отложения создают весьма совершенную *хроматографическую систему*, в которой в условиях снижающейся температуры проявляются адсорбция, диффузия, ионный обмен и другие последовательные и параллельные процессы распределительного, фракционирующего, осадительного, гидролизующего, окислительно-восстановительного, комплексообразующего и комплексоразрушающего действия. Конечным, результирующим, свидетельством всех этих процессов является зональность ореолов с закономерной последовательной сменой осажденных соединений металлов в направлении движения растворов от тыла к фронту гидротермальной хроматографической колонны.

Хроматографическое разделение особенно благоприятно для природного рудообразующего раствора с его малыми содержаниями растворенных металлов, так как этим способом достигается их значительное концентрирование в неподвижной фазе при прохождении огромных объемов воды. Хроматография, имеющая конечной целью *разделение* веществ, не представляет собой какое-то особое явление. В это понятие объединяется широкий круг физико-химических процессов распределения, адсорбции, диффузии, ионного обмена. Поскольку процессы рудообразования, впрочем, как и все природные процессы, представляют собой всегда сложный комплекс явлений и их нельзя описать с позиций только какого-либо из них, постольку теория и методы хроматографии, закономерности хроматографических процессов, являющиеся достоянием физической химии, дают наиболее близкое к истине понимание сути этих рудообразующих процессов.

Итак, в зону ореоло- и рудообразования вступает достаточно стандартный, но весьма сложный по составу многокомпонентный рудоносный раствор, содержащий всегда большой набор растворимых соединений металлов, общим количеством не менее первых десятков. Как видно (см. рисунок), только в поисковой практике в качестве индикаторов одновременно используется до 15—20 химических элементов. Сейчас уже совершенно ясно, что отчетливо выраженная тенденция к комплексообразованию в растворах электролитов при повышенных температурах и давлениях указывает на весьма важную роль комплексных соединений в процессах рудообразования, в рудо- и ореолообразующих растворах. Современные представления о составе рудообразующих растворов позволяют отводить особую важную роль *галлоидным* комплексам тяжелых и щелочных металлов.

Металлы таким образом присутствуют в растворе в виде комплексных соединений. Состав раствора усложняется еще и тем, что каждый металл, как правило, представлен в нем не одним, а несколькими, иногда не только одно-, но и полиядерными комплексными соединениями. Так, например, даже для моновалентного свинца в гидротермальном рудообразующем растворе могут существовать как отражение ступенчатой ассоциации — диссоциации только хлоридных четыре комплекса [Хельгесон, 1967]:

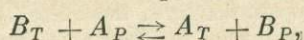


Для поливалентных ионов может находиться несколько ионных форм одного и того же элемента. Некоторые металлы склонны к реакциям комплексообразования с созданием координационных связей с различными координирующими группами.

Комплексообразование в гетерогенных системах типа минерал — раствор оказывает существенное влияние на характер распределения компонентов между твердой и жидкой фазами, удерживая в растворе компоненты, склонные к комплексообразованию, и обедняя ими твердые фазы. Очевидно, что присутствие в растворе комплексных анионов может весьма значительно влиять на эффективные концентрации компонентов и,

следовательно, на константы равновесия обменных реакций между твердыми и жидкими фазами, жидкими фазами внутри раствора. Зависимость константы равновесия обратимой реакции от концентрации комплексообразователя определяется следующим.

Если имеет место ионообменное равновесие компонентов  $A$  и  $B$

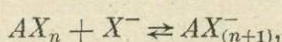
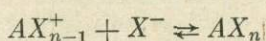
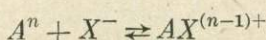


кажущаяся константа этой реакции (при условии, что катионы  $A$  и  $B$  имеют одинаковый заряд) будет равна

$$D_{A-B} = \frac{[C_A]_T \cdot [C_B]_P}{[C_B]_T \cdot [C_A]_P},$$

где  $[C_A]_T$  и  $[C_B]_T$  — концентрации компонентов  $A$  и  $B$  в твердой фазе, а  $[C_A]_P$  и  $[C_B]_P$  — их концентрации в растворе.

Если же катион  $A$ , имеющий заряд  $n$ , образует с анионом  $X^-$  комплексные анионы



то тогда константа устойчивости соответствующих комплексных ионов будет

$$K_1 = \frac{[A^{n+}] \cdot [X^-]}{[AX^{(n-1)-}]}, \quad K_n = \frac{[AX_{n-1}^+] \cdot [X^-]}{[AX_n]}, \quad K = \frac{[AX_n] \cdot [X^-]}{[AX_{n-1}^-]}.$$

В случае катионного обмена произойдет следующее. Комплексные ионы типа  $AX^-$  и выше являются анионами, комплексные анионы  $AX_n$  не заряжены, таким образом, ни те, ни другие не будут участвовать в обмене. Комплексные ионы типа  $AX^{(n-1)+}$  заряжены положительно. Однако по сравнению с простым катионом  $A^{n+}$  они будут иметь более низкий заряд, и их константа обмена будет *меньше*, чем для  $A^{n+}$ . Таким образом, возникновение комплексных ионов будет *уменьшать* концентрацию в растворе катионов, способных к обмену, хотя общая концентрация компонента  $A$  в растворе остается неизменной.

Отсюда важно, что в присутствии комплексообразователя будет наблюдаться относительное обеднение твердой фазы компонентом  $A$ , образующим комплексные ионы с анионом  $X^-$ , *тем большее*, чем *более устойчивы образующиеся комплексы* и чем больше концентрация комплексообразователя. Из этого же следует, что в присутствии комплексообразователя будет наблюдаться относительное обогащение твердой фазы компонентом, не образующим комплексных ионов. А главное — твердая фаза, в первую очередь, будет обогащаться металлами, образующими *наименее устойчивые комплексы*.

В случае, когда два металла и более образуют комплексные ионы, изменение константы равновесия ионообменной реакции будет определяться относительной устойчивостью комплексов каждого из металлов. Поэтому различная устойчивость комплексных ионов разных металлов в растворе будет приводить к изменению их соотношений в осадке, т. е. к четкой временной, а в динамических условиях и зональной последовательности осаднения. При этом будет наблюдаться последовательное относительное обогащение твердой фазы металлами, комплексные ионы которых обладают все большей и большей устойчивостью, начиная с устойчивости *наименьшей*.

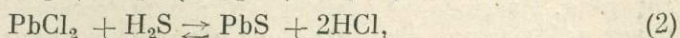
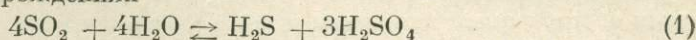
Показателем устойчивости комплексных ионов (с преобладающим ковалентным типом связи) может служить изменение свободной энергии при реакциях комплексообразования, определяемое, в частности, разностью между потенциалом ионизации центрального атома и теплотой гидратации образующегося иона [Яцимирский, 1951]. Зональная последо-

вательность отложения металлов в ореолах и рудных телах во многом совпадает с рядами устойчивости их комплексов, выведенными на основании изменения указанного показателя [Овчинников, 1976]. Выпадают из зонального ряда по показателям устойчивости К. Б. Яцимирского только серебро и висмут. Серебро должно бы садиться рано, а оно выносится в самые верхние части ореолов; висмут, наоборот, должен быть весьма продолжительное время устойчив в растворе, а он высаживается одним из первых. Характерно, что в простейшем эксперименте [Овчинников, 1976] их поведение уже различно: серебро ведет себя в хлоридном растворе в соответствии с природной зональностью, а висмут — с показателем устойчивости комплекса.

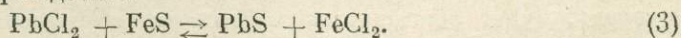
Несовпадение положения в ряду зональности этих металлов с величинами показателей устойчивости, вероятно, обусловлено образованием ими более сложных комплексных соединений и даже возможным участием в виде центральных атомов лигандов. Это в первую очередь свойственно железу [Овчинников, 1980а], широко выносимому из твердой фазы в условиях стабильности основного зонального ряда. Об образовании нескольких комплексов с резко различной устойчивостью в рудообразующем растворе одним и тем же металлом свидетельствует появление в ореолах и рудных телах нескольких широко распространенных минеральных форм этих металлов, обуславливающих различное положение последних в зональном ряду. Так, например, мышьяк, представленный в ореолах арсениопиритом — одним из наиболее трудно растворимых соединений, входит в ассоциации глубоко тыловых элементов-индикаторов, тогда как мышьяк в составе блеклых руд, наоборот, предпочитает далеко надрудную ассоциацию, выпадая в верхах ореольной колонны. Резко разное положение в зональном ряду имеют медь в виде халькопирита и медь той же блеклой руды, станин и касситерит и пр.

Все же можно предполагать, что в своей основе зональность ореолов месторождений халькофильной (и сидерофильной) группы определяется разной устойчивостью хлоридных комплексов, в виде которых переносятся металлы. Осадитель сера (реагирующая в виде сероводорода) в гомогенных месторождениях привносится самим раствором в виде сернистого газа, при достижении критической температуры спонтанно реагирующего с водой с образованием серной кислоты и сероводорода [Овчинников, 1980б]. В гетерогенных месторождениях сера заимствуется из замещаемых протопиритов. Ход процесса можно передать такой системой простейших уравнений:

в гомогенных месторождениях



в гетерогенных месторождениях



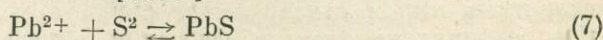
Кажущиеся условия равновесия определяются законом действующих масс

$$K = \frac{[\text{PbS}] \cdot [\text{HCl}]^2}{[\text{PbCl}_2] \cdot [\text{H}_2\text{S}]} \quad (4)$$

Однако обменные реакции могут происходить только в случае наступления момента разрушения соответствующего комплекса, и последовательность отложения должна регулироваться уже реакциями



$$K_2 = \frac{[\text{Pb}^{2+}] \cdot [\text{Cl}^-]}{[\text{PbCl}^+]} \quad (6)$$



$$K_3 = \frac{[\text{Pb}^{2+}] \cdot [\text{S}^{2-}]}{[\text{PbS}]} \quad (8)$$

Осаждение в начале зональной колонки ореола начинается с металла, образующего наиболее труднорастворимые комплексы, заканчивается в верхних головных частях выпадением соединений металлов, находившихся в растворе в виде наиболее устойчивых (наиболее растворимых) комплексов. Константа устойчивости комплекса соответствующего металла (6) строго определяет его место в зональном ряду. Эта зависимость последовательности осаждения настолько сильна, что раствор наряду с привносом извлекает неравновесные металлы по ходу колонки из вмещающих пород и переносит их выше на свое место в ряду. Это происходит не только с элементами внутри известного, выявленного нами с С. В. Григорьяном, зонального ряда: во многих месторождениях ряд продолжается во фронтальной части такими перераспределенными металлами, как железо, марганец, ванадий, хром.

На плотность осадка, длину зоны осаждения индивидуального металла, степень разделения, т. е. на интенсивность ореола, его размеры и внутреннюю структуру, на контрастность зональности оказывают влияние: концентрация осадителя, температура, давление, кислотность — щелочность среды, наличие посторонних ионов, а также изначальная концентрация в растворе самого металла. При близости растворимости комплексов заметное различие в концентрациях соседствующих в ряду металлов может изменить порядок зон. Ореолообразованию соответствует промежуточная (оптимальная) концентрация осадителя: при ее увеличении образуются сплошные руды со смешанным выпадением металлов и мало-контрастной зональностью, при уменьшении — зоны рассеянной минерализации.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Овчинников Л. Н. Механизм формирования первичных геохимических ореолов и рудных тел. — В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976, с. 238—248.
- Овчинников Л. Н. О полигенности скарновых железорудных месторождений. — Геология руд. месторожд., 1980а, № 3, с. 58—73.
- Овчинников Л. Н. Рудообразование с участием серпнистого газа. — В кн.: Металлогения и минеральные месторождения. Доклады сов. геологов к XXVI сессии Международн. геол. конгресса. М., 1980б, с. 107—117.
- Хельгесон Г. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М.: Мир, 1967. 184 с.
- Яцимирский К. Б. К вопросу об изменении свободной энергии и энтропии при реакциях комплексообразования. — Журн. физич. химии, 1951, т. XXV, вып. 2, с. 221—223.

А. БЬЁРКЛУНД, М. ЛУМАА

(Финляндия)

#### ПРЕДСТАВЛЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ, ЛОКАЛЬНЫХ И ОСТАТОЧНЫХ ВАРИАЦИЙ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ С ПОМОЩЬЮ МЕТОДОВ ФИЛЬТРАЦИИ

При геохимических исследованиях особое значение придается порогу аномалии, определяемому как граничное значение между фоновыми вариациями, не являющимися значимыми, и значениями, обусловленными аномально высокими содержаниями в подстилающих породах. Подсчет величины порога аномалии часто производится статистически по частоте распределения содержаний. Критерий значимости обычно берется равным  $\bar{X} + 25$ . Хавкис и Уэбб [Hawkes, Webb, 1962] предлагают использовать два типа порогов: региональный для обширных и локальный для

небольших площадей. Синклер [Sinclair, 1974] указывает на необходимость выделения фоновых и аномальных значений и предлагает использовать для этого графические методы. Он полагает, что эти значения являются критическими и отделяют значимые аномалии от фоновых вариаций, не представляющих интереса.

Определению фоновых содержаний до последнего времени уделялось мало внимания, несмотря на то, что фон имеет первостепенное значение при выделении аномалий. На больших площадях фоновые значения могут варьировать очень широко. Фон зависит не только от первичного состава пород, но и от интенсивности вторичных процессов. По этой причине подчас трудно разделить площадь съемки на отдельные участки с одинаковым фоном для определения локального порога аномалии.

Цель данной работы — показать развитие методов для автоматического вычисления изменений фоновых содержаний в пределах изучаемой площади. Другим аспектом работы является проблема представления локальных аномальных вариаций относительно фона. Построение графиков распределения элементов по профилям показывает, что имеются зоны нормальных фоновых значений, которые можно проследить вдоль этих профилей.

Количество аномальных значений, находящихся выше или ниже фоновой области, варьирует от участка к участку. Для исследования выбран 20-километровый профиль содержаний никеля в вадуновых глинах Северной Финляндии. Он был наиболее сложным из изученных и поэтому наиболее трудным для автоматической обработки. Область фоновых вариаций была оценена визуально. Объективной причиной работы послужило развитие методов вычисления кривой изменения аномальных значений, попадающих в область фоновых вариаций.

Наиболее обычными методами фильтрации для геохимических данных, усредняющими (сглаживающими) результаты, являются методы скользящего среднего и тренд-анализа поверхности. Иногда применяются и более сложные методы типа анализа Фурье. Как указывают Ховарт и др. [Howarth e. a., 1980], применение метода фильтрации в геохимии трудно из-за неравномерного опробования и сильных колебаний содержаний.

Метод скользящего среднего выбран для настоящей работы потому, что математически этот метод легок для понимания, а также он наиболее часто используется для сглаживания геохимических данных. Кроме того, в методе весьма привлекательна возможность выбора размера окна для вычисления и средневзвешенного содержания по направлению к центру окна. Мы полагали, что соответствующее сочетание размера окна, взвешивание и оценка результатов могли бы дать кривую, попадающую в область фоновых вариаций на профиле. В процессе работы разработан новый метод скользящей взвешенной медианы для вычисления фоновой кривой.

### ПРИМЕНЕНИЕ [СКОльзяЩЕГО СРЕДНЕГО]

После применения различных размеров окон различных типов взвешивания, включая экспоненциальную и гиперболическую функции, возрастающие к центру окна, мы заключили, что кривые скользящего среднего должны всегда лежать выше области фоновых вариаций на площадях, где широко распространены аномальные значения. Логарифмирование данных приближает кривую к фоновой, однако во многих местах профиля график достаточно высоко поднимается над фоновым (рис. 1).

Значительное количество аномальных значений явилось причиной того, что кривая проходила над областью фоновых вариаций, поэтому необходимо исключать экстремальные значения. Было вычислено в первом приближении стандартное отклонение внутри каждого окна. Максимальные и минимальные значения внутри каждого окна последовательно

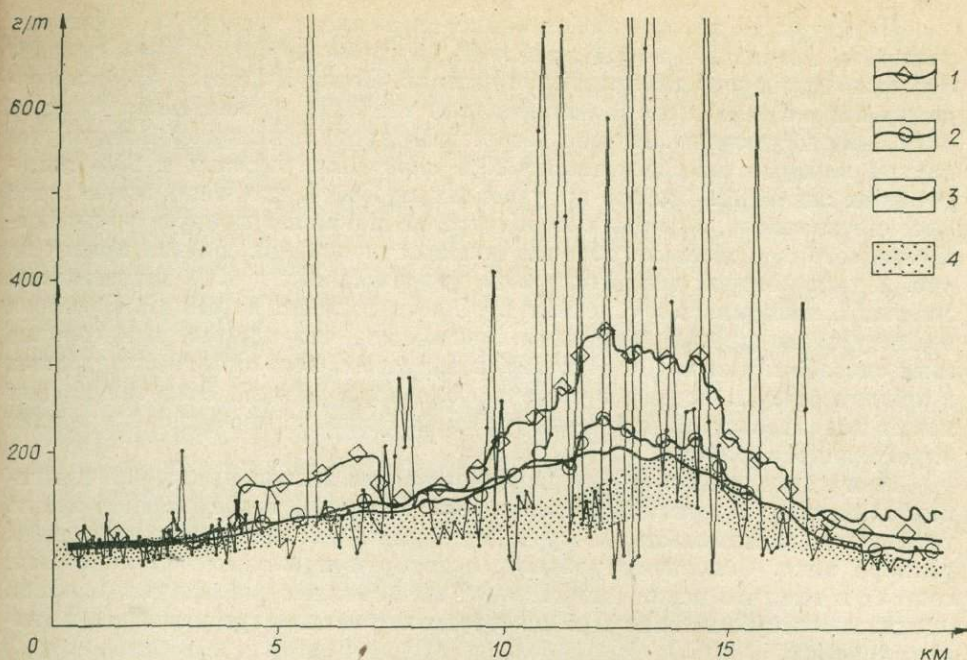


Рис. 1. Графики распределения никеля в валунных глинах Северной Финляндии (г/т). 1—3 — скользящее среднее взвешенное: 1 — по окну 3 км, 2 — по окну 3 км после логарифмического преобразования данных, 3 — по окну 6 км после логарифмического преобразования данных; 4 — фоновые вариации.

исключались для нового вычисления стандартного отклонения, при этом исключены из подсчета также величины, значительно уменьшающие стандартное отклонение. Эта операция повторялась до тех пор, пока стандартное отклонение не достигало истинного значения. Оставшиеся значения были использованы для подсчета среднего.

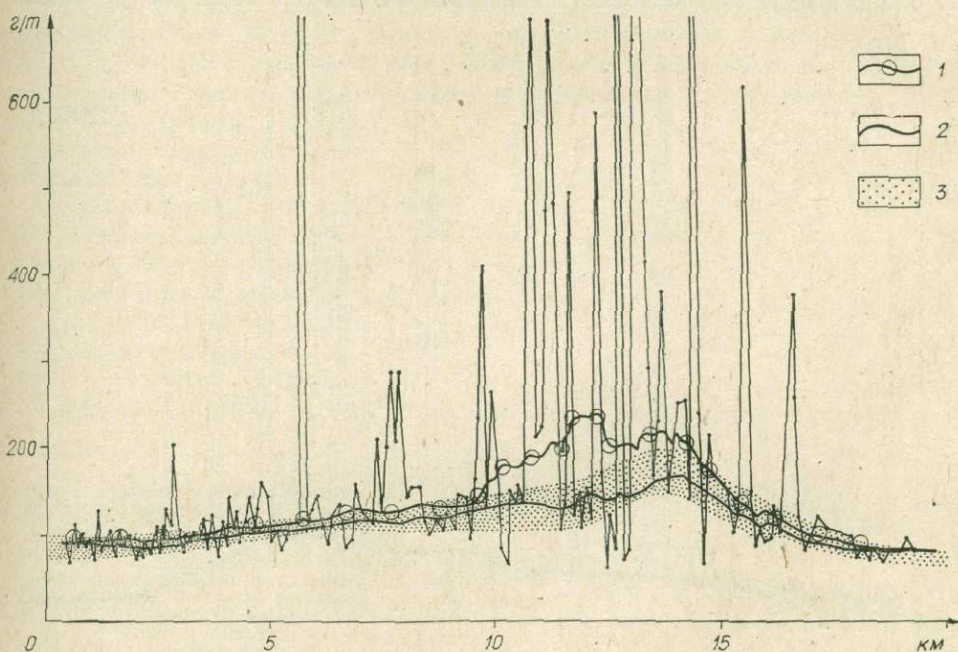


Рис. 2. Графики распределения никеля в валунных глинах Северной Финляндии (г/т). 1, 2 — скользящее среднее взвешенное по окну 3 см: 1 — перед расчетом убрано 20% максимальных и 0% минимальных значений внутри каждого окна, 2 — перед расчетом исключено 40% максимальных и 10% минимальных значений; 3 — фоновые вариации.

Несмотря на то, что эта методика сглаживает кривую на некоторых участках, возникают новые проблемы, которые не могут быть решены. Это было проверено на простых примерах. Перед подсчетом среднего содержания максимальные и минимальные значения из множества каждого окна были исключены. На рис. 2 показана кривая, на которой видно, что внутри каждого окна исключено 20% аномально высоких и 10% минимальных значений. Однако на участках профиля, где часто встречаются высокие значения, подобная процедура не понижает кривую скользящего среднего относительно области фоновых изменений. Другая кривая на рис. 2, для которой исключено 40% максимальных и 10% минимальных значений, находилась в основном в области фоновых вариаций. Проверка процедуры по другим профилям показывает, что кривые, вычисленные этим способом, для подсчета которых использовалось только 50% данных в каждом окне, попадают в область фоновых вариаций. Этот тип кривых может использоваться для оконтуривания фоновых площадей в пределах опробованного района.

При вычислении среднего используется не экспоненциальная или гиперболическая, а линейная зависимость. В случае необходимости можно уменьшить изрезанность и крутизну кривой взвешивания изменением размера окна. Основная проблема, с которой приходится сталкиваться, состоит в том, что исключаемые перед вычислением аномальные значения оцениваются субъективно и в некоторых случаях могут исказить истинную картину.

### ПРИМЕНЕНИЕ СКОльзяЩЕЙ ВЗВЕШЕННОЙ МЕДИАНЫ

Основная проблема применения среднего для оценки главной тенденции в распределении геохимических данных состоит в требовании корреляции распределения результатов. Кривая распределения геохимических данных обычно асимметрична, и подчас не всегда возможно получить удовлетворительную кривую простым преобразованием. Более того, часто наблюдается определенное количество данных, которые «выскакивают» из области вариаций основного множества. Эти отклонения могут сильно

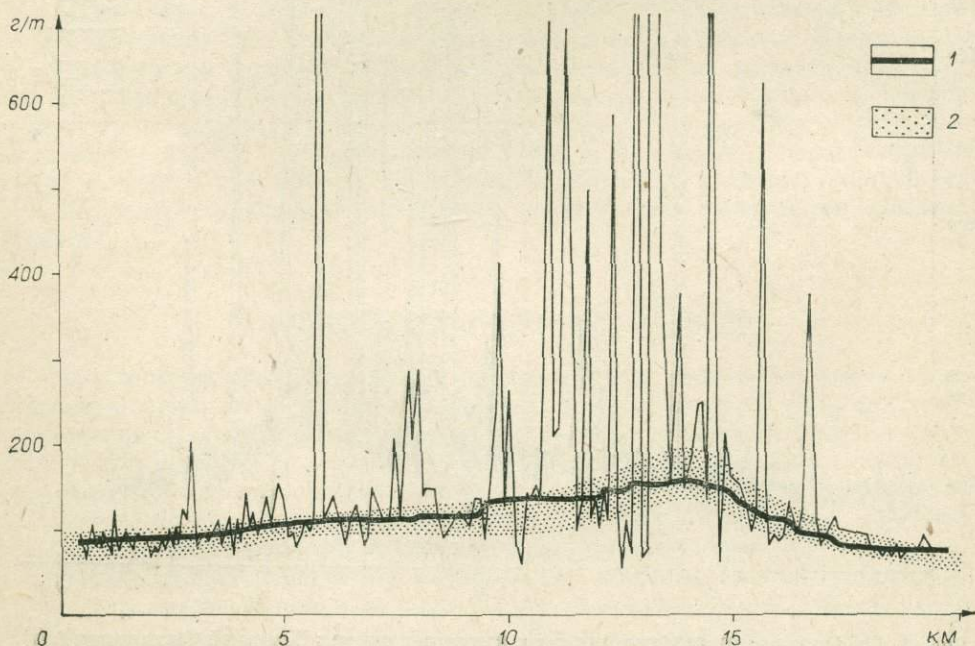


Рис. 3. Графики распределения никеля в валунных глинах Северной Финляндии (г/т). 1 — скользящая средневзвешенная медиана по окну 4 км; 2 — фоновые вариации.

влиять на величину среднего. Медиана, будучи непараметрической величиной, менее чувствительна к экстремальным значениям.

Метод скользящей взвешенной медианы, по мнению авторов, никогда не применялся как метод фильтрации геохимических данных. Он разработан и проверен для вычисления фона. Взвешивание линейно увеличивается к центру окна. Например, взвешивание одного значения на периферии окна и десяти значений в центре выполняется сложением в журнале регистрации одного значения на периферии и десяти значений в центре. Любое значение между центром и периферией окна столько раз записывается, сколько оно встречается на промежутке до центра окна. Медиана подсчитывается для этих новых значений внутри каждого окна. Проверка показывает, что взвешивание должно быть менее крутым, а окно — большим, чем для вычисления среднего с помощью исключенных данных, что описывалось выше. Взвешивание от 1 до 5 данных по профилю, попадающих в изученное окно размером 4 км, дает пологую кривую фона, полностью попадающую в область визуально рассчитанных фоновых вариаций (рис. 3).

### ОСТАТОЧНЫЕ ВАРИАЦИИ

Описанная выше скользящая взвешенная медиана (низкочастотный фильтр) оценивает в пределах изучаемой площади фоновую поверхность распределения данных. С практической точки зрения интерес представляют отклонения от этих фоновых значений. Медиана фона может быть рассчитана центрированием каждого окна в местах пробоотбора. В этом случае различие между истинным значением и медианой можно рассматривать как остаточное (высокочастотный фильтр) в каждой точке и представить в виде карт. Ховарт и др. [Howarth e. a., 1980] описывают сходную высокочастотную фильтрацию, при которой из сглаженных вычитаются несглаженные данные. Если скользящая медиана подсчитывается в каждой ячейке площади, то скорее получаются истинные значения, чем рассчитанные фоновые. В этом случае истинные значения должны интерполироваться в каждой ячейке для каждой подсчитанной медианы. Эта интерполяция может быть выполнена несколькими путями. Можно использовать скользящее среднее с небольшим окном и соответственно крутым взвешиванием. Могут использоваться крайгинг\* и другие методы. Для настоящей работы выбран метод скользящего среднего из-за простоты вычисления.

При вычислении локальных вариаций данных желательно отсеивать случайные помехи, но при этом необходимо оставлять в выборке, насколько это возможно, высокие значения. Большое окно и малая крутизна гра-

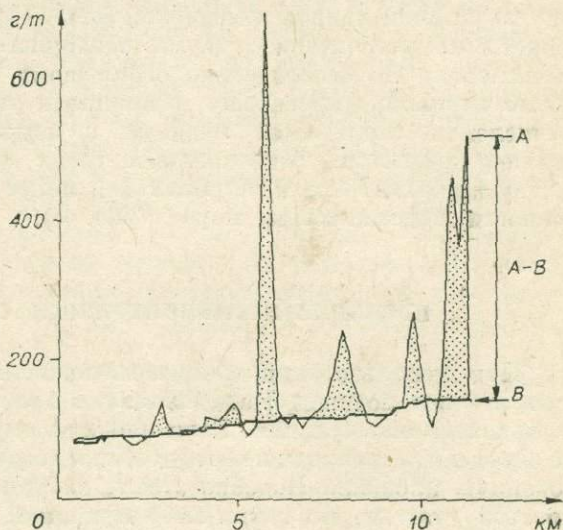


Рис. 4. График распределения никеля в валунных глинах Северной Финляндии (г/т).

Скользящее средневзвешенное (1-5 значений) по окну 0,5 км. Сглаженная кривая скользящей медианы представлена на рис. 3. А — локальное содержание, В — фоновая медиана, А-В — локальное остаточное значение.

\* Крайгинг — метод, разработанный Криге для оценки среднего содержания золота в пределах рудных блоков на рудниках Южной Африки. Термин введен Матероном [Matheron, 1962, 1963]. Прим. ред.

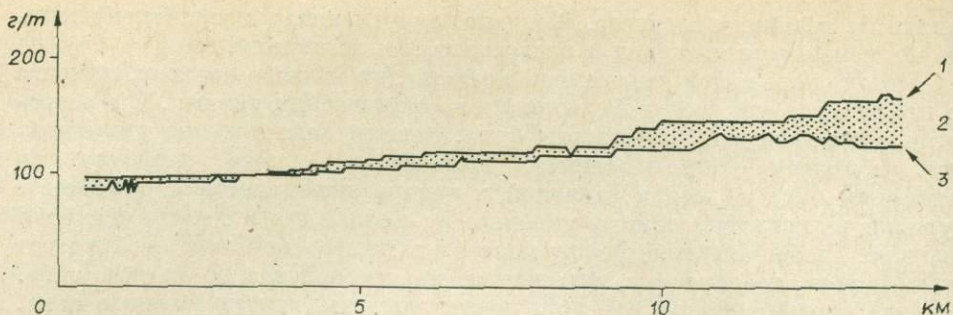


Рис. 5. Сглаженные кривые распределения никеля в валунных глинах Северной Финляндии (г/т).

1 — скользящая взвешенная (1—5 значений) медиана фона по окну 4 км; 2 — фоновые вариации; 3 — скользящая взвешенная (1—5 значений) региональная фоновая медиана по окну 14 км.

фика взвешивания эффективно исключают случайные вариации, но сильно искажают аномалию. Небольшие окна и «крутое» взвешивание сохраняют высокие значения более точно, но не исключают случайных вариаций. Поэтому необходимо оптимально выбрать размеры окна взвешивания. Для рассмотренных данных размер окна 500 м (в среднем 5 точек опробования) и коэффициент взвешивания от 1 до 5 дают кривую, которая исключает случайные вариации достаточно удовлетворительно и в то же время воспроизводит аномальные пики с небольшими изменениями.

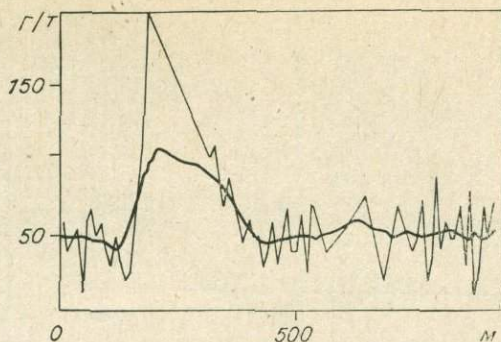
На рис. 4 пологая кривая локальных вариаций представлена вместе с кривой фоновой медианы. Абсолютная разница в содержаниях между двумя этими кривыми называется здесь геохимической остаточной. Ховарт и др. [Howarth e. a., 1980] констатируют, что в некоторых случаях полезно использовать различие между этими двумя низкочастотными фильтрами. В противоположность этому можно вычислить в каждой точке отношение между содержанием локального скользящего среднего и медианой фона. Это отражает интенсивность аномалии относительно фона в каждой точке обчета. Так, например, если значение фона на площади 5 г/т, то аномальное значение в 20 г/т вызывает более сильное отклонение, чем в широко распространенном случае, когда значение фона на площади составляет 200 г/т.

Геохимическая остаточная не всегда ограничивается различием между локальной кривой и медианой фона. Например, скользящая медиана может быть рассчитана с двумя различными размерами окон. Медиана, вычисленная по относительно небольшому окну, должна повторять фоновые вариации, вызванные различными типами пород. Другой способ вычисления скользящей медианы с помощью большего размера окна должен показывать региональный тренд данных. Остаточные вариации между кривыми фона и региональной могут отражать геохимические особенности подстилающих пород (рис. 5).

## ПРОБЛЕМА НЕРАВНОМЕРНОСТИ СЕТИ ОПРОБОВАНИЯ

При использовании метода вычисления геохимических остаточных относительно медианы фона возникают проблемы, связанные с равномерностью сети опробования. Если площадь опробована неравномерно, трудно определить границы, и интерполяция тогда распространяется на неопробованную площадь. Подобно этому, внутри площади опробования могут иметься участки, по каким-либо причинам неопробованные и для которых значения не могли быть подсчитаны. Также обнаружено, что в случае пропусков при опробовании аномальный пик в процессе вычисления локального скользящего среднего может перемещаться в центр пропуска асимметричной аномалии. Кроме того, на площади с групповыми пробами

Рис. 6. Сглаженная кривая — результат скользящего взвешивания (1—20 значений) по окну 200 м.



наблюдается широкий разброс в скользящем среднем, и в некоторых случаях наблюдаются ложные аномалии с кривой средних значений.

На рис. 6 в правой части профиля имеется группа из пяти проб. Эти пробы сильно поднимают кривую скользящего среднего, хотя при визуальной оценке данных профиля аномалия в этой части площади не обнаруживается. Для уменьшения эффекта групповых проб используется изменение в процедуре вычисления (крайгинг). Внутри каждого окна очерчивается круг соответствующего радиуса по данной точке. Если нет других точек внутри круга, то эта точка определяется как центр круга, т. е. имеет полный вес. Если имеются другие точки, то вес точки в центре круга уменьшается согласно формуле:

$$w = \frac{1}{n} + \frac{\sum d}{(n-1)r},$$

где  $w$  — редуцированный вес;  $\sum d$  — сумма расстояний от центральной точки круга до других точек внутри круга;  $r$  — радиус круга и  $n$  — количество точек в круге. Таким образом, каждая из трех проб одного и того же участка даст вес в  $1/3$ , если рядом нет точек, расположенных ближе искомого радиуса.

В левой части рис. 6 имеются интенсивная аномалия и понижение справа от пика. Кривая скользящего среднего имеет максимум в центре понижения. Именно этот максимум заслуживает большего внимания поисковика-геохимика, чем края несимметричной аномалии.

Аналогичные процедуры применены для перемещения значений пика в центры понижений, располагающихся внутри асимметричных аномалий, но ни одна из этих процедур не была успешной. Процедура двухшагового подсчета скользящего среднего, по-видимому, наиболее удовлетворительна. Для увеличения веса применялись небольшое окно и очень пологая кривая взвешивания гиперболической функции совместно с исключающей процедурой группирования. Результат этих вычислений, показанный на рис. 7, дает пилообразную кривую, очень похожую на кривую распределения исходных данных, причем минимумы равномерно распределены на графике. Эти данные, используемые для вычисления скользящего среднего, базируются на большем окне и менее крутом графике взвешивания. Результаты второго шага показаны на рис. 8. Очевидно, что процедура для исключения группового влияния уменьшает нежелательную аномалию на кривой скользящего среднего. Аномалия в левой части графика асимметрична, как и аномалия исходных данных, при этом максимум близок к максимуму исходной кривой. Пик, однако, сильно уменьшается.

Ховарт и др. [Howarth e. a., 1980] предложили метод, позволяющий избежать нежелательных поверхностей при подсчете значений скользящего среднего или медианы на неопробованных площадях внутри и вне изученной территории. Нами принята несколько другая методика. Изучаемая площадь покрыта равномерной сеткой опробования, и каждый участок маркируется. Круги соответствующего радиуса центрируются на каждом новом участке. Внутри каждого круга программой предусматривается преобразование первоначальных данных, а в случае их отсутствия эти новые участки внутри круга принимаются за нулевые. В этом случае все участки вне опробованной площади и все неопробованные участки,

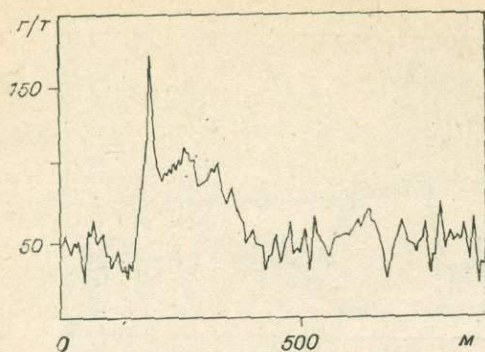


Рис. 7. Сглаженная кривая скользящего взвешивания (1—50 значений), рассчитанная по результатам рис. 6.

Использована программа исключения группового эффекта. Результат рассчитан по окну 60 м.

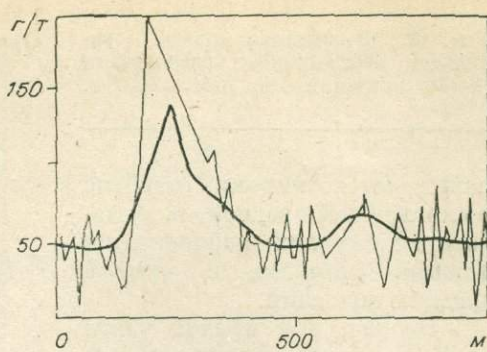


Рис. 8. Сглаженная кривая скользящего взвешивания (1—50 значений), рассчитанная по результатам рис. 7; окно 140 м.

находящиеся внутри изучаемой территории и имеющие радиус больше, чем радиус круга, принимаются за 0, в то время как все новые участки внутри исследованных площадей принимаются равными 1. При вычислении скользящего среднего или медианы фона используются только участки, обозначенные 1. В этом случае можно определить максимальное расстояние между опробованными участками. Когда же максимальное расстояние завышено, тогда оно фиксирует неопробованные площади. Этот максимум, разделенный на 2, может использоваться как радиус круга для нулевых участков сетки.

Имеется еще одно примечание к программе относительно неравномерно распределенных данных. Внутри каждого окна, используемого для вычисления среднего или медианы, может потребоваться минимальная сумма веса данных. Здесь вес является величиной, образующейся в ре-

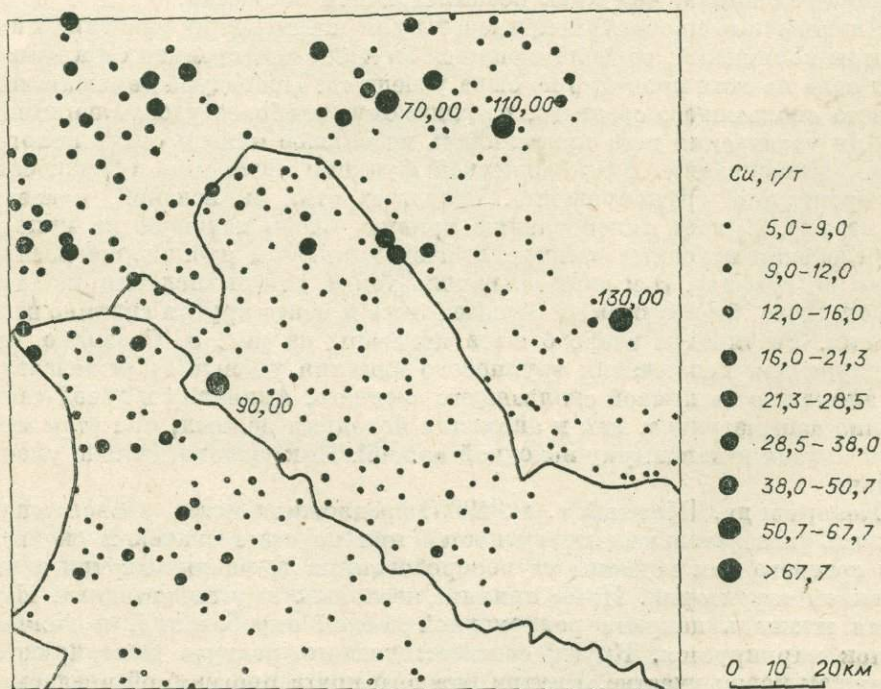


Рис. 9. Содержание меди в потоках рассеяния Северной Скандинавии.

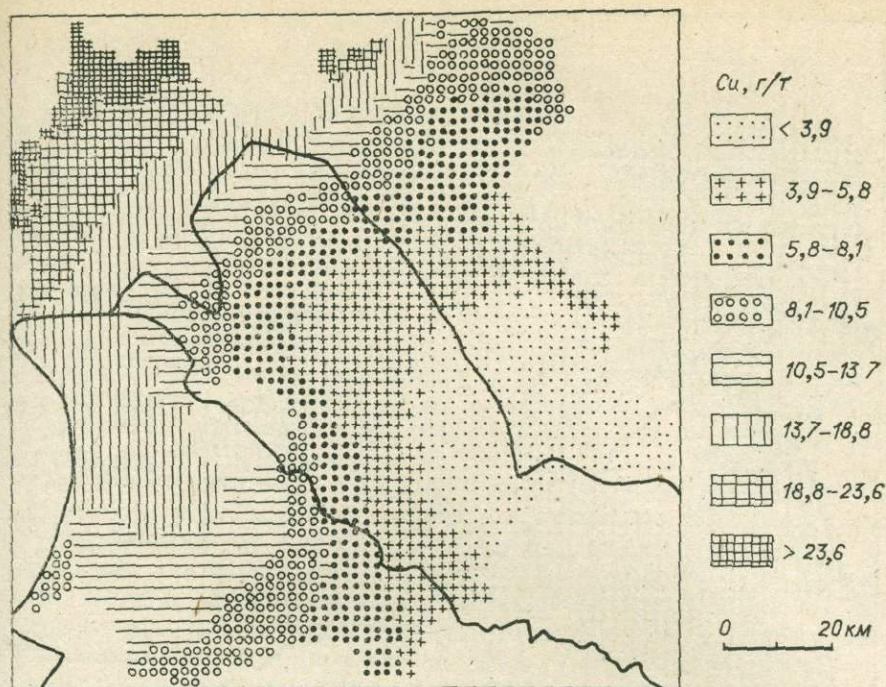


Рис. 10. Скользящая взвешенная (1—5 значений) фоновая медиана, рассчитанная по результатам рис. 9; окно 20 км.

зультате уничтожения группового эффекта, и приходится на одну точку и меньше. Если минимальный вес не найден в окне, радиус увеличивается до тех пор, пока не получен этот минимальный вес. При изменении плотности опробования размеры окон в разных частях опробованной площади будут разными.

### ИЗОБРАЖЕНИЕ ОПРОБОВАННОЙ ПЛОЩАДИ

Для иллюстрирования разработанных методов выбран район в Северной Скандинавии. Использовались потоки рассеяния с плотностью 1 проба на 300 км<sup>2</sup>. На рис. 9 содержание меди представлено в виде точек. На рис. 10 применялась скользящая взвешенная медиана фона. Использован радиус 20 км и линейное взвешивание (1—5). После этого применялось скользящее среднее с радиусом в 5 км и линейное взвешивание 1—20. Разность между скользящим средним и скользящей медианой фоновых содержаний вычислена и представлена на рис. 11. Получилось пять остаточных аномалий, располагающихся над участками с известной минерализацией в подстилающих породах. Очевидно, что схема на рис. 9 немного увеличивает площади с высоким фоном, тогда как карта остаточных значений выражает сильные вариации в содержаниях, особенно в центральной и северо-восточной частях площади.

### ВЫВОДЫ

Настоящая работа показывает, что скользящая взвешенная медиана может использоваться для вычисления фона. Авторы полагают, что остаточные значения относительно поверхности медианы фоновых содержаний более приемлемы для работы, чем первоначальные данные. При неравномерной сети пробоотбора необходимо перед вычислением остаточного значения исключить влияние групповых проб на скользящую среднюю в слу-

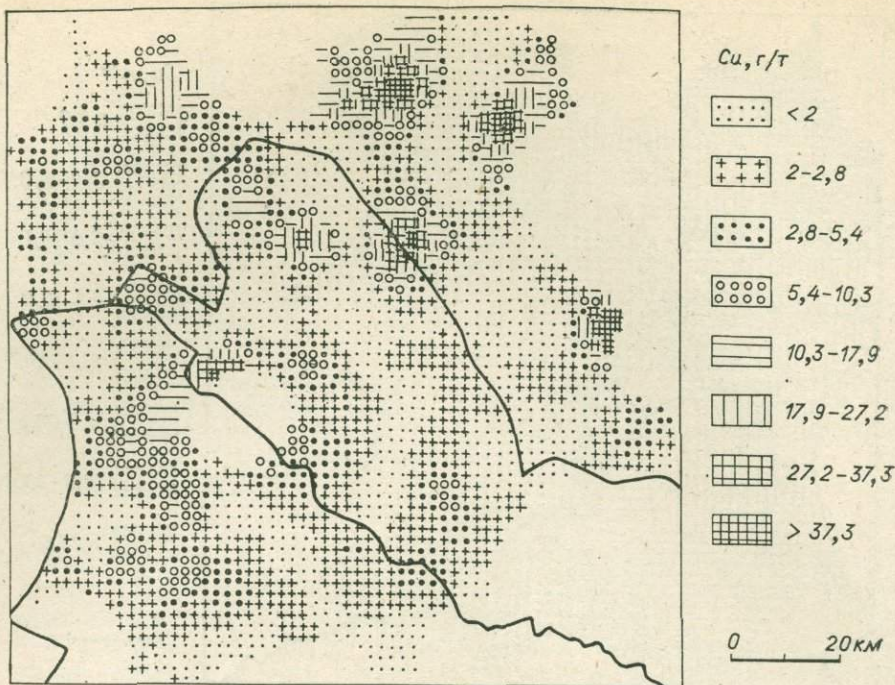


Рис. 11. Остаточные значения скользящей взвешенной (1—20 значений) медианы относительно медианы фона; окно 5 км.

чае, когда она используется для фильтрации и интерполяции данных на новые участки. Эта программа гибка в использовании, так как можно выбирать радиус вычисления и крутизну графиков взвешивания. Она может применяться для различных случаев. Для исследователя, не занимающегося проблемами геохимии, выбор параметров программы может показаться сложным. Тем не менее можно разработать стандартизованную программу, где все параметры являются функцией значения плотности пробоотбора. Исследователю останется только вносить значения плотности оprobования в программу.

Интерполяция результатов от профильного оprobования до оprobования по равномерной сети представляет особую проблему, которая здесь не рассматривается. Для таких данных можно вычислять медиану фоновых содержаний, если размер окна значительно превышает линейное распределение. Вычисление скользящего среднего небольшими окнами по каждому квадрату сети не дает верных контуров локальных аномалий, так как они пересекаются профилями наклонно.

\*      \*

\*

Мы благодарим м-ра Н. Густавссона за полезные советы в процессе работы и критические замечания при прочтении статьи, а также мисс К. Ахонен за редакцию английского перевода.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Hawkes H. E., Webb J. S. *Geochemistry in Mineral Exploration*. New York, 1962. 4415p.  
 Howarth R. J., Koch G. S. Jr., Chork C. Y., Carpenter R. H., Schuenemeyer J. H. *Statistical map analysis techniques applied to regional samples from the Southeastern United States for the National Uranium Resource Evaluation Program*. — *Mathematical Geology*, 1980, v. 12, p. 339—366.  
 Sinclair A. J. *Selection of threshold in geochemical data using probability graphs*. — *J. Geochem. Explor.*, 1974, v. 3, p. 319—336.

## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПРОЖИЛКОВОЙ И ЖИЛЬНОЙ КВАРЦ-СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЕЕ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди различных типов гидротермальных минеральных образований привлекают внимание зоны рассеянной прожилково-вкрапленной кварц-сульфидной минерализации. Часто они сопровождаются кварцевыми жилами, с которыми также ассоциируются сульфидные минералы, причем образование прожилково-вкрапленной и жильной форм минерализации взаимосвязано.

Обычно эти зоны отличаются большими размерами — мощность их колеблется от нескольких до десятков, в некоторых случаях до сотен метров, протяженность достигает нескольких километров, иногда 10—20 км и более, не исключено, что они распространяются и на большую глубину. Многие из них являются практически пустыми — количество сульфидов часто бывает незначительным (не более 1—3%), представлены они в основном пиритом, пирротинном, реже арсенопиритом. Но часть зон характеризуется промышленным оруденением — медным и молибденовым, полиметаллическим, золотым, вольфрамовым и др. Ценные минералы представлены халькопиритом, молибденитом, галенитом, сфалеритом, сульфосолями, самородным золотом, вольфрамитом, шеелитом и т. д.

Геологическая ситуация указанных зон отличается следующими особенностями. Вмещающие породы могут быть различными — магматическими (интрузивными и эффузивными), метаморфическими и осадочными. Структуры, к которым приурочены зоны (рис. 1), представляют собой различного рода разрывы и отслаивания. Часто это крутопадающие тектонические нарушения в магматических, метаморфических и осадочных породах. В областях интенсивной складчатости наблюдаются пологопадающие зоны смятия, приуроченные к осевым плоскостям опрокинутых антиклинальных складок. Такие же, но крутые зоны могут развиваться в

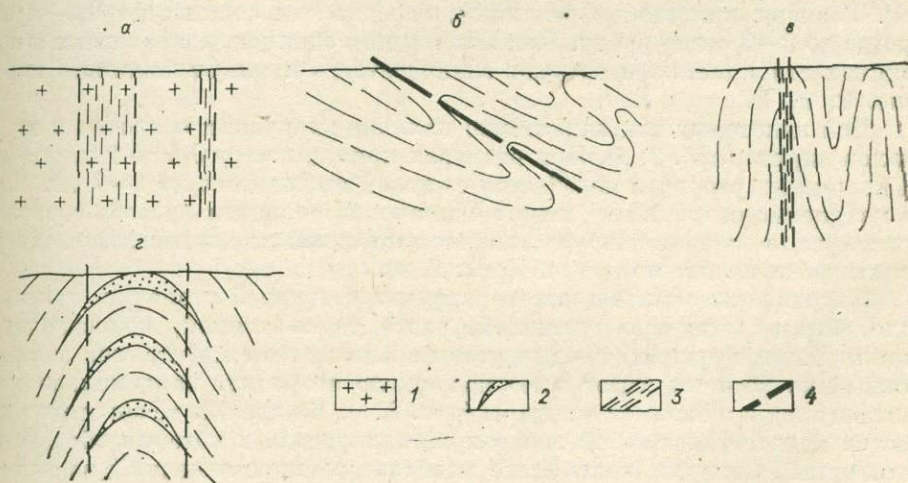


Рис. 1. Типы структур зон прожилково-вкрапленной и жильной кварц-сульфидной минерализации.

*a* — вертикальные тектонические нарушения в магматических и других породах, *б* — пологопадающая зона смятия в осевых плоскостях опрокинутых антиклинальных складок, *в* — зона смятия в крутых смятых антиклинальных складках, 1 — седловидные жилы в замках антиклинальных складок. 1 — магматические породы, 2 — седловидные жилы, 3 — тектонические зоны, 4 — разломы.

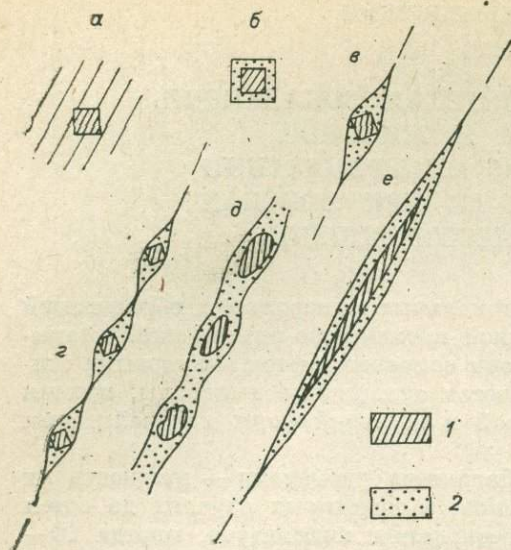


Рис. 2. Формы прожилково-вкрапленной минерализации и соотношения сульфидов (пирита) и кварца. а — вкрапленник пирита; б — вкрапленник пирита с кварцевой оторочкой; в — вкрапленник пирита с диагонально расположенной оторочкой кварца; г — кварц-пиритовые вкрапленники по трещине; д — кварцевый прожилок с вкрапленниками пирита; е — сульфидный прожилок с кварцевой оторочкой. 1 — сульфиды (пирит); 2 — кварц.

серии стоячих сжатых изоклинальных складок. Особый тип представляют зоны седловидных жил, приуроченных к замкам антиклинальных складок. Мощность их максимальна в замках, а на крыльях они выклиниваются. Обычно наблюдается множество таких жил, расположенных в разрезе антиклинали одна над другой.

Можно полагать, что полости отслаивания, с которыми они связаны, сообщались между собой, так что обеспечивалось общее субвертикальное, хотя и извилистое, движение минерализующих растворов.

Однако бывает и так, что в ядрах антиклинальных структур залегают массивные, трудно поддающиеся дислокациям породы. Зоны смятия при приближении к плотным ядрам разделяются, соскальзывают по их контактам и постепенно сходят на нет, а образование полостей приоткрывания прекращается. В этом случае движение растворов может происходить по пологим направлениям и следовать воздыманию осей антиклинальных складок.

Соотношения между вкрапленниками и прожилками сульфидов и вмещающими их породами таковы, что не оставляют сомнения в метасоматическом преимущественно способе их образования. Это совершенно ясно в тех случаях, когда вкрапленники представлены кристаллами с правильными ограничениями. Вкрапленники пирита, например, бывают в форме кубических кристаллов, хотя обычно они состоят из агрегата зерен. Размеры кристаллов различны, нередко они составляют 0,5—1 см, иногда до 2—3 см по ребру. При залегании в сланцах, алевролитах и песчаниках эти кристаллы срезают сланцеватость и микрослоистость пород (рис. 2, а).

Для некоторых зон характерно наличие кварцевых оторочек у кристаллов пирита (рис. 2, б). При размерах кристаллов от 0,5 до 1 см толщина кварцевых оторочек колеблется от долей миллиметра до 1—2 мм. Часто кварцевые оторочки не имеют одинаковой толщины на всех сторонах кристалла, а максимально развиваются по одной из диагоналей и сходят практически на нет по другой (рис. 2, в).

Направление максимального развития кварцевой оторочки, как правило, бывает отмечено трещиной, часто очень тонкой, волосовидной. Стенки более крупных трещин усеяны множеством кристаллов пирита, каждый из которых имеет свою кварцевую оторочку, максимально развивающуюся в плоскости трещины (рис. 2, г). Каждая из точек этого множества представляет собой центр кристаллизации, в котором образуется сульфидный минерал (чаще всего наиболее распространенный из них — пирит), а перед ним по направлению движения раствора продвигается кварцевая оторочка. При большом количестве центров кристаллизации, частом их расположении кварцевые оторочки сливаются друг с другом, образуя прожилок, нередко непостоянной мощности, четковидный, с вкрапленниками сульфидов внутри.

Дальнейшее развитие процесса приводит к тому, что сливаются между собой и сульфидные ядра и возникает типичный для такой минерали-

зации прожилков, характеризующийся, как и вкрапленник, расположением сульфидных минералов внутри, а кварца по периферии. Из этого видно, что механизм образования вкрапленников и прожилков одинаков, но прожилки представляют собой форму более развитой, интенсивной минерализации.

Длина кварц-сульфидных прожилков обычно составляет доли метров и первые метры, иногда до 10—15 м. Кроме контроля минерализации трещинами наблюдается контроль ее микроструктурами (например, пропластками песчаников среди сланцев и алевролитов, сильно смятыми пропластками сланцев и т. п.).

В распределении кварцевых оторочек наблюдается отчетливо выраженная зональность. В нижней части зоны минерализации вкрапленники и прожилки обычно лишены кварцевых оторочек. Выше они появляются, и по мере продвижения вверх толщина их увеличивается. Появляются прожилки кварца, соединяющие между собой кварцевые оторочки сульфидных вкрапленников и прожилков, или самостоятельные, и количество их также растет по направлению вверх. Еще выше расположена зона массового развития кварцевых образований. Форма их может быть различной. Чаще всего — это плоские (трещинные) или седловидные (в замках антиклинали) жилы. Но бывают развиты и интенсивные прожилкования по сетке мелких разно направленных трещин и сплошное окварцевание блоков пород. Таким образом, выделяются две зоны, сменяющие одна другую по вертикали или по восстанию минерализованных структур: нижняя, характеризующаяся проявлением сульфидизации, и расположенная над нею, отличительным признаком которой является развитие кварцевых жил или каких-либо других форм окварцевания (рис. 3). Такая зональность была обнаружена при разведочных работах на месторождениях, которые сначала разведывались как кварцевожилые, а затем на глубине буровыми работами были подсечены зоны прожилково-вкрапленной минерализации, в основном и определившие промышленную ценность месторождения.

При сульфидизации в тех местах, где развиваются сульфидные вкрапленники и прожилки, происходит мобилизация и вынос большинства порообразующих элементов, за исключением железа, серы и других элементов халькофильной природы, которые, наоборот, привносятся. Хотя количество сульфидов обычно бывает небольшим, в этот процесс, учитывая размеры зон минерализации, вовлекаются огромные массы вещества.

Первое место среди них занимает кремнезем. Содержание кремнезема в глинистых, слюдястых сланцах и алевролитах большей частью колеблется в пределах 55—65%, а в некоторых типах пород (например, в гранитах) достигает 70% и более, т. е. в преобладающем большинстве случаев кремнезем составляет не менее 50% общей массы горных пород. И вся эта масса выносится из объема, в котором образуются сульфиды.

Из минералогических наблюдений явствует, что мобилизуемый кремнезем переносится на различные расстояния. Он полностью выносится из нижних частей зон минерализации, где есть сульфидные вкрапленники и прожилки, но нет никаких признаков новообразованного кварца. Выше часть кремнезема задерживается в кварцевых оторочках сульфидных вкрапленников и прожилков и соединяющих их кварцевых прожилках. Еще выше происходит массовое выпадение кремнезема с образованием кварцевых жил, прожилков, штокверков или сплошного окварцевания пород. Подсчеты показывают, что количество кремнезема, выпадающего в кварцевой зоне, вполне обеспечивается мобилизацией его из расположенной ниже зоны сульфидизации.

Мобилизацию кремнезема на глубине и отложение выше по восстанию можно объяснить зависимостью его растворимости от давления и температуры (рис. 4). За исключением критической области, где явления имеют сложный характер, связанный с малой плотностью флюидов в этой области, растворимость кремнезема понижается по мере понижения температуры и давления, т. е. при движении растворов вверх.

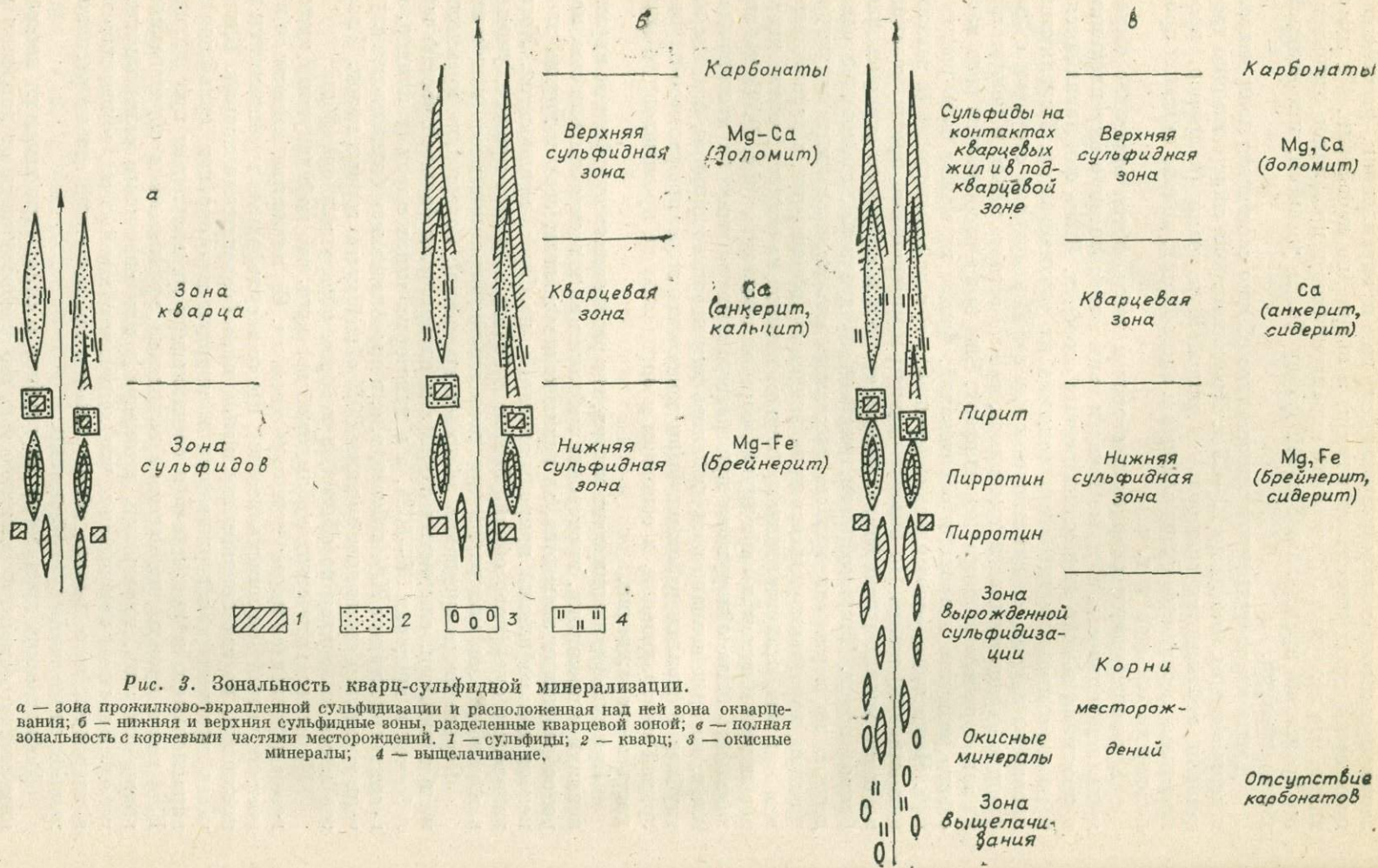


Рис. 3. Зональность кварц-сульфидной минерализации.

а — зона прожилково-вращенной сульфидизации и расположенная над ней зона окварцевания; б — нижняя и верхняя сульфидные зоны, разделенные кварцевой зоной; в — полная зональность с корневыми частями месторождений. 1 — сульфиды; 2 — кварц; 3 — окисные минералы; 4 — выщелачивание.

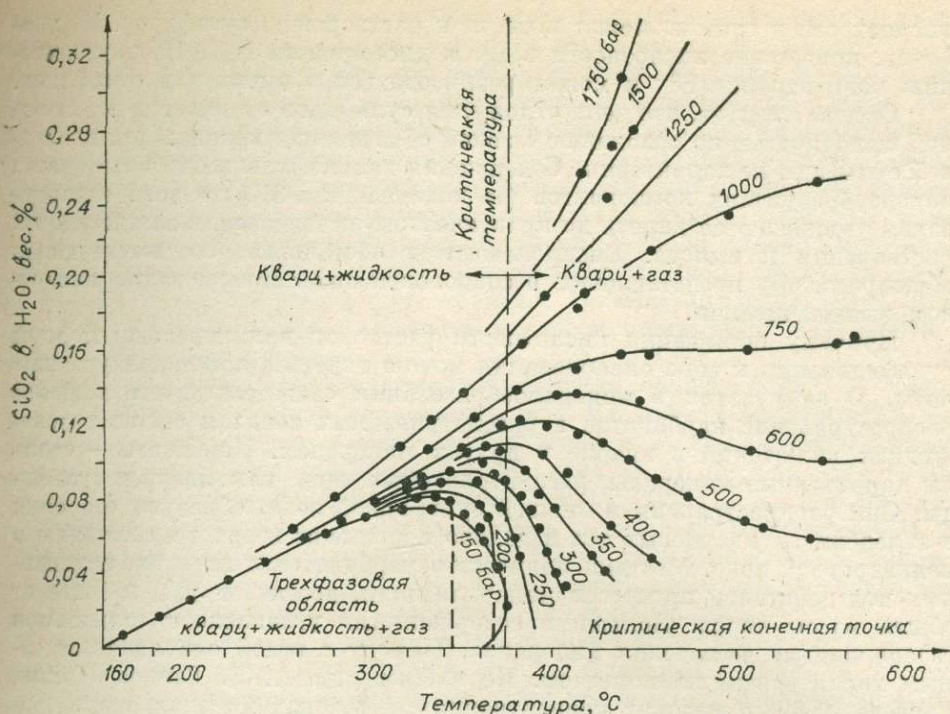
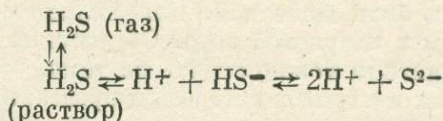


Рис. 4. Растворимость кварца в воде при температурах до 560°C и давлении до 1750 бар [Kennedy, 1950].

Но одного этого недостаточно для объяснения наблюдаемых явлений. На этой основе нельзя понять, почему растворение кремнезема в сульфидных вкраплениях и прожилках на коротких расстояниях сменяется его отложением, приводящим к образованию кварцевой оторочки. Очевидно, нельзя предположить, чтобы разница температур на таких малых расстояниях была столь значительной, что могла повести к изменению направления процесса. Что касается давления, то, поскольку образование вкраплений и прожилков контролируется трещинами и другими проницаемыми структурами, следует допустить, что в местах роста сульфидных минералов давление не могло быть больше (скорее всего, оно было меньше), чем в сменяющей ее периферической зоне образования кварца, т. е. давлением объяснить соотношение растворения и отложения кремнезема в этих локальных центрах минерализации также невозможно. Большую роль в растворении и отложении веществ может играть изменение состава растворов по мере их движения или с течением времени в неподвижных зонах реакции. Такие изменения могут иметь место вследствие взаимодействия растворов с вмещающими породами, различной подвижности компонентов, зависимости констант соединения от температуры и других факторов.

Поскольку одним из важнейших веществ, определяющих минералогический облик характеризуемых зон, являются сульфиды, рассмотрим с этой точки зрения прежде всего отложение и растворение сульфидных минералов. Образование их определяется равновесием



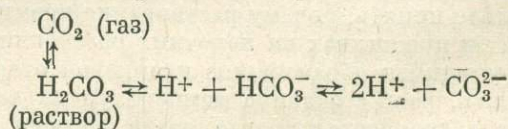
Возникновение сульфидов зависит от присутствия иона  $\text{S}^{2-}$ . Из сульфидного равновесия следует, что увеличение концентрации  $\text{H}^+$  вызывает уменьшение концентрации иона  $\text{S}^{2-}$  — равновесие сдвигается влево за счет ассоциации добавочных ионов  $\text{H}^+$  с ионами  $\text{S}^{2-}$ . Поэтому повышение

кислотности в системе может повести к растворению сульфидов. И, наоборот, понижение кислотности ведет к диссоциации  $H_2S$ ,  $HS^-$ , увеличению концентрации  $S^{2-}$  и может реализоваться в выпадении сульфидов.

Отсюда следует, что зона отложения сульфидов отличается повышенной щелочностью по сравнению с зоной образования кварца. Для последней сульфиды не характерны. Содержания халькофильных и большинства породообразующих компонентов (за исключением  $SiO_2$ ) в зоне окварцевания уменьшаются вплоть до практического исчезновения вследствие их растворения и выноса. Воспроизводится обстановка, соответствующая общепринятому представлению о сопровождающем окварцевание кислотном выщелачивании.

Причину повышения кислотности растворов при переходе от зоны сульфидизации к зоне окварцевания можно видеть в поведении углекислоты. О ее участии в минералообразовании свидетельствуют широкое распространение карбонатов в рассматриваемых зонах и состав газожидких включений в кварце и других минералах. Карбонаты — столь же характерные минералы рассматриваемых зон, как кварц и сульфиды. Они распространены в нижней сульфидной зоне, образуют оторочки в зальдбандах кварцевых тел и далеко проникают вверх по восстанию в надкварцевой зоне. Местами количество карбонатов в породах, измененных под действием процессов минерализации, достигает 50% и более от общей массы пород. Большими содержаниями углекислоты отличаются газожидкие включения минералов. Наряду с водой она является самым характерным компонентом. По наблюдению А. Е. Гапона [Гапон, Гапеева, 1969] о высоких концентрациях ее в зонах минерализации свидетельствует наличие трехфазовых включений в кварце: раствор  $CO_2$  в воде, газообразная  $CO_2$ , жидкая  $CO_2$ .

Значение углекислоты для изменения кислотности растворов следует рассмотреть на основе карбонатного равновесия



В газожидких смесях происходит разделение газа и жидкости. Газ мигрирует быстрее и вследствие этого в верхней части колонны скапливается в больших количествах, чем внизу. Повышение парциального давления углекислого газа обуславливает протекание реакции в правую сторону. Увеличивается количество образующихся в системе ионов  $H^+$ , и среда становится более кислой. Пузырьки углекислого газа заполняют пустоты, и здесь возникает особенно кислая среда. В этих условиях происходит агрессивное воздействие растворов на породы, приводящее к их разложению и выносу содержащихся в них компонентов. Пустоты и замещаемые объемы пород заполняются кремнеземом, растворы которого в этих условиях неустойчивы. Выше мы видели, что приуроченность кварцевых жил к пустотам характерна. В нижней зоне, где протекает сульфидизация, более щелочная среда возникает в результате оттока углекислого газа вверх, что, согласно карбонатному равновесию, приводит к протеканию реакции в левую сторону и уменьшению концентраций иона  $H^+$ .

Подчеркнем, что речь идет не о том, что среда в зоне сульфидизации обязательно должна быть щелочной. Она является лишь относительно более щелочной, чем в кварцевой зоне. Об условиях минералообразования в зоне сульфидизации можно судить по тому, что характерными минералами измененных вмещающих пород за пределами кварц-сульфидных прожилков и вкрапленников являются слюды, присутствие которых считается признаком довольно кислой среды. Вместе с тем для этой зоны характерно наличие карбонатов, отмечаются и полевые шпаты.

На фронте взаимодействия кислых растворов кварцевой зоны с вмещающими породами происходит постепенное их подщелачивание, резерв

ионов  $H^+$  истощается, и в результате, в соответствии с сульфидным равновесием, снова возникают условия для образования сульфидов.

Наблюдения показывают, что контакты кварцевых жил и тел другой формы часто сопровождаются сульфидными минералами. По своему характеру они отличаются от прожилково-вкрапленной минерализации нижней сульфидной зоны. Обычно это редкая, тонкая вкрапленность сульфидных минералов, главным образом того же пирита. Нередко вкрапленность сгущается, и пирит занимает значительную часть объема породы. В некоторых случаях на контактах кварцевых жил возникают сплошные корки сульфидов, причем иногда минералы (например, сфалерит) присутствуют в этих корках в виде крупных кристаллов. Характерно, что пирит и другие сульфидные минералы в этой зоне никогда не сопровождаются кварцевыми оторочками.

Кроме экзоконтакта, сульфидные минералы наблюдаются и в самих кварцевых жилах, почти исключительно в их призальбандовой части. Распространение в этом случае контролируется наличием неполностью замещенных обломков вмещающих пород. Иногда от них остаются лишь облачные пятна, выделяющиеся на фоне кварца своим более темным цветом. Сульфидные минералы окружают эти обломки и облачные пятна в виде сплошных или прерывистых колец. Связь их с замещаемыми обломками определяется той же причиной, что и с контактами жил, — подщелачиванием растворов при их взаимодействии с породами.

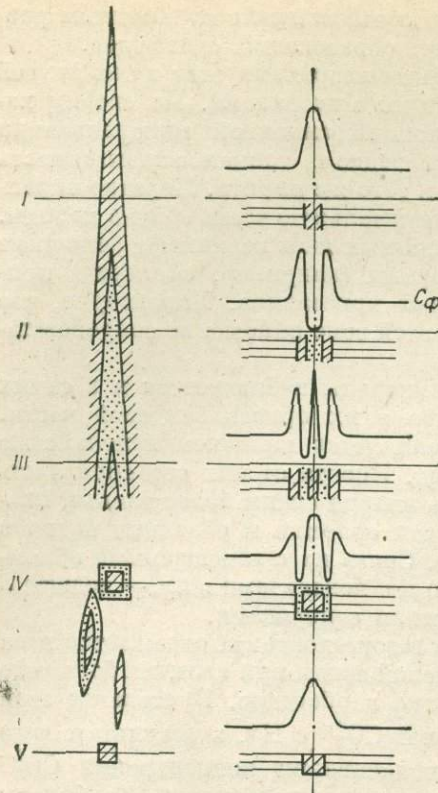
Уменьшение кислотности растворов в зоне контакта отражается и на образовании карбонатов. В условиях кислой среды при наличии большого резерва ионов  $H^+$  происходит растворение карбонатов. Протекание этой реакции обеспечивается ассоциацией ионов  $CO_3^{2-}$  с  $H^+$ , в результате чего они выводятся из системы. При подщелачивании концентрация  $CO_3^{2-}$  возрастает и становится возможным образование карбонатов. Карбонаты являются характерными минералами экзоконтактов и призальбандовых частей кварцевых жил, где они находятся примерно в том же положении, что и сульфиды.

Кроме сульфидизации и карбонатизации для приконтактовых частей кварцевых тел характерно окварцевание и образование слюд, преимущественно мусковита. Окварцевание имеет микроочаговый характер. Каждый такой очаг небольшого размера, состоящий из агрегата зерен кварца, окружается зоной, в которой развиваются слюды. Для околослюдной зоны измененных пород характерна мелкочешуйчатая разновидность — серицит, и только местами, главным образом в контакте с самой кварцевой жилой, наблюдается более крупночешуйчатый мусковит. Вместе с мусковитом и серицитом в окружении кварцевых очагов встречаются сульфиды (пирит) и карбонаты. Образующиеся измененные породы по составу представляют собой березиты либо листвениты.

Развитие метасоматитов такого характера заключается в том, что кварцевые очаги расширяются, а остальные минералы отступают на периферию до тех пор, пока отдельные кварцевые обособления не сольются вместе. Таким путем происходит постепенное наращивание кварцевой жилы. Из этого следует, что березит и лиственит не имеют определенного состава. Они представляют собой продукты изменения горных пород меняющегося состава, образующие непрерывный ряд от вмещающей породы до чистого кварца.

Сульфидизация, сопровождаемая начальным окварцеванием, ослюдением и образованием карбонатных минералов, переходит из контактов на продолжение жил по простиранию и восстанию. В этих направлениях, в плоскости жил, указанные минеральные новообразования могут распространяться на большие расстояния. Таким образом, кроме нижней сульфидной зоны можно выделить еще одну, верхнюю зону сульфидов, отделенную от нижней зоной окварцевания и развивающуюся на контактах и по восстанию и простиранию кварцевых тел. В таком пополненном виде зональность представлена на рис. 3(б). Размеры верхней зоны, протяженность ее по восстанию сопоставимы с размерами двух нижних зон.

Рис. 5. Распределение концентраций халькофильных элементов вкост простирания жил, прожилков и вкрапленников. Слева — схема зональности, справа — графики содержания элементов; I—V — сечения.



В обеих сульфидных зонах наблюдается концентрация халькофильных элементов, большей частью одних и тех же, хотя возможны и различия, определяемые тем, что в верхней зоне получают преобладание одни комплексы, а нижней — другие. Внутри каждой зоны может быть проявлена дополнительная зональность, заключающаяся в последовательной смене повышенных концентраций различных элементов.

Заметим, что характер изменения кислотности в двух зонах противоположен: в нижней она увеличивается вверх, по мере приближения к кварцевой зоне, а в верхней уменьшается в этом направлении, по мере удаления от кварцевой зоны. В той степени, в какой изменение кислотности влияет на последовательность выпадения минералов, может быть

различной и зональность верхней и нижней зон: в одной из них она может носить прямой, а в другой — обратный характер.

Признаки этого наблюдаются в зональном соотношении золота и халькофильных элементов (Pb, Zn, Cu, Ag и др.). Золото, как и халькофильные элементы, образует два максимума — в нижней и верхней сульфидных зонах. Но в нижней зоне повышенные концентрации халькофильных элементов прекращаются несколько раньше, чем золото. В результате в окончании нижней сульфидной зоны образуется «золотая головка» — подзона, характеризующаяся тем, что при такой же концентрации золота, как и ниже, она отличается отсутствием халькофильных элементов. В верхней сульфидной зоне повышенные концентрации халькофильных элементов после перерыва в кварцевой зоне начинаются позже, чем концентрации золота, и здесь также может быть выделена золотая подзона, но на сей раз она занимает нижнее положение. В целом эти данные свидетельствуют о том, что отложение золота происходит в несколько более кислых условиях, чем большинства халькофильных элементов.

Зональность минерализации отражается и в составе карбонатов. В нижней части первой сульфидной зоны развиты карбонаты железа и магния. Состав их различен для рудных месторождений. Иногда они представлены изоморфной серией брейнерита  $(Mg, Fe)CO_3$  с примерно одинаковыми атомными количествами магния и железа, в других же случаях состав их близок к сидериту  $(FeCO_3)$ . По мере продвижения вверх по восстановлению состав карбонатов меняется в сторону увеличения содержания кальция — образуются анкерит,  $Ca(Mg, Fe)(CO_3)_2$ , и кальцит  $CaCO_3$ . Крупные таблички анкерита очень характерны для альбандовой части кварцевых жил. Еще выше по разрезу, уже в пределах верхней сульфидной зоны и над нею, может появиться доломит.

С учетом сказанного может быть охарактеризовано распределение халькофильных и ассоциирующих с ними элементов вкост простирания зон минерализации. Оно имеет различный характер в различных сечениях по вертикали (рис. 5). В верхней зоне (сечение I) на продолжении кварцевых жил по простиранию и восстановлению присутствует один макси-

мум халькофильных элементов или множество максимумов, соответственно числу составляющих зону элементарных минеральных тел. Ниже, в зоне кварцевых жил (сечение II), наблюдается двойной максимум. Характерно, что внутри кварцевой жилы содержание халькофильных элементов находится на очень низком, практически нулевом уровне — их меньше, чем во вмещающих породах. Очевидно, это связано с выносом элементов при окварцевании или, если образование кварцевой жилы происходит путем заполнения открытой полости, с тем, что условия отложения кремнезема не способствуют выпадению из раствора халькофильных элементов. Два окружающую зону выщелачивания максимума соответствуют экзоконтакту кварцевой жилы и её призальбандовым частям.

Такое распределение халькофильных элементов может охватывать значительную часть протяжения кварцевой жилы по простиранию и падению. Но еще ниже, а иногда и довольно высоко, в кварцевой жиле появляется новый тип распределения (сечение III). Он характеризуется тем, что на фоне двух боковых максимумов и разделяющего их минимума появляется еще один, внутренний, максимум. В отличие от максимумов выщележащих и краевых частей жилы он приурочен к самой кварцевой жиле. Возникновение его соответствует случаю, когда на кварцевую жилу или тело иной формы накладывается более позднее образование сульфидных минералов. Это наложение происходит вследствие того, что с течением времени условия минералообразования смещаются в пространстве, и туда, где раньше отлагался кремнезем, проникает характерная для низележащей зоны сульфидизация. Обычно наблюдаются признаки такого наложения. Сульфидные и сопровождающие их минералы отлагаются по трещинкам в кварце. Сам кварц в таких местах претерпевает изменения: меняется его цвет, появляются газовой-жидкие включения иного характера, чем в остальной части жилы, иногда образуются прожилки новообразованного кварца с тонкой вкрапленностью одновременно отложенных сульфидных минералов.

Такое же распределение халькофильных элементов характерно для низележащей зоны, отличающейся господством прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации с кварцевыми оторочками (сечение IV). Здесь мы встречаемся с аналогией между кварцевой жилой и кварц-сульфидными прожилками и вкрапленниками. Разница заключается лишь в том, что внутренняя сульфидная часть здесь более ярко выражена, а кварцевая зона, составляющая основную часть жил, редуцирована. Иногда вблизи сульфидных прожилков и вкрапленников, за их кварцевой каймой отмечаются боковые максимумы халькофильных элементов, соответствующие приконтактовым максимумам кварцевых жил. И, наконец, еще ниже, где сульфидные минералы лишаются кварцевых оторочек, мы имеем снова, как в самом верху, один максимум халькофильных элементов.

В целом, как видно из приведенного описания, минерализованные структуры и их элементарные части (жилы, прожилки и вкрапленники) как в плане, по простиранию и вквост его, так и по восстанию характеризуются чередованием зон отложения и выщелачивания, привноса и выноса минеральных веществ. В последнее время явления выщелачивания и выноса часто отмечаются при описании ореолов. По-видимому, большей частью они связаны с окварцеванием. В нашем случае возникающие в результате выщелачивания отрицательные ореолы столь же характерны, как и положительные, и без их учета нельзя понять существо распределения элементов в рудных зонах и их ореолах.

Поскольку при метасоматозе с образованием кварца большая часть химических элементов приходит в движение, а при сульфидизации перемещается и кремнезем, это приводит к возникновению отрицательных и положительных ореолов различных петрогенных элементов и их спутников — редких и рассеянных литофильных элементов. Выщелачивание в нижней сульфидной и кварцевой зонах обнаруживают Sr, V, Mn и ряд других элементов, причем в нижней зоне выщелачивание охватывает ее не на всем протяжении, а только верхнюю часть, где среда становится

более кислой, и далее оно переходит в кварцевую зону. Указанные элементы отлагаются в висячем и лежащем боках зоны минерализации, преимущественно там, где содержания халькофильных элементов уже значительно уменьшаются, и образуют здесь отчетливые положительные аномалии. Выше по восстанию эти элементы образуют обширные ореолы, захватывающие зону минерализации и прилегающие участки вмещающих пород, а в случае пологого залегания зоны располагающиеся в виде повисающих над нею облаков.

Такие ореолы очень хорошо выражены для  $\text{Sr}$ ,  $\text{Mg}$ . Поскольку наличие их указывает на протекающие на глубине сульфидизацию и окварцевание, а их размеры и величины концентрации — на интенсивность этих процессов, использование их при поисковых и разведочных работах может оказать большую помощь.

Выщелачивание в кварцевой зоне испытывают алюминий и его постоянный спутник галлий. Последний накапливается в пределах нижней сульфидной зоны, выщелачивается в кварцевой, а выше по разрезу, в верхней сульфидной зоне, снова наблюдаются признаки его накопления.

Нам остается рассмотреть еще окислительно-восстановительные условия минералообразования в характеризуемых зонах. С этой точки зрения интересны данные о зональном соотношении пары минералов пирит — пирротин. Мы увидим, что рассмотрение этого вопроса приведет нас к предположению о том, что представляют собой корни месторождений и какие процессы в них протекают.

Соотношение между пиритом и пирротинном в зональности характеризуется тем, что первый приурочен к верхним частям зон минерализации, а второй появляется ниже, постепенно количество его увеличивается, и в нижних частях зон он может быть преобладающим или даже единственным сульфидом железа. Чтобы интерпретировать этот факт, мы должны рассмотреть валентные состояния железа в его главных сульфидных минералах. Воспользуемся для этого данными В. В. Щербини (1978).

В пирите ( $\text{FeS}_2$ ) железо находится в двухвалентном состоянии, и в этом отношении он подобен троилиту ( $\text{FeS}$ ), где железо также двухвалентно. Но в троилите оно соединено с анионом  $\text{S}^{2-}$ , а в пирите — с анионом  $\text{S}_2^{2-}$ , который получается за счет ковалентной связи сульфидной серы. Пирротин, имеющий формулу  $\text{Fe}_{m-x}\text{S}_n$ , отличается от троилита тем, что количество катионов железа в нем меньше количества анионов серы (на величину  $x$ ); по В. В. Щербине, он представляет собой «фазу вычитания». Это возможно вследствие того, что часть ионов железа (до  $1/8$  от общего их количества и немного более) находится в пирротине в трехвалентном состоянии.

Из этого можно заключить, что увеличение количества пирротина на глубину и замена им пирита означают повышение окислительного потенциала. Правда, этот вывод не является однозначным, так как согласно диаграмме фазовых равновесий пирротин образуется в несколько более щелочной обстановке, чем пирит, и, поскольку щелочность в нижней сульфидной зоне повышается на глубину, появление пирротина вместо пирита можно объяснить этими обстоятельствами.

Но имеются и прямые доказательства того, что пирротин образуется в более окислительных условиях. А. Е. Гапон (1971), изучавший распространение сульфидных минералов в верхнепротерозойских черносланцевых отложениях Витимо-Патомского нагорья, отмечает, что пирит встречается главным образом в черных горизонтах сланцев и алевролитов, обогащенных органическим веществом, а пирротин — в прослоях пород более светлых оттенков. Поскольку в данном случае имеет место тесное переслаивание пород, объяснить образование пирита и пирротина за счет различной щелочности нельзя, и вместе с тем отчетливо видна связь пирротина с более окислительной обстановкой.

В повышении окислительного потенциала на глубину, как ни поразительно оно на первый взгляд, нет ничего удивительного. Весьма интересны с этой точки зрения работы Ю. М. Столярова (1978) о наблюдаемой

на месторождениях многих типов, в том числе и близких к рассматриваемому нами, сульфид-сульфатной зональности, посящей необычный характер и заключающейся в том, что сульфаты (ангидрит и гипс) распространены на глубине, а ближе к поверхности сменяются сульфидами. Трудно предположить в данном случае что-нибудь иное кроме наличия высокого окислительного потенциала на глубине.

В условиях высокого окислительного потенциала сульфидная сера переводится в сульфатную, и образование сульфидных минералов прекращается. Признаки этого в рассматриваемых зонах наблюдаются. В нижних сечениях зон количество сульфидных минералов уменьшается на глубину. На тех месторождениях, которые, как это видно из окружающей геологической обстановки, характеризуются глубоким денудационным срезом (выходят на поверхность наиболее древние породы), сульфидная минерализация приобретает характер тонких, маломощных и коротких просечек, резко отличающихся от развитых в более высоких сечениях крупных прожилков и вкрапленников, можно сказать, что сульфидная минерализация вырождается на глубину. В этих условиях пирит и пирротин могут заменяться окисными минералами железа (магнетитом и гематитом). В связи с исчезновением сульфидов происходит уменьшение содержаний халькофильных элементов. Ю. М. Столяров (1978) отмечает также интенсивно проявленное здесь кислотное выщелачивание. Выщелачивание в самых нижних частях проявляется и в характеризуемых нами зонах.

Можно полагать, что вырождение сульфидной минерализации, появление окисных минералов, понижение содержаний халькофильных элементов и резко выраженное выщелачивание являются характерными признаками корней месторождений. Причина развития окислительных условий в корнях месторождений может заключаться в выделении из магматических очагов на определенных этапах их эволюции окислительных газов, а если в минерализации принимают участие воды, мобилизуемые из осадочных пород, окислительная обстановка легко объясняется огромным резервом кислорода, захороняемого в осадочных породах.

Вытекающие из приведенной схемы минерализации практические следствия, имеющие значение для проведения поисковых и разведочных работ, достаточно очевидны. Нужно иметь в виду наличие двух сульфидных зон, с каждой из которых может быть связано оруденение промышленного масштаба. Обеднение оруденения на глубину не обязательно означает полное его прекращение. После некоторого перерыва может обнаружиться новое повышение интенсивности оруденения, связанное со второй сульфидной зоной. Возможны проявления прямой и обратной зональности в зависимости от того, какая зона вскрыта и в какой мере проявляются на месторождении обе зоны. Учитывать эти особенности очень важно для правильного понимания данных, получаемых при геохимическом опробовании.

Большое значение имеет оценка явлений выщелачивания и развития отрицательных ореолов. С ними может быть связана мобилизация рудного вещества из горных пород, и от того, в каких масштабах производится эта мобилизация, зависят масштабы концентрирования их в рудных зонах. Недаром часто обнаруживается связь месторождений с теми геологическими формациями, которые отличаются повышенными концентрациями рудообразующих элементов в рассеянном состоянии. О значении связанных с выщелачиванием надрудных ореолов литофильных элементов мы уже говорили. Следует иметь в виду признаки вырождения рудной минерализации и перехода к корням месторождений.

Для интерпретации геохимических ореолов и установления их зональности весьма важно привлечение минералогических данных. Наша статья основана на минералого-геохимическом подходе. Мы убеждены, что совместное геохимическое и минералогическое изучение месторождений выведет теорию геохимических методов поисков на новый уровень и даст основу для совершенствования методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

- Гапон А. Е. Некоторые особенности пиритовой минерализации центральной части Бодайбинского синклиория. — В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений Дальнего Востока. Владивосток: изд. ДВГИ, 1971, с. 110—113.
- Гапон А. Е., Ганцева М. М. К проблеме золотосности центральной части Ленского района. — В кн.: Вопросы геологии и золотосности Ленского района. Иркутск: изд. ИПИ, 1969, с. 154—164.
- Столяров Ю. М. О гипогенной сульфид-сульфатной зональности рудных месторождений. — Геология рудн. месторождений, 1978, т. XX, № 3, с. 36—48.
- Щербина В. В. Природные химические соединения сульфидной серы. — Геохимия, 1978, № 8, с. 1123—1128.
- Kennedy G. C. A portion of the system silica-water. — Econ. Geol., 1950, v. 45, p. 629—653.

С. В. ГРИГОРЯН, Л. Н. ОВЧИННИКОВ  
(СССР)

## ЕДИНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ СУЛЬФИДСОДЕРЖАЩИХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ЕЕ ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Геохимическая зональность — одна из примечательных особенностей первичных геохимических ореолов рудных месторождений. В теоретическом и практическом отношении наиболее важна осевая геохимическая зональность первичных ореолов, которая проявляется в направлении движения рудоносных растворов. Результаты сравнительного изучения особенностей состава и строения первичных ореолов более 300 различных по составу и условиям формирования рудных месторождений позволили установить, что осевая геохимическая зональность первичных ореолов гидротермальных сульфидсодержащих месторождений одинакова, т. е. в ореолах в направлении движения рудоносных растворов существует упорядоченное размещение от вольфрама «внизу» до бария «наверху».

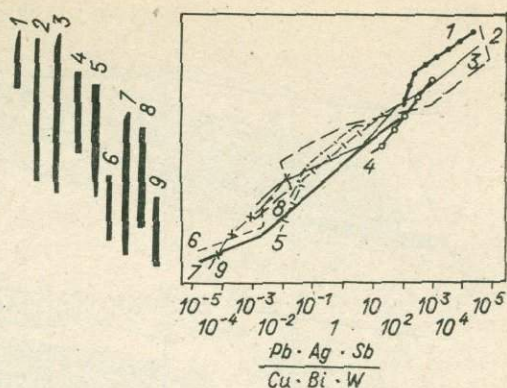
Установленная единая геохимическая зональность первичных ореолов выражается следующим последовательным рядом наиболее распространенных элементов-индикаторов рудных месторождений:  $W_1$ —Be— $As_1$ — $Sn_1$ — $Au_1$ —U—Mo—Co—Ni—Bi— $W_2$ — $Au_2$ — $Cu_1$ —Zn—Pb— $Sn_2$ —Ag—Cd— $Au_3$ — $Cu_2$ —Hg— $As_2$ —Sb—Ba. В этом ряду повторное появление некоторых элементов-индикаторов отражает минеральную зональность первичных ореолов, обусловленную закономерной сменой в направлении геохимической зональности различных минералов-носителей одних и тех же элементов:  $Cu_1$  отвечает халькопириту,  $Cu_2$  — блеклым рудам,  $As_1$  — арсенопириту,  $As_2$  — блеклым рудам,  $Sn_1$  — касситериту,  $Sn_2$  — станину,  $W_1$  — шеелиту,  $W_2$  — вольфраму.

Изучение первичных геохимических ореолов различных типов золоторудных месторождений позволило установить для этих месторождений единую геохимическую зональность в размещении всех элементов-спутников золота, характеризующуюся приведенным выше рядом. При строгом постоянстве взаимоотношений в ряду элементов-спутников для золота устанавливаются отчетливые перемещения:  $Au_1$  развивается на уровне ореолов  $As_1$ ,  $W_1$  и других малоподвижных элементов-индикаторов, что обычно характерно для высокотемпературных месторождений.  $As_2$  отражает пространственное взаимоотношение ореолов Au и его спутников для среднетемпературных месторождений, где Au интенсивно развивается на уровне  $Cu_1$  и Bi. На низкотемпературных месторождениях золото является одним из наиболее подвижных элементов ( $Au_3$ ).

Следует отметить, что обычно геохимическая зональность ореолов — не резкая смена в пространстве одного элемента другим, а при их доста-

Рис. 1. Совмещенные графики изменения с глубиной величины мультипликативного коэффициента зональности первичных ореолов оловорудных месторождений Дальнего Востока.

1 — Южное; 2 — Смирновское; 3 — Зимнее; 4 — Верное; 5 — Ветвиное; 6 — Ивановское; 7 — Дальнетаежное; 8 — Трудное; 9 — Обычное.



точно широком совместном распространении только преимущественное накопление каждого из элементов на том или ином уровне околорудного пространства.

В качестве оценки геохимической зональности первичных ореолов используются различные индикаторные отношения, выбор которых производится исходя из ряда элементов-индикаторов зональности. Установлено, что наиболее контрастная, а следовательно и надежная в практическом использовании, зональность выявляется с помощью так называемых мультипликативных коэффициентов, в которых используется группа элементов-индикаторов. Исследования последних лет показали, что зональность мультипликативных ореолов кроме повышенной контрастности обладает еще одной в практическом отношении весьма важной особенностью: она является единой не только качественно (единый ряд элементов-индикаторов зональности), но и количественно, когда одинаковые уровни ореолов характеризуются строго определенными значениями мультипликативного коэффициента зональности. Для иллюстрации этой особенности мультипликативных ореолов на рис. 1 приведены построенные А. Ф. Миронюком и авторами совмещенные для ряда оловорудных месторождений Дальнего Востока СССР графики изменения с глубиной величин мультипликативного коэффициента геохимической зональности. Графики изменения с глубиной мультипликативного коэффициента зональности первичных ореолов всех девяти месторождений тесно совмещены. Это обстоятельство, а также значительный градиент коэффициента по вертикали (десять порядков на глубину всего лишь в 500—600 м) предоставляют возможность надежной дифференциации различных уровней ореолов по величине мультипликативного коэффициента зональности, что успешно может быть использовано для оценки уровня эрозионного среза геохимических аномалий. Для рассмотренного примера величина коэффициента более  $10^5$  будет отвечать надрудным ореолам, перспективным на слепое оруденение, а также ореолам, развитым на уровне верхних частей рудных тел (слабоэродированное оруденение). В отличие от этого низкие значения мультипликативного коэффициента зональности (0,001 и менее) будут фиксировать бесперспективные глубокоэродированные аномалии, представленные подрудными ореолами, а также ореолами, развитыми на уровне корневых частей рудных тел.

Единая геохимическая зональность первичных ореолов гидротермальных месторождений имеет большое практическое значение, с ее помощью успешно решаются следующие важнейшие задачи оценки геохимических аномалий:

- оценка уровня эрозионного среза выявленных при поисках геохимических аномалий;
- определение промышленного типа оруденения при прогнозировании слепых рудных тел и месторождений;
- разработка геохимических аномалий, представленных непромышленными зонами рассеянной рудной минерализации;
- оценка примерных запасов прогнозируемого по геохимическим данным слепого и слабоэродированного оруденения;
- рашифровка условий формирования месторождений.

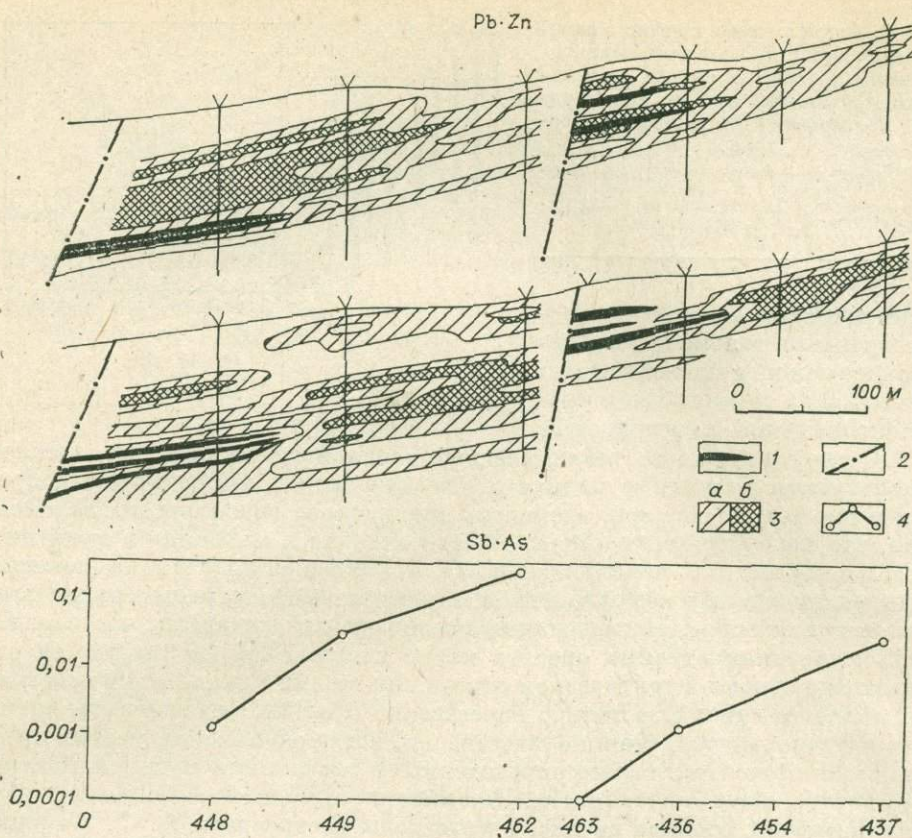


Рис. 2. Мультипликативные ореолы.

1 — рудные тела; 2 — дизъюнктивные нарушения; 3 — первичные ореолы: а — пониженной, б — повышенной интенсивности; 4 — графики изменения мультипликативного коэффициента зональности  $\frac{Sb \cdot As}{Pb \cdot Zn}$ .

В ряде представленных на настоящий симпозиум докладов описываются конкретные примеры оценки перспектив рудоносности различных участков с помощью зональности первичных ореолов, поэтому этот вопрос ниже опускается и основное внимание уделяется мало освещенной в литературе проблеме использования геохимической зональности первичных ореолов для расшифровки условий формирования рудных месторождений.

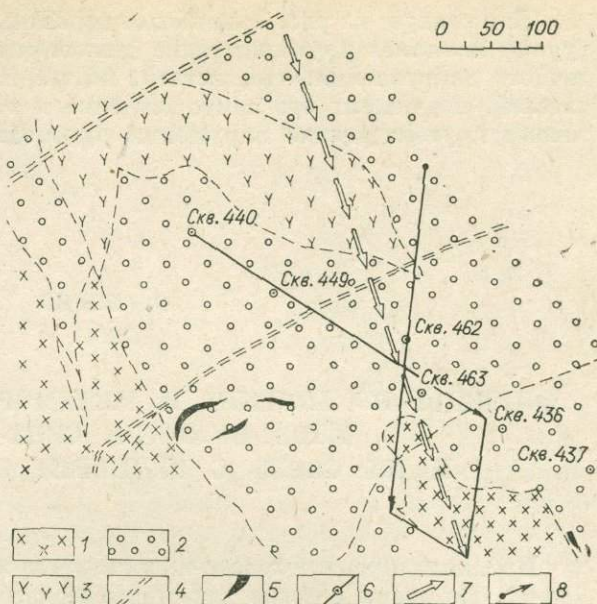
Первичный геохимический ореол — неотъемлемая часть любого месторождения; закономерности его состава и строения несут в себе весьма ценную информацию об условиях образования месторождения, его происхождении. Именно поэтому генетическое значение первичных ореолов и их зональности по своей важности иногда может превосходить непосредственно поисковое, определяя тактику и стратегию поисков промышленных месторождений определенного генетического типа.

Как уже отмечалось, первичные ореолы представляют собой составную часть самих месторождений, и именно поэтому любые данные об особенностях состава и строения первичных геохимических ореолов так или иначе будут отражать также особенности проявления процессов рудообразования в целом и локализации рудных тел в частности. Примечательно, что часто многие важные вопросы генезиса рудных месторождений получают более однозначное решение, когда наряду с рудными телами исследуются также сопровождающие их первичные ореолы.

Возможность использования результатов изучения первичных геохимических ореолов, и прежде всего их зональности, для расшифровки условий формирования месторождений ниже рассматривается на примере

Рис. 3. Геологическая схема месторождения Тутлы-1.

1 — андезит-дацитовые порфиры; 2 — известняково-аркозовые отложения; 3 — диорит-порфиры; 4 — дизъюнктивные нарушения; 5 — рудные тела; 6 — буровые скважины; 7 — вероятное направление движения рудоносных растворов; 8 — векторы зональности по разрезам.



одного из скарново-полиметаллических месторождений Таджикской ССР. Рудные тела месторождения локализованы в пределах толщи известняково-аркозовых конгломератов акчинской свиты ( $C_{2-3}$ ), залегающих на размытой поверхности андезито-дацитовых порфиров той же свиты. На месторождении развиты крутопадающие

дизъюнктивные нарушения северо-восточного и меридионального направления, вдоль которых устанавливаются смещения отдельных блоков толщи конгломератов. Рудные тела представляют собой линзообразные пологозалегающие ( $10-15^\circ$ ), местами почти горизонтальные, мощностью в первые метры залежи в скарнах.

Первичные ореолы вокруг рудных тел месторождения изучены по результатам геохимического опробования керна буровых скважин по серии разрезов. Установлено, что наиболее широки и интенсивны ореолы свинца, цинка, мышьяка и сурьмы. Характерной особенностью этих ореолов является то, что они резко вытянуты вдоль рудных тел в горизонтальной плоскости и существенно превышают их по размерам. На рис. 2 изображены мультипликативные ореолы двух групп элементов: мышьяка и сурьмы, образующих наиболее удаленные от рудных тел ореолы, и свинца и цинка, ореолы которых, естественно, тесно связаны с рудными телами. Поведение этих групп элементов контрастно отражает зональное строение первичных ореолов: в направлении движения рудоносных растворов (по восстанию рудных тел) происходит смена основных компонентов руд (свинца и цинка) наиболее подвижными элементами — мышьяком и сурьмой, находящимися в конце приведенного выше ряда зональности элементов-индикаторов. Для количественной характеристики описываемой зональности были рассчитаны величины мультипликативного коэффициента зональности, графики изменения которых выявляют контрастную геохимическую зональность в строении первичных ореолов (см. рис. 2).

Установленная в строении первичных ореолов геохимическая зональность, проявленная в полном соответствии с приведенным выше единым рядом элементов-индикаторов, использована при расшифровке условий локализации оруденения на месторождении и, в частности, для определения вероятного направления движения в рудном поле рудообразующих растворов, что имеет немаловажное значение для понимания механизма формирования месторождения.

Для решения этой задачи по двум взаимно пересекающимся (наиболее представительным из изученных) разрезам на их линии отложены отрезки, по длине пропорциональные величинам градиента в этом направлении рассмотренного выше мультипликативного коэффициента геохимической зональности. Направление поступления рудообразующих растворов в процессе локализации рудных тел будет совпадать с направлением результирующего вектора геохимической зональности первичных ореолов, изображенного на геологической схеме месторождения (рис. 3).

Как следует из рис. 3, наиболее вероятными рудоподводящими структурами являлись крутопадающие дизъюнктивные нарушения северо-восточного направления, что, кстати, подтверждает представление исследователей, изучавших это месторождение и также считающих северо-восточные крутопадающие нарушения рудоподводящими.

## И. БАРНС

(США)

### ФЛЮИДЫ ИЗ МАНТИИ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФЛЮИДЫ БЛИЗ ВУЛКАНА СЕНТ-ХЕЛЕНС И ИХ СВЯЗЬ С РУДНЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ

Проанализированы газово-жидкие продукты из кратера вулкана Сент-Хеленс. Во время и после катастрофического извержения 18 мая 1980 г. изотопные составы воды в этих продуктах составляли от  $-90$  до  $-140\text{‰}$  D относительно стандарта SMOW.

23 апреля 1980 г. взята проба воды из водоема в старом кратере. Приведем химический состав воды из водоема в кратере вулкана Сент-Хеленс:

Местоположение	SE 1/4 sec. 4, T. 8N., R. 5E., округ Ска- манья. Образец CQ79 DJ 80	Cl	97,00
		F	0,60
		SiO <sub>2</sub>	37,00
T°C	17,0	B	<1,0
pH	5,97	U	—
Удельная электро- проводность, мом <sup>-1</sup> .см <sup>-1</sup>	0,47	Hg	—
H <sub>2</sub> S	<1,0	Al	—
NH <sub>4</sub> (N)	0,35	δ <sup>18</sup> O	-12,57
Na	17,00	δD	-89,80
K	4,80	δ <sup>13</sup> CO <sub>2</sub> газ	—
Mg	15,00	δC <sup>18</sup> O <sub>2</sub> газ	—
Ca	41,00	δ <sup>13</sup> C SrCO <sub>3</sub>	-19,53
HCO <sub>3</sub>	52,00	δ <sup>34</sup> SO <sub>4</sub>	+9,50
SO <sub>4</sub>	36,00		

<sup>7</sup> Примечание. Здесь и далее: концентрации в мг/л; изотопные составы в ‰; D и <sup>18</sup>O относительно стандарта SMOW; <sup>13</sup>C относительно стандарта PDB.

По изотопному составу — это обычная атмосферная вода. В результате выделения газов уровень ее поднялся на 15 см. Газовая составляющая при 17°C не могла быть водяным паром, но не содержала она также H<sub>2</sub>S и SO<sub>2</sub>, если судить по составу воды. Вероятнее всего, это был CO<sub>2</sub>, поскольку P<sub>CO<sub>2</sub></sub> в газовой составляющей в равновесном с водой состоянии достигает 0,05 атм., что более чем в 100 раз превышает P<sub>CO<sub>2</sub></sub> в воздухе.

На севере и юге от вулкана находятся содовые источники (см. рисунок и таблицу). Величина <sup>13</sup>CO<sub>2</sub> в этих источниках составляет соответственно  $-13,10$  и  $-13,95\text{‰}$  относительно стандарта PDB. Значение <sup>13</sup>CO<sub>2</sub> в содовом источнике на востоке, равное  $-5,38\text{‰}$ , является типичным для мантийных газов.

К западу находится источник Пиджин, вытекающий из метаморфизованных дацитов. Химический состав источника Пиджин приведем ниже:

Местоположение	NE 1/4, sec. 36, T. 7N., R. 1E., округ Каулиту. Образец CQ 32 IB 80
T°C	8
pH	8,34
Удельная электро- проводность, мом <sup>-1</sup> .см <sup>-1</sup>	47,6
H <sub>2</sub> S	<1
NH <sub>4</sub> (N)	2,9
Na	6100,0
K	6,9
Mg	5,5
Ca	7100,0
HCO <sub>3</sub>	18,0
SO <sub>4</sub>	280,0

Cl	22000,0
F	<0,50
SiO <sub>2</sub>	9,20
B	3,0
U	<0,0032
Hg	<0,0010
Al	0,0010
δ <sup>18</sup> O	-4,29
δD	-43,40
δ <sup>13</sup> CO <sub>2</sub> газ	—
δC <sup>18</sup> O <sub>2</sub> газ	—
δ <sup>13</sup> C SrCO <sub>3</sub>	—
δ <sup>34</sup> SO <sub>4</sub>	—

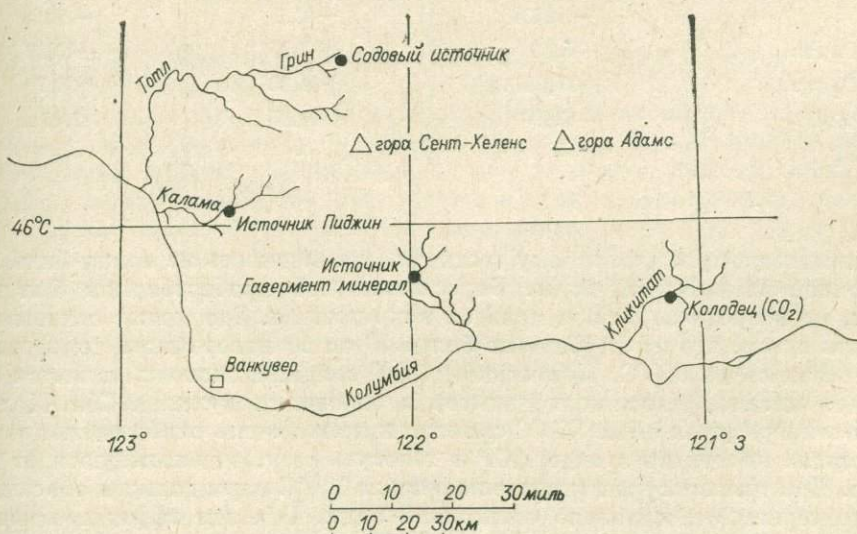
По составу это Ca<sup>+2</sup>—Na<sup>+1</sup>Cl рассол. Источник Пиджин пересыщен относительно кальцита, альбита, кальевого полевого шпата, хлорита и кварца, которыми сложены подстилающие метадациты. Ясно, что ни изотопный, ни химический составы рассола не связаны с атмосферной водой.

4 ноября 1980 г. из кратера, с глубины от 30 до 40 см ниже его поверхности, были отобраны пробы сухого газа в трубки из боросиликатного стекла. Пробы отбирались в эти трубки после того, как из них шприцем был отсосан воздух, а сама проба пропущена через охлаждающую смесь из сухого льда и спирта. Впоследствии смесь была расплавлена и проанализирована. Результаты анализов газового конденсата из кратера приводим ниже:

Ион	мг/л
Cl	6900,0
Fe	780,0
SO <sub>4</sub>	440,0
δD	-33,0‰ (SMOW)
δ <sup>18</sup> O	+5,94‰ (SMOW)

Примечание: pH 0,8.

Выяснилось, что «газ» на 85% состоит из жидкости, которая представляет собой 0,2-нормальный раствор соляной кислоты. Если судить



Места расположения изученных минеральных источников.

## Химический состав воды в содовых источниках

Источник	Колодец CO <sub>2</sub> Клайкитат	Минеральный источ- ник Гавермент	Содовый источник
Местоположение	NW1/4 sec. 24, T. 4N., R. 13E., ок- руг Клайкитат	SW1/4 sec. 30, T. 5N., R. 7E., ок- руг Каунти	NE1/4 sec. 2, T. 10N., R. 4E., ок- руг Каулиты
Образец	CQ 29 IB 80	CQ 30 IB 80	CQ 31 IB 80
T°C	23	6	10
pH	5,89	5,97	6,58
Удельная электро- проводность, мом <sup>-1</sup> .см <sup>-1</sup>	1,36	3,65	7,00
H <sub>2</sub> S	<1	1	1
NH <sub>4</sub> (N)	<0,1	1,01	6,3
Na	64,0	420,0	1350,0
K	10,0	9,0	79,0
Mg	100,0	75,0	93,0
Ca	120,0	260,0	220,0
HCO <sub>3</sub>	1070,0	1230,0	2715,0
SO <sub>4</sub>	2,0	120,0	2,0
Cl	4,2	550,0	1250,0
F	0,34	0,12	0,42
SiO <sub>2</sub>	140,0	64,0	94,0
B	<1,0	15,0	28,0
U	<0,0008	0,0017	<0,0008
Hg	<0,0001	<0,0001	0,0001
Al	0,003	—	<0,001
δ <sup>18</sup> O	-15,90	-11,12	-11,38
δD	-111,4	-82,3	-84,1
δ <sup>13</sup> CO <sub>2</sub> газ	-5,38	-13,95	-13,10
δC <sup>18</sup> O <sub>2</sub> газ	+27,44	+31,36	+31,79
δ <sup>13</sup> C SrCO <sub>3</sub>	-6,10	-14,35	7,97
δ <sup>34</sup> SO <sub>4</sub>	—	—	—

по химическому и изотопному составам, эта жидкость не может быть производной атмосферной воды. Боросиликатный пробоотборник был прямым, но в процессе отбора проб он искривлялся. Это может свидетельствовать о том, что на глубине не более 40 см от поверхности температура поднималась до 550°C. Источником 0,2N соляной кислоты является рассол из метаморфизованных дацитов в основании вулкана Сент-Хеленс. При температурах выше 300°C соляная кислота очень слабо ионизирована и должна поступать в виде HCl<sup>0</sup> в газовую фазу, отделяющуюся от рассола. При температурах значительно выше 300°C пары должны обогащаться дейтерием относительно остаточной воды. Оба эти эффекта отмечены в водяном паре, отобранном в кратере. Фторид не мог поступать в конденсат из рассола, он имеет иное происхождение.

Состав остальных 15% сухого газа из кратера следующий:

Газ	Объем	Газ	Объем
He	<0,005	CH <sub>4</sub>	<0,0002
H <sub>2</sub>	8,61	CO <sub>2</sub>	86,6
Ar	<0,02	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	<0,01
O <sub>2</sub>	0,03	CO	0,57
N <sub>2</sub>	1,64	H <sub>2</sub> S	2,09
		SO <sub>2</sub>	0,85

Сумма... 100,4

Сухой газ на 85% состоит из CO<sub>2</sub>, который может поступать как из рассола, так и из других источников. Величина <sup>13</sup>CO<sub>2</sub>, равная 10,16‰, указывает на привнос мантийного материала. Серные газы также поступали не из рассола. Расчеты показывают, что H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, CO и H<sub>2</sub> находятся в химическом равновесии при температурах от 550 до 690°C, которые вполне допустимы, если иметь в виду факт размягчения стекла. Следовательно, H<sub>2</sub> и CO образуются при реакциях H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> с магмой. Суммарный состав газа определяется CO<sub>2</sub>, сернистыми и фтористыми соединениями, летучими из магматического расплава и из рассола, обнаруженного в метавулканических подстилающих породах.

Рассол становится богаче хлоридом, так как H<sub>2</sub>O возгоняется в большей степени, чем HCl. С возрастанием солёности рассол лучше растворяет тяжёлые металлы и становится источником металлов. Магма — вероятный источник серы, способствующей осаждению металлов в виде сульфидов.

Углекислый газ здесь, как и в других местах, в значительной степени поступает из магмы. Это наиболее вероятный взрывчатый агент в данном и в других сильных вулканических извержениях.

Ю. Г. ЩЕРБАКОВ

(СССР)

### ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ КОНЦЕНТРАЦИИ ПАР ЭЛЕМЕНТОВ В ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ

Повышение эффективности поисков и оценок рудных месторождений на основе геохимических, включая металлметрические, данных требует прежде всего понимания зависимости их состава и масштабов от свойств элементов и характера рудообразующих процессов. Способствовать такому пониманию должна унификация и сопоставимость понятий, характеризующих свойства элементов, ответственные за их совместную концентрацию в тех или иных условиях, и основные признаки месторождений, возникающих в этих же условиях [Щербаков и др., 1980]. Этой цели, т. е. выбору общих или вполне сопоставимых геохимических признаков элементов и образуемых ими месторождений, служат разработанные нами [Щербаков, 1981, 1982] космогеохимическая систематика элементов (табл. 1) и принципы геохимической систематики геологических формаций (табл. 2). Исходными данными в систематике элементов приняты их космическая распространенность (A) и средние содержания в углистых хондритах типа Cl(μ), базальтоидах (ν) и глинистых сланцах (с). Отношения A/μ, ν/μ и с/ν использованы для подразделения всех элементов на ассоциации, отличающиеся областями, способами и формами своей концентрации. В табл. 1 отражено известное преобладание в космосе элементов низких порядковых номеров до 36 (Kr), а также четных элементов над нечетными. По космической распространенности показаны *главные* ( $\geq 10^3$  при Si = 10<sup>6</sup>), *малые* (10—10<sup>3</sup>) и *редкие* элементы ( $\leq 10$ ). По относительному распределе-

Космогеохимическая систематика элементов

H	Si 1    Zr 2    Au 3    Tc* 4																He
Li	Be	5    6    7    8										B	C	N	O	F	Ne
Na	Mg	9    10    11										Al	Si	P	S	Cl	Ar
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn
Fr*	Ra	Ac*	Ku*	**													
Лантаноиды и актиноиды																	
Ce	Pr	Nd	Pm*	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu				
Th	Pa	U	Np*	Pu*	Am*	Cm*	Bk*	Cf*	Es*	Fm*	Md*	Nb*	Lr*				

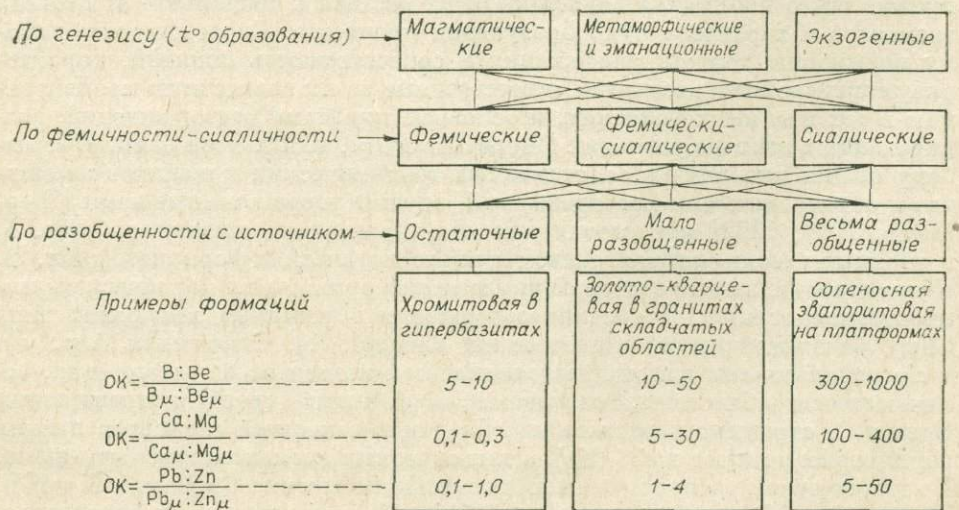
Примечание. 1-4 — по космической распространенности на 10<sup>6</sup> атомов Si: 1 — >1000 — главные; 2 — от 10 до 1000 — малые; 3 — <10 — редкие; 4 — Tc\* — элементы, известные лишь на звездах и полученные искусственно. 5-11 — по родству и распределению в гравитационных системах: 5 — легколетучие, оксифильные; 6 — легколетучие гомеофильные; 5-6 — максимально-центробежные, резко преобладающие в составе звезд и внешних планет сравнительно с метеоритами и земным веществом; 7-11 — малолетучие, резко преобладающие в метеоритах и внутренних планетах (7 — сиалические оксифилы  $so = (v/\mu c) > 1$  при  $c/v > 1$ , центробежные; 8 — сиалические гетерофилы ( $sh = v/\mu c < 1$  при  $c/v > 1$ ), дефицитно-центробежные; 9 — фемические оксифилы  $fo = (v/\mu c) > 1$  при  $c/v < 1$ , 10 — фемические гетерофилы  $fh = (v/\mu c) < 1$  при  $c/v < 1$ ) центrostреmitельные; элементы, менее подвижные в каждой группе, подчеркнуты). Средние содержания элементов  $v$  — в базальтоидах,  $c$  — в глинистых сланцах,  $\mu c$  — в углистых метеоритах типа CI, учтены по А. П. Виноградову, 1962; К. К. Turekian e. a., 1959; E. Anders, 1964; G. G. Goles, 1969; и др.

нию элементов в спектрах звезд и метеоритном веществе  $A/\mu$  выделено два их типа — летучие, образующие большую часть космоса, с  $A/\mu \geq 20$  и малолетучие с  $A/\mu < 20$ , преобладающие в метеоритах и внутренних планетах Солнечной системы.

По коэффициенту подкоровой центробежности  $v/\mu$  элементы подразделены на два класса: оксифилы ( $o = v/\mu > 1$ ) и гетерофилы ( $h = v/\mu < 1$ ),

Таблица 2

Принципы геохимической систематики геологических формаций



## Геохимическая классификация эндогенных рудных формаций

Различенность с ис-точником	Фазия рудо-образования	Тип рудных тел	Формации и концентрирующиеся в них элементы ( <i>f, s, h, o</i> )				
			Ультрафемические <i>uf(fh)</i>	Фемические <i>f</i>	Фемически-сиалические <i>fs</i>	Сиалические <i>s</i>	Ультрасиалические <i>us(so)</i>
Различная	Совмещенная $K=A$	Метасоматиче-ский	Медно-скарновая, медно-никелевая с Pt, Pd, Os, Ir, медно-колчеданная	Кварц-гематитовая, сидеритовая	Колчеданно-полиметаллическая с баритом, уран-гематитовая с TR, P, Co, золото-урановая, свинцово-цинковая	Барит-флюоритовая с Hg, серная	Редкоземельно-урановая
Наибольшая	Апикальная <i>A</i>	Жильно-пикок-верковый	Золото-лиственитовая	Фосфоритовая вулканогенно-осадочная	Золото-кварц-халцедоновая с Te, Bi, Se, Hg, медно-молибденовая пятиэлементная (U, As, Bi, Ag, Co), кобальт-серебряная	Ртутная, сурьмяно-ртутно-мышьяковая	Редкометалльная с В, Be, Li, Rb, Cs
Средняя	Стволовая <i>C</i>	Жильный	Золото-сульфидно-кварцевая	Пегматитовая в габброидах с Ti, V, Sc, P	Золото-кварцевая с Pb, Sb, As, Cu, Zn, сульфидно-касситеритовая	Касситерит-кварцевая	Редкометалльная пегматитовая с Nb, Ta, Be, Li, W, Zr, Hf, кварц-вольфрамитовая
Наименьшая	Корневая <i>K</i>	Вкрапленно-про-жилковый	Серпентинит-талько-вая, хромитовая, платиноподная, золото-суль-фидная	Скарново-магнетито-вая, титано-магнетитовая, магнетит-апатитовая	Золото-сульфидная в черных сланцах с As, Sb, U, карбонат-ная с Th, TR, Nb, P	Молибден-вольфрамо-вая	Редкометалльная апо-гранитовая, редкометал-ная онгонитовая

Относительные коэффициенты концентрации элементов в земных породах в сравнении с углистыми хондритами типа CI(OK) и те же отношения, нормированные по  $v/\mu = 1$  (OK\*)

Отношения элементов	OK							OK*					
	$\sigma/\mu$	$v/\mu$	$\delta/\mu$	$\xi/\mu$	$\gamma_{Ca}/\mu$	$\gamma_R/\mu$	$c/\mu$	$\sigma/\mu$	$\delta/\mu$	$\xi/\mu$	$\gamma_{Ca}/\mu$	$\gamma_R/\mu$	$c/\mu$
Li : Mg	0,11	20,0	57,0	295	153	1471	268	0,005	2,85	14,75	7,65	73,6	13,4
Ag : Au	8,20	20,4	—	—	10,0	7,8	80,0	0,4	—	—	0,49	0,38	3,92
K : Na	0,54	4,4	7,8	12,0	9,0	16,0	35,0	0,123	1,77	2,73	2,0	3,64	7,95
Ca : Mg	0,24	13,0	19,0	28,0	24,0	28,0	17,0	0,018	1,46	2,15	1,85	2,15	1,31
Fe : Ni	2,80	29,0	60,0	500	107	193	20,0	0,097	2,07	17,2	3,69	6,66	0,69
V : Fe	1,50	8,7	6,3	3,0	11,0	12,0	15,0	0,17	0,72	0,34	1,26	1,38	1,72
Si : Fe	3,40	5,0	7,9	14,0	19,0	44,0	13,0	0,68	1,58	2,8	3,8	8,8	2,6
Ca : Na	0,59	1,7	0,75	0,22	0,43	0,094	1,8	0,35	0,44	0,13	0,25	0,05	1,09
Sr : Ca	2,00	9,4	25,0	16,0	25,0	28,0	25,0	0,213	2,66	1,7	2,66	2,98	2,66
Pb : Zn	0,53	9,6	32,0	14,0	39,0	75,0	40,0	0,055	3,33	1,46	4,06	7,8	4,17
Al : Si	0,29	4,4	4,1	3,7	3,2	2,5	5,3	0,066	0,93	0,84	0,73	0,57	1,2
Co : Ni	2,20	5,6	3,8	5,3	10,0	5,0	4,6	0,39	0,68	0,95	1,79	0,89	0,82
Fe : Cr	0,65	5,9	16,0	241	17,0	45,0	4,3	0,11	2,7	40,85	2,88	7,63	0,73
Mo : Cu	0,88	1,3	3,3	11,0	2,9	12,0	3,0	0,677	1,77	8,5	2,23	9,23	2,31
Ba : Sr	0,30	2,0	2,4	24,0	2,8	25,0	5,3	0,15	1,2	12,0	1,4	12,5	2,65

а месторождения соответственно — на окси- и гетерогенные. По величине коэффициента сиаличности  $c/v$  каждый класс элементов подразделен на два подкласса: сиалический ( $s = c/v > 1$ ) и фемический ( $f = c/v < 1$ ). При этом  $so$  элементы рассматриваются как ультрасиалические ( $us$ ), а  $fh$  — как ультрафемические ( $uf$ ).

Месторождения, а вместе с ними и рудные формации в целом по относительным величинам  $s$  и  $f$  элементов подразделены на  $s$ ,  $f$  и  $fs$ , т. е. сиалический, фемический и промежуточный (фемическо-сиалический) типы. Каждый подкласс, кроме того, разделен на две группы элементов — менее (—) и более (+) подвижных. Среди месторождений каждого генетического типа (магматических, эманационных и экзогенных) им соответствуют наименее разобщенные со своими источниками вещества, или остаточные, малоразобщенные и весьма разобщенные. Среди гидротермальных месторождений по степени разобщенности с источником соответственно выделены корневые, представленные вкрапленно-прожилковой минерализацией, ствольные — жильные, апикальные — жильно-штокверковые и совмещенные — метасоматические. Увеличение разобщенности гидротермальных месторождений с источниками вещества сопровождается возрастанием концентрации и количества в них редких металлов и минералов, относительным уменьшением площади рудных полей и возрастанием контрастности распределения металлов в рудах. В соответствии со сказанным, главные эндогенные формации сгруппированы по фемичности — сиаличности исходного для них субстрата, степени разобщенности с ним и преобладающим в них морфологическим типам руд (табл. 3). Тем самым уточняется набор элементов, наиболее информативных при поисках разных типов месторождений и для предварительной прогнозной оценки этих месторождений.

В отличие от мультипликативных методов интерпретации геохимических аномалий, в значительной мере нивелирующих индивидуальные свойства элементов, для повышения генетической информативности аналитических данных предлагается сопоставление относительных ко-

Типичные средние содержания и отношения (ОК и ОК\*) элементов в рудах некоторых эндогенных месторождений

Рудная формация	Среднее содержание		Отношение		
	Элемент	г/т	Пары элементов	ОК	ОК*
Медно-колчеданная <i>f</i> зон	Au	0,1—1	Ag : Au	0,1—1,3	0,006—0,06
Золото-лиственитовая в $\sigma$	Au	1—10	То же	0,07—2,1	0,003—0,1
Золото-кварцевая в $\gamma$ и $c$	Au	10—100	»	0,3—68	0,02—3,35
Золото-кварц-халцедоновая	Au	10—100	»	2,1—683	0,1—33
Редкоземельно-урановая, мелкие тела	U	60—15	U : Th	84—215	143—367
То же, крупные тела	Th	20—40			
	U	75—500	То же	100—1055	170—1800
	Th	4—280			
Медно-молибденовая <i>f</i> зон	Mo	40—180	Mo : Cu	0,75—3,68	0,59—2,9
	Cu	4200—8500			
То же, <i>f</i> — <i>s</i> зон	Mo	100—400	То же	2,15—6,9	1,7—5,4
	Cu	3000—10000			
Колчеданно-полиметаллическая <i>f</i> зон			Ph : Zn	10—122	1,1—12
То же, <i>f</i> — <i>s</i> зон			То же	81—3898	8,5—40
Медно-никелевая в $v$ , богатые руды			Co : Ni	0,092	0,016
			Cu : Ni	137	2,8
То же, бедные руды			Co : Ni	0,098	0,018
			Cu : Ni	80,2	1,6

эффицентом концентрации (ОК) пар геохимически родственных элементов в породах и рудах, нормированных по углистым хондритам типа Cl, например  $Mo:Cu$  (в пробе)/ $Mo:Cu$  (в хондрите Cl) = 2,5. Ввиду своей независимости от кларков ОК сопоставимы для любых пар и потому позволяют проследить общие тенденции эволюции состава рудных месторождений разных генетических типов. Для единообразия и сопоставимости ОК разных элементов предложено первым в каждой паре ставить элемент более центробежный, сиалический, оксифильный и подвижный. В этом случае более богатые рудные концентрации более сиалического состава, более разобщенные со своими источниками, отличаются более высокими значениями ОК [Щербаков, Рослякова, 1979; Shcherbakov, 1979; Щербаков и др., 1980].

Поскольку формирование большинства типов пород земной коры происходит не из метеоритного протопланетного вещества непосредственно, а такими исходными для коровых образований служат базальтоиды, нормировав ОК по соотношениям элементов  $v/\mu$ , мы получим более наглядное выражение уровня эволюционного развития любых интересующих нас природных образований (табл. 4).

На примерах разного типа и состава месторождений показана зависимость информативности ОК от вида и степени геохимического родства элементов, принадлежащих к разным подразделениям упомянутой систематики (табл. 5). В частности, ОК элементов, сходных своим отношением к кислороду, но отличающихся по сиаличности — фемичности, например,  $Mo/Cu$ ,  $Pb/Zn$ ,  $K/Na$  и т. д., наилучшим образом отражают более или менее базитовый состав исходного вещества эндогенных месторождений.

ОК элементов общего типа центробежности, но разной подвижности лучше характеризуют фаціальную (от корневых вкрапленно-прожилковых руд к стволовым — жильным, и апикальным — штокверковым, фациям) и рудноформационную принадлежность месторождений. Примером могут служить ОК  $Co/Ni$ ,  $Hg/Cd$ ,  $Tl/In$ , наиболее высокие в месторож-

дениях апикальных фаций, весьма разбощенных с источниками металлов.

Наконец, ОК элементов общих групп с присущей им обыкновенно «шелл+шринк» аналогией строения (Rb/K, Ba/Sr, Hf/Zr, Ta/Nb и др.) в большей мере характеризуют условия формирования данного месторождения, его вероятную протяженность на глубину, вероятные масштабы, степень эродированности. Этому помогает устанавливаемая с помощью ОК метода возможность отличия ореолов концентрации элементов, тяготеющих более к корневым частям месторождений, от ореолов рассеяния, чаще венчающих рудные тела [Щербаков и др., 1980]. Оба типа ореолов, а равно и области их совмещения могут фиксироваться при значительных мощностях рыхлых отложений и в связи с этим пониженных в пробах содержания металлов.

В целом метод ОК более сложен, чем мультипликативный, нуждается в самой скрупулезной апробации по различным парам элементов и на разных типах месторождений, что, несомненно, еще более расширит его возможности.

## ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — *Геохимия*, 1962, № 7, с. 555—571.
- Щербаков Ю. Г. Космогеохимическая систематика элементов и металлогенный анализ. — В кн.: *Геохимия золота и редких элементов*. Новосибирск: Наука, 1981, с. 5—11.
- Щербаков Ю. Г. Периодическая система и космогеохимическое распределение элементов. — *Геология и геофизика*, 1982, № 1, с. 77—84.
- Щербаков Ю. Г., Золотухин В. В., Кузнецов В. А. и др. Коэффициенты концентрации элементов как источник информации об условиях рудообразования. — *Геохимия*, 1980, № 11, с. 1662—1674.
- Щербаков Ю. Г., Росляков Н. А., Рослякова Н. В. и др. Геохимические методы при поисках глубокозалегающих и перекрытых месторождений золота. — В кн.: *Геохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений*. Новосибирск: Наука, 1980, с. 22—34.
- Щербаков Ю. Г., Рослякова Н. В. Об индикаторном значении отношений металлов в золоторудных месторождениях. — В кн.: *Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования*. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1979, с. 129—135.
- Anders E. Origin, age and composition of meteorites. — *Space Sci. Rev.*, 1964, v. 3, p. 583—714.
- Cameron A. G. W. A revised table of abundance of the elements. — *Astrophysic. J.* 1959, v. 129, p. 675—699.
- Goles G. G. Cosmic Abundances. — In: *Handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, New York, 1969, p. 116—133.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of elements in some major units of the Earth's Crust. — *Bull. Geol. Soc. of Amer.*, 1961, v. 72, p. 175.
- Shcherbakov Ju. G. The distribution of elements in the geochemical provinces and ore deposits. — In: *Origin and distribution of the elements*. Oxford, New York: Pergamon Press, 1979, p. 689—695.

А. П. СОЛОВОВ

(СССР)

## ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ПРИ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ

Основной целью всех геологических работ независимо от их конкретного содержания является обеспечение минеральным сырьем. Поэтому на любых стадиях геологоразведочного процесса результаты проведенных работ целесообразно выражать в величинах запасов полезных ископаемых, которыми по геологическим, геохимическим и геофизическим данным оценивается конкретная территория, участок, выявленное месторож-

## Категории прогнозных запасов

Потребности	Съемки				Поиск и		
	региональ- ные гео- физические и геохими- ческие М1:200000	региональ- ные гео- логические М1:200000	геологи- ческие М1:50000	глубинное картиро- вание	общие	детальные М1:10000	оценочные
Текущие	$D_3$	$D_3$	$D_2$	$D_3-D_2$	$D_3-D_2$	$D_1$	$D_1-C_2$
После 2000 го- да	$E_1$	$E_1$					
	$E_3$	$E_3$	$E_3-E_2$	$E_2$	$E_2$	—	—

дение или ожидаемое рудное тело. Именно величины прогнозных запасов минерального сырья наиболее убедительны для обоснования целесообразности, очередности и объема затрат на проведение дальнейших более детальных исследований. Соответственно, задачей интерпретации данных при литохимических поисках рудных месторождений является выражение их результатов в форме оценок прогнозных запасов металлов, достоверность которых возрастает с увеличением детальности проведенных съемок. Задачи интерпретации геохимических данных этим не исчерпываются, а охватывают вопросы оценки параметров геохимического фона, выделения и геологической классификации аномалий, установления генетического типа, зональности и уровня эрозионного среза рудопроявлений и многие другие, более частные. Однако решение всех этих задач имеет вспомогательное значение, подчиняясь основной цели — оценке масштаба и возможной промышленной значимости выявленного оруденения. Критерием правильности интерпретации поисковых геохимических данных является подтверждение цифр ожидаемых запасов металлов последующими поисково-разведочными горными и буровыми работами.

Для подсчета прогнозных запасов  $Q_H$  пригодны различные методы, в том числе с применением ЭВМ, обеспечивающие несмещенные оценки, т. е. равновероятное отклонение от истинных запасов  $Q_{ист}$ , согласно зависимости

$$Q_{ист} = Q_H \cdot \varepsilon^{\pm t}, \quad (1)$$

где  $\varepsilon > 1,0$  — стандартный множитель и  $t = 1, 2, 3, \dots$  определяют доверительный интервал оценки. Увеличение детальности исследований направлено к снижению  $\varepsilon$  и увеличению  $t$ , одновременно уточняются местоположение, форма залежи и качество полезного ископаемого. Если в сопоставлении с результатами последующих работ обнаруживаются систематические завышения (занижения) прогнозных оценок, то исправлению подлежит метод подсчета. На первых стадиях литохимических поисков оценки прогнозных запасов являются безобъектными (категория  $E$ ; табл. 1), в последующем они характеризуют конкретные неразведанные месторождения с отнесением соответствующих цифр к условным категориям  $D_3-D_1$  [Быховер и др., 1978].

Региональные литохимические съемки масштаба 1 : 1 000 000 и мельче в «открытых» рудных районах могут выполняться по прямолинейным профилям вкрест основным рудоконтролирующим структурам через 1 см в масштабе отчетной карты с оробованием элювио-делювия рудоносных пород через 0,1—0,2 км. В этом случае безобъектная оценка прогнозных запасов производится на основе подсчета площадной продуктивности  $P$  в  $m^2 \cdot \%$ , во вторичных остаточных ореолах рассеяния обычно по первой из следующих тождественных формул:

$$P = \Delta S \left( \sum_{x=1}^N C_x - N C_{\Phi} \right) = N \cdot \Delta S \left( \frac{1}{N} \sum_{x=1}^N C_x - C_{\Phi} \right) = S (\bar{C}_x - C_{\Phi}). \quad (2)$$

Здесь  $\Delta S$  — площадь элементарной ячейки сети пробоотбора,  $N$  — число

точек с аномальным содержанием рудного элемента  $C_x \geq C_{\phi} \cdot \varepsilon^3$ ,  $S$  — общая площадь вторичных ореолов рассеяния в  $m^2$ , как выявленных, так и пропущенных съемками,  $\bar{C}_x$  — среднее содержание рудного элемента в аномалиях и  $C_{\phi}$ ,  $\varepsilon$  — параметры геохимического фона. Важно отметить, что величина  $P$  в  $m^2 \cdot \%$  для фиксированной площади является параметром, не зависящим от масштаба съемки, в силу инвариантности показателей

$N \cdot \Delta S \rightarrow S$  и  $1/N \cdot \sum_{x=1}^N C_x \rightarrow \bar{C}_x$  для «достаточно больших» площадок исследуемой территории.

В качестве таких площадок подсчета  $P$  целесообразно принимать трапеции международной разграфки ближайшего более крупного масштаба по отношению к масштабу литохимической съемки. Так, например, при поисковых съемках масштаба 1 : 1 000 000 и «средней» рудоносности территорий размеры трапеций масштаба 1 : 200 000 являются уже «достаточно большими» ( $N \geq 25$ ).

С учетом размеров  $S_0$  в  $km^2$  каждой из площадок подсчета  $P$  и для каждой из них (в зависимости от ландшафтных условий) средневзвешенного коэффициента остаточной продуктивности ореолов рассеяния  $k_{\text{взвеш}} \geq \geq 1,0$  вычисляется их удельная рудоносность  $\Delta q_{\text{рт}} \text{ т/м/км}^2 = \frac{q_{\text{рт}}}{S_0}$ , где

$q_{\text{рт}} = \frac{P}{40k_{\text{взвеш}}}$  и деление на 40 отвечает переходу от  $m^2\%$  к тоннам металла для слоя 1 м.

Составленная по этим данным карта изолиний  $\Delta q_{\text{рт}}$  в масштабе  $S_0 = 1 \text{ см}^2$  характеризует продуктивность оруденения конкретного металла на поверхности рудовмещающих пород со снятым покровом рыхлых образований. Этим она выгодно отличается от обзорных геохимических карт, отражающих содержания рудных элементов в пробах, зависящие от степени закрытости территорий и различной детальности проведенных съемок, и потому способных дезориентировать дальнейшее направление поисковых работ.

По карте изолиний  $\Delta q_{\text{рт}}$  с учетом разумной интерполяции на закрытые участки ( $k = 0$ ) или почему-либо пропущенные при съемке производится подсчет суммарной продуктивности коренного оруденения ( $\sum q_{\text{рт}}$ )<sub>общ</sub> в пределах рудного района или в административных границах внутри единой металлогенической провинции. В составе общей продуктивности оруденения определенная доля связана с промышленными, в частности, крупными месторождениями, другая — со средними по масштабу запасов или многочисленными мелкими месторождениями, а также с непромышленными рудопроявлениями и рудными точками. Следовательно, общие запасы металла до глубины  $H$ , сосредоточенные в наиболее интересных в экономическом отношении крупных месторождениях, составят

$$(\sum Q_H)_{\text{крупн}} = x (\sum q_{\text{рт}})_{\text{общ}} \cdot H, \quad (3)$$

где  $H$  выбирается по геологическим соображениям, а  $x \ll 1,0$  — множитель, определяющий долю крупных месторождений в общей продуктивности оруденения. За вычетом запасов металла в уже известных в районе крупных месторождениях это определит прогнозную оценку его рудных ресурсов ( $E_1$ ). Исходя из общих закономерностей, установленных для десятичной классификации рудных месторождений по масштабу запасов, в зависимости от рудного элемента и технического уровня поисковых литохимических съемок изменяется величина множителя  $x$ , ориентировочно оцениваемая значениями 0,006—0,02 [Соловов и др., 1970; Соловов, 1978]. Подобные оценки прогнозных запасов металла по вторичным ореолам рассеяния, выявленным при мелкомасштабных литохимических съемках, уместны в слабо изученных рудных районах с относительно сглаженным рельефом при размерах территорий порядка  $n \cdot 10^4$ — $n \cdot 10^5 \text{ км}^2$ .

Конкурирующим методом мелкомасштабного опробования таких территорий являются литохимические съемки по потокам рассеяния с опробованием аллювиальных отложений гидросети, а в предельном варианте —

отложений конечных водоемов стока, например, озерных или прибрежно-морских осадков. Расчетная плотность пробоотбора при этом принимается — 1 проба на  $\text{см}^2$  отчетной карты или при съемках масштаба 1 : 500 000—1 : 1 000 000 соответственно 1 проба на 25 и 100  $\text{км}^2$ . \* Трудоемкость этих работ существенно ниже, а геологическая эффективность выше по сравнению с литохимическими съемками тех же масштабов с пробоотбором из элювио-делювия. Количественная интерпретация данных при поисковых литохимических съемках этого типа ведется на принципах, аналогичных рассматриваемым ниже. Однако мелкомасштабные литохимические съемки по потокам рассеяния или с опробованием отложений конечных водоемов стока при малой плотности пробоотбора требуют резкого повышения точности анализа проб по сравнению с допустимой погрешностью анализа  $1,25 \pm 1$ — $1,40 \pm 1$  при поисках по вторичным остаточным ореолам рассеяния или при более детальном опробовании аллювия (например, 1 : 200 000). Напомним, что при литохимических поисках во всех случаях чувствительность анализа на рудные элементы должна быть доктларковой.

В СССР геологические съемки закончены на всей территории, и литохимические съемки мелких масштабов проводились только в ограниченных объемах. Прогнозные оценки обширных территорий, согласно зависимостям (2) и (3), выполнялись по данным поисковых литохимических съемок масштаба 1 : 50 000 путем их обобщения в масштабах 1 : 500 000—1 : 1 500 000.

Широкое применение в геологически слабо изученных рудных районах во всем мире, в том числе и в развивающихся странах, получили поисковые литохимические съемки по потокам рассеяния путем опробования аллювиальных отложений современной гидросети с плотностью 1 проба на 1  $\text{км}^2$ . В СССР эти региональные литохимические съемки, отвечающие масштабу 1 : 200 000 (расчетная сеть пробоотбора  $2,0 \times 0,5$  км), с высокой эффективностью проводятся в рудных районах Сибири, Дальнего Востока и Крайнего Севера [Инструкция..., 1965; Абисалов, 1977]. Теория формирования литохимических потоков рассеяния рудных месторождений разработана в нашей стране более 20 лет тому назад и продолжает успешно развиваться. Между тем принципы количественной интерпретации литохимических потоков рассеяния, принятые и опубликованные в СССР, мало известны иностранным специалистам по геохимическим поискам.

Аллювиальные отложения, в первом приближении, можно рассматривать как отвечающие составу «средней пробы» всего бассейна денудации данного водотока. Соответственно этому, непромышленное рудопроявление в вершине водосбора способно обусловить высокие содержания рудного элемента в аллювии, а крупное месторождение, расположенное в среднем или нижнем течении реки, — только слабоаномальные содержания. Поэтому ориентировка при поисках по потокам рассеяния на уровень абсолютных содержаний рудных элементов в пробах может привести к ошибочным оценкам. Правильную характеристику масштаба оруденения, развитого в данном бассейне денудации, обеспечивает только показатель продуктивности потока рассеяния

$$P'_x = S_x (C'_x - C_\phi). \quad (4)$$

Здесь  $S_x$  — площадь бассейна водосбора ( $\text{м}^2$ ), отвечающая точке опробования;  $C'_x$  — содержание рудного элемента в аллювиальных отложениях данной точки;  $C_\phi$  — его местное фоновое содержание.

Величина  $P'_x$  равна 0 в интервале русла, выше оруденения, непрерывно возрастает в интервале поступления рудного элемента со склона

\* При пешеходном варианте съемки плотность пробооборота увеличивается за счет соединительных маршрутов, по которым обычно пробы отбираются с шагом 1,0—0,5 км.

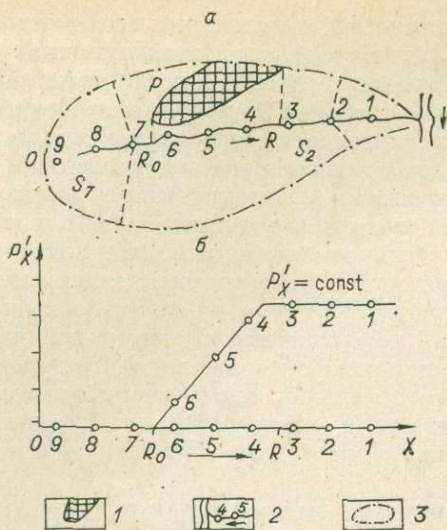


Рис. 1. План водосбора (а) и график  $P'_x = f(x)$  (б) для русла I порядка.

1 — линия водораздела; 2 — русло реки (цифры — номера точек пробоотбора); 3 — вторичный остаточный ореол рассеяния с продуктивностью  $P$  ( $m^2 \cdot \%$ ).  $O$  — вершина водораздела;  $R_0$  и  $R$  — начало и конец поступления рудного элемента из ореола в поток рассеяния;  $S_1$  и  $S_2$  — площади водосборов соответствующих точек пробоотбора.

в русло и теоретически остается постоянной ниже оруденения (рис. 1). При этом величина  $P'_x = \text{const}$  связана пропорциональной зависимостью с площадной продуктивностью  $P$  ( $m^2 \cdot \%$ ) вторичных остаточных ореолов рассеяния, развитых в данном бассейне водосбора:

$$P' = k'P, \quad (5)$$

где  $k' \geq 1,0$  — местный коэффициент пропорциональности, зависящий от индивидуальных химических свойств рудного элемента и режима стока.

В свою очередь, величина  $P$  пропорциональна продуктивности коренного выхода рудной зоны  $P_{рт}$ , откуда

$$P' = k' \cdot k \cdot P_{рт}, \quad (6)$$

где  $k \geq 1,0$  — местный коэффициент остаточной продуктивности ореолов рассеяния данного элемента, в общем случае не равный  $k'$ .

Численные значения коэффициентов пропорциональности  $k'$  и  $k$  определяются из опыта работ в условиях конкретного рудного района для каждого из важнейших рудных элементов. По своей величине эти коэффициенты отражают совокупность местных ландшафтно-геохимических условий и физико-химических свойств тех минеральных форм, в которых протекает гипергенное рассеяние данного рудного элемента.

Литохимическую аномалию при поисках по потокам рассеяния обычно определяют высокие содержания рудного элемента в группе смежных русел, характеризуют рудное поле месторождения, рудную зону или рудный узел. Предварительной оценкой такого объекта служит суммарная продуктивность этих потоков рассеяния

$$[P'_{\text{общ}}] = \sum_{i=1}^m P'_i, \quad (7)$$

где  $m$  — число смежных русел, образующих общую аномалию. Величина  $P'_{\text{общ}}$  является важным показателем для ранжирования объектов в порядке очередности их геологического осмотра на местности.

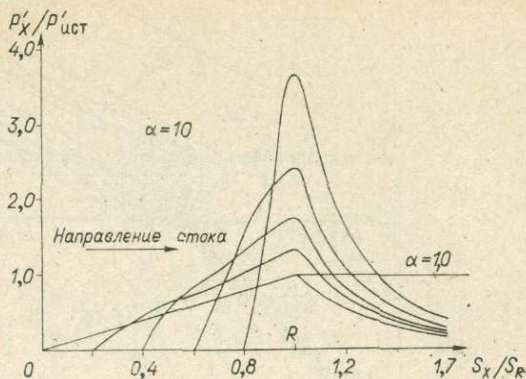
Подсчет прогнозных запасов при литохимических съемках по потокам рассеяния ведется по формуле

$$Q_H = \frac{1}{k' \cdot k} \cdot \frac{1}{40} \cdot H \cdot \sum_{i=1}^m P'_i, \quad (8)$$

Результаты подсчета следует округлять до первой ближайшей цифры.

Применение формулы (8) предполагает соблюдение условия  $P'_x = \text{const}$ , при котором величины продуктивности потоков рассеяния  $P'_i$  уверенно отсчитываются на графиках  $P'_x = f(x)$ . Опыт показывает, что в руслах I порядка это условие соблюдается достаточно хорошо и существенно нарушается при размещении оруденения в среднем и нижнем течении русел более высоких порядков. В этих случаях наблюдающийся в интер-

Рис. 2. Графики кажущейся продуктивности литохимических потоков рассеяния при различном положении точки  $R_0$  и  $\alpha \geq 1,0$ .



вале поступления рудного элемента со склона в русло рост величины  $P'_x$  затем сменяется ее быстрым падением, и отчет истинного значения  $P'_i$  становится невозможным (рис. 2). Явление это объясняется непропорционально большим участием в составе аллювия материала, сносимого с ближайших склонов. Для учета этого явления, осложняющего количественную интерпретацию литохимических потоков рассеяния, было введено понятие о «кажущейся продуктивности» потоков, вычисляемой по формуле (4), и о «склоновом коэффициенте» аллювия  $\alpha > 1,0$ . Последний характеризует преувеличенную роль материала ближайших склонов против состава средней пробы, при котором  $\alpha = 1,0$ . Местная величина склонового коэффициента определяется по точкам падающей ветви графика кажущейся продуктивности потока рассеяния по формуле

$$\alpha = \frac{\ln\left(\frac{C'_R - C'_\Phi}{C'_x - C'_\Phi}\right)}{\ln\left(\frac{S_x}{S_R}\right)} \quad (9)$$

Здесь  $C'_R$  — содержание рудного элемента в точке с максимальным значением кажущейся продуктивности потока рассеяния ( $P'_{max}$ );  $S_R$  — площадь бассейна водосбора, отвечающая этой точке;  $C'_x$  и  $S_x$  — те же величины для точки, лежащей ниже по течению.

Определение  $\alpha$  обычно ведется по двум-трем точкам с последующим вычислением среднего геометрического значения  $\tilde{\alpha}$ . Зная  $\alpha$ , можно определить истинную продуктивность потока рассеяния

$$P'_{ист} = \lambda P'_{max}, \quad (10)$$

где величина поправочного множителя  $\lambda \leq 1,0$  определяется по специальной номограмме, приведенной на рис. 3. Аналитическое выражение для оценки поправочного множителя  $\lambda$  имеет вид:

$$\lambda = \frac{1 - \frac{S_{R_0}}{S_R}}{1 - \left(\frac{S_{R_0}}{S_R}\right)^\alpha}, \quad (11)$$

где  $S_{R_0}$  и  $S_R$  — площади бассейнов водосборов для точек соответственно

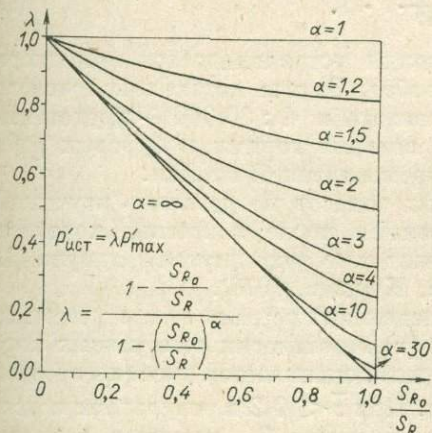


Рис. 3. Номограмма для оценки истинной продуктивности литохимических потоков рассеяния  $P'_{ист} = \lambda P'_{max}$  при различных значениях склонового коэффициента аллювия  $\alpha > 1,0$  и величины отношения площадей.

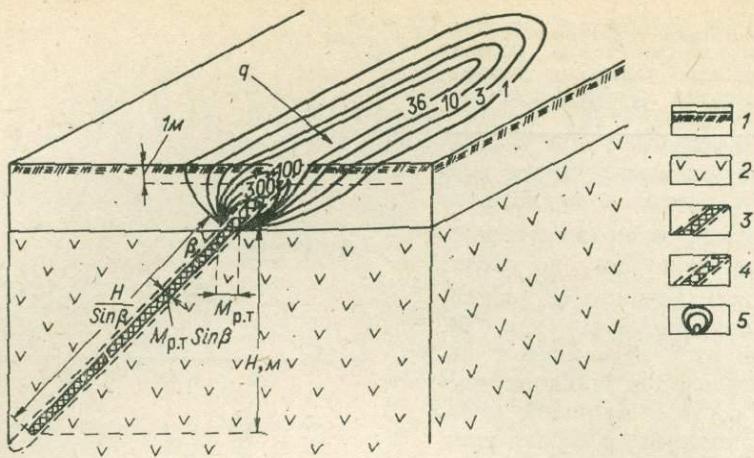


Рис. 4. Пример оценки прогнозных запасов металла в рудном теле по его вторичному остаточному ореолу рассеяния.

1 — элювий; 2 — рудовмещающие породы; 3 — рудное тело и его первичный ореол; 4 — интервал рудного тела, существовавший до выветривания; 5 — изоконцентрации содержания металла в ореоле рассеяния на поверхности и в разрезе (усл. ед.).

начала ( $R_0$ ) и конца ( $R$ ) поступления надфоновых содержаний рудного элемента со склона в русло [Соловов, Шваров, 1980]. Найденные согласно (10) значения  $P'_{ист}$  совместно со значениями  $P'_x = const$  определяют суммарную продуктивность объекта  $P'_{общ}$  и служат для оценки прогнозных запасов металла по формуле (8).

Геохимические аномалии — вторичные остаточные ореолы рассеяния, выявленные и оконтуренные поисковыми литохимическими съемками масштаба 1 : 50 000, подлежат оценке с геологическим осмотром на местности и подсчетом прогнозных запасов металла.

Благоприятными показателями предварительной оценки вторичного ореола рассеяния являются высокое содержание металла ( $C_{max}$ , %) и большая величина его площадной продуктивности ( $P$ ,  $m^2 \cdot \%$ ), подсчитанная по формуле (2). Однако для оценки выявленного объекта этих данных недостаточно, поскольку «богатство» остаточного ореола рассеяния зависит от местных значений коэффициентов гипергенного рассеяния ( $\sigma$ ) и остаточной продуктивности ( $k = 1$ ), от генетического типа, уровня эрозионного среза и условий залегания коренного оруденения. Оценка масштаба ожидаемого оруденения на основе всех этих данных ведется путем подсчета прогнозных запасов металла условной категории  $D_2$  (рис. 4) по известной формуле [Инструкция..., 1965].

$$Q_H = \frac{1}{k} \cdot \frac{1}{40} \cdot P \cdot H. \quad (12)$$

В зависимости от результатов этой оценки устанавливается очередность дальнейшего проведения оценочных работ. Задача детальной поисково-оценочной литохимической съемки масштаба 1 : 10 000 — подготовить участок выявленного оруденения для ведения горных и буровых работ с целью вскрытия рудных тел и их промышленной оценки.

В основе новой оценки прогнозных запасов по детально изученным вторичным остаточным ореолам рассеяния после вскрытия коренного оруденения горными выработками лежит уже упомянутая формула (12) со следующими уточнениями [Соловов, Куршев, 1978].

а. По данным опробования крутопадающих рудных зон, с учетом показателей геохимической зональности ( $v$ ) генетически однотипных хорошо изученных (эталонных) месторождений, оценивается уровень эрозионного среза ( $\bar{z}$ ) выявленного оруденения. При  $\bar{z} < 0,2$  в результаты подсчета площадной продуктивности этого оруденения  $P_{рт}$  вводится поправка

Рис. 5. Модель рудного тела жильного типа.

1 — рудное тело; 2 — первичный ореол; 3 — часть рудной зоны, срезанная эрозией.

с помощью множителя  $\eta = f(z) > 1,0$ , согласно зависимости

$$P_{рт}^* = \eta \cdot P_{рт}, \quad (13)$$

где  $P_{рт}^*$  — исправленная продуктивность, отнесенная к уровню  $\bar{z} = 0,2$ .

б. Глубина подсчета прогнозных запасов выбирается как функция эрозионного среза и величины исправленной продуктивности оруденения или

$$H^* = f(\bar{z}_1 \sqrt{P_{рт}^*}). \quad (14)$$

При этом для значений  $\bar{z} \geq 0,8$ , отвечающих глубокому эрозионному срезу оруденения,  $H = 0$  (рис. 5,6).

в. В результате подсчета общих запасов металла в объекте вводится поправка с помощью множителя  $\alpha < 1,0$ , учитывающего долю забалансовых руд. Величина этого поправочного множителя определяется по результатам опробования пройденных каналов и скважин или принимается из опыта. В итоге выражение (12) принимает вид

$$Q_H^* = \alpha \cdot Q_H = \alpha \cdot \frac{1}{k} \cdot \frac{1}{40} P^* \cdot H^*, \quad (15)$$

где  $P^*$ ,  $H^*$  определяются зависимостями (13) и (14).

Прогнозные запасы металла, подсчитанные по формуле (15), целесообразно относить к условной категории  $D_1$ .

В целом процесс количественной интерпретации данных при региональных, поисковых и детальных литохимических съемках подчиняется принципу последовательного рассмотрения сначала содержаний металла в геохимических аномалиях — ореолах и потоках рассеяния, затем их продуктивностей и, наконец, цифр запасов металла в объектах, с постепенным возрастанием достоверности оценок. Сводка соответствующих формул приведена в табл. 2.

Важное значение при оценке выявленных объектов имеет принцип: «...генетически родственные месторождения различной крупности являются геометрическими и геохимическими фигурами подобия...» [Соловов, 1978]. Вытекающие из этого зависимости иллюстрирует рис. 7.

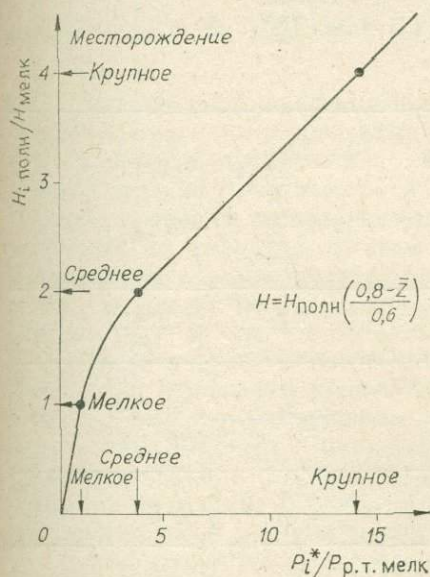


Рис. 6. График для оценки полной протяженности рудного интервала  $H_{полн} = f(P_{рт}^*)$ .

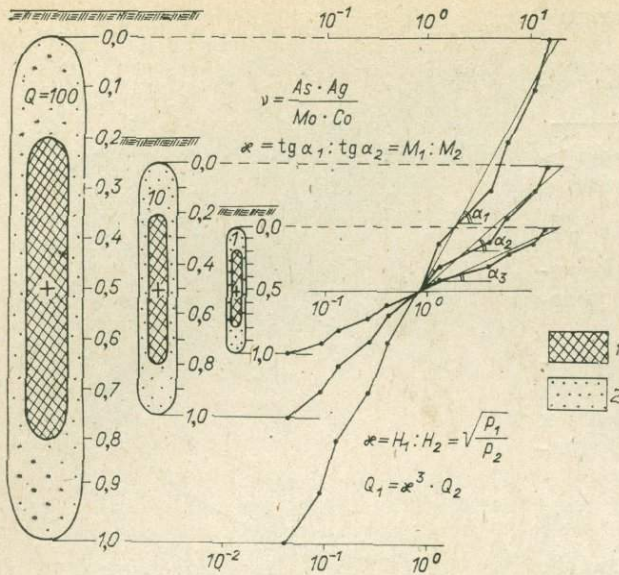


Рис. 7. Схема геометрического и геохимического подобия генетически однотипных месторождений различной крупности.  
1 — рудное тело; 2 — первичный ореол основного рудного элемента.

Последовательное укрупнение масштабов литохимических поисков не является простым повторением съемок по более плотной сети проботбора, при этом изменяется методика работ. Региональные литохимические съемки по потокам рассеяния сменяются поисковыми съемками по вторичным

ореолам рассеяния, а затем по первичным ореолам. Мелкомасштабные съемки ориентируются на общие признаки, свойственные крупным месторождениям любых генетических типов и различных металлов, например на обширные размеры связанных с ними литохимических аномалий. При детальном литохимическом съемках важнейшее значение приобретает анализ индивидуальных, часто неповторимых особенностей каждого промышленного месторождения.

Таблица 2

Количественная оценка литохимических потоков и ореолов рассеяния

Показатель	Формула
Максимальное содержание металла, %	$C'_{\max}; C_{\max}$
Количество металла в ореоле рассеяния по профилю (линейная продуктивность), м. %	$M = \Delta x \left( \sum_{x=1}^n C_x - nC_{\Phi} \right) = kM_{\text{рт}}$
Продуктивность, м <sup>2</sup> .%: потока рассеяния	$P' = S_x (C'_x - C'_{\Phi}) = k' \cdot P$
ореола рассеяния	$P = \Delta x \cdot l \left( \sum_{x=1}^N C_x - NC_{\Phi} \right) = kP_{\text{рт}}$
Количество металла на 1 м углубки, т/м	$q' = \frac{P'}{40}; q = \frac{P}{40}$
Прогнозные запасы, т: $D_3$ (съемка М 1 : 200 000)	$Q'_H = \frac{1}{k' \cdot k} \cdot \sum_{i=1}^m q'_i \cdot H$
$D_2$ (М 1 : 50 000)	$Q_H = \frac{1}{k} \cdot q \cdot H$
$D_1$ (М 1 : 10 000)	$Q_H^* = \alpha \frac{1}{k} \cdot q^* \cdot H^*$

Литохимические съемки составляют необходимый элемент поисковых работ на всех стадиях изучения рудных районов, сочетаясь с геологическими и геофизическими съемками тех же масштабов.

Величины прогнозных запасов, подсчитанные по литохимическим данным, могут считаться хорошо подтвердившимися, если последующими геологоразведочными работами будут выявлены промышленные запасы металла, отличающиеся от них в любую сторону менее чем в два раза. При расхождениях, меньших чем трехкратные, сходимость может считаться удовлетворительной. Для повышения надежности прогнозных оценок целесообразно одновременно вовлекать в дальнейшее изучение 6—8 рудных объектов, отвечающих по своему масштабу крупным и средним месторождениям.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Абисалов Э. Г. Опережающие литохимические поиски по потокам рассеяния. — Разведка и охрана недр, 1977, № 9, с. 20—24.
- Быховер Н. А., Еремеев А. Н., Соловов А. П. Классификация прогнозных запасов металлов. — В кн.: Количественная оценка прогнозных запасов при региональных металлогенических исследованиях. Л.: 1978, с. 37—39.
- Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1965. 227 с.
- Соловов А. П. Современное состояние и перспективы развития геохимических методов поисков рудных месторождений. — Вестник МГУ, серия геол., 1978, № 2, с. 3—28.
- Соловов А. П., Досанова Б. А., Кошелева И. А. Анализ результатов поисковых литохимических съемок при прогнозно-металлогенических исследованиях. — Вестник МГУ, серия геол., 1970, № 4, с. 39—55.
- Соловов А. П., Куршев П. А. Опыт оценки прогнозных запасов металла по вторичным ореолам рассеяния. — В кн.: Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1978, с. 150—163.
- Соловов А. П., Шваров Ю. В. Оценка оруденения по литохимическим потокам рассеяния. — Разведка и охрана недр, 1980, № 1, с. 25—30.

А. И. ПЕРЕЛЬМАН, Н. С. КАСИМОВ, Н. А. КУЛЕШОВА  
(СССР)

### ПАЛЕОГЕОХИМИЯ ЛАНДШАФТОВ И ПОИСКИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рудные месторождения и их вторичные ореолы рассеяния во многих рудных провинциях пережили сложную и длительную историю развития. Неоднократно происходила смена ландшафтно-геохимических условий, определявшая генетическое и морфологическое разнообразие ореолов. Поэтому оценка геохимических аномалий не может быть успешной без анализа их развития. Историзм — один из основных методологических принципов оценки геохимических аномалий. Особенно велика роль историко-геохимического анализа при глубинных литохимических поисках и оценке погребенных аномалий.

Теоретической основой палеогеохимических исследований являются геохимия ландшафта и геохимия эпигенетических процессов зоны гипергенеза. Как и в современных ландшафтах, в образовании геохимических аномалий в древних ландшафтах важную роль играли геохимические барьеры, на которых происходило формирование безрудных и усиление рудных аномалий. В зонах выщелачивания вторичные ореолы рассеяния ослаблялись и деформировались [Перельман, 1979].

Реконструкция геохимии древних ландшафтов основана на изучении разнообразных геохимических реликтов — ассоциаций химических элементов в геологических объектах, образовавшихся в предшествующие

эпохи на древних корях выветривания, ископаемых почвах, континентальных отложениях. Вторичные изменения в почвах и породах — оглеение, ожелезнение, засоление и другие, также служат индикаторами геохимической обстановки древних ландшафтов.

По особенностям миграции рудных элементов резко отличаются гумидные и аридные ландшафты. В кислой среде гумидных ландшафтов подвижно большинство химических элементов, образующих растворимые комплексы с органическими соединениями. В щелочной среде аридных ландшафтов легко мигрируют только анионогенные элементы — молибден, ванадий, иттрий, хром и др. Гумидные и аридные этапы развития ландшафтов характеризуются определенными геохимическими барьерами и зонами выщелачивания в почвах, в корях выветривания и континентальных отложениях со специфическими парагенетическими ассоциациями концентрирующихся и мигрирующих химических элементов.

Для повышения эффективности геохимических поисков рудных месторождений целесообразно составление палеогеохимических ландшафтных карт. Авторами разработана методика и составлены обзорные палеогеохимические ландшафтные карты СССР для верхнего мела, палеоцена, олигоцена, миоцена и отдельных эпох четвертичного периода. Методика составления палеогеохимических ландшафтных карт основана на геохимии ландшафта, современных представлениях об эволюции геохимических условий на протяжении геологического времени, на общих принципах геохимического картирования. Она состоит в выделении типов, классов и других единиц ландшафтов, характерных для былых геологических эпох. На картах показывается общая геохимическая обстановка миграции химических элементов, условия образования геохимических аномалий. Приводятся геохимические барьеры и зоны выщелачивания, типичные для отдельных эпох [Шерельман, 1980].

Методические основы палеогеохимического ландшафтного анализа разработаны на примере кайнозоя Казахстана, где геохимическому изучению подверглись основные сохранившиеся до настоящего времени геохимические реликты былых ландшафтов — древние коры выветривания, континентальные отложения и ископаемые почвы, которые служат индикаторами условий формирования и эволюции вторичных ореолов рассеяния. Исследования позволили выделить основные ландшафтно-геохимические эпохи и этапы развития территории Казахстана в кайнозое с характерными для них этапами формирования и развития вторичных ореолов рудных месторождений.

С конца верхнего мела до олигоцена включительно в Северном и Центральном Казахстане четко выделяется гумидная ландшафтно-геохимическая эпоха. Аридная эпоха началась в раннем миоцене и продолжается до настоящего времени. По соотношению климатического и тектонического режимов в каждой эпохе можно выделить несколько этапов, соответствующих стратиграфическим горизонтам и литолого-генетическим формациям или парагенетическим ассоциациям континентальных отложений [Ерофеев, Цеховский, 1981]. Гумидная эпоха включает в себя четыре, аридная — три ландшафтно-геохимических этапа.

**Конец верхнего мела — начало среднего эоцена.** Геохимическим реликтом мел-эоценовых денудационных равнин является древняя кора выветривания, а реликтом аккумулятивных равнин — континентальные отложения аркалыкской, джездинской, коскакольской и северо-зайсанской свит с горизонтами ископаемых почв.

Мел-эоценовое время — эпоха пенеппенизации в условиях влажного и переменного-влажного тропического и субтропического климата. Поэтому коры выветривания имеют главным образом каолининовый и ферраллитовый состав конечных продуктов выветривания. Часто кора оглеена, что свидетельствует о широком развитии поверхностного переувлажнения и замедленного водообмена на денудационных равнинах.

Изучение геохимии микроэлементов в каолининовых горизонтах коры выветривания, развитой на кислых изверженных и осадочных (алевроли-

ты, сланцы) породах на севере и востоке Кокчетавской возвышенности, а также на основных породах в Мугоджарах, и анализ опубликованных данных Н. А. Лисицыной (1973) показали, что основной геохимической особенностью корообразования являлось кислое и кислое глеевое выщелачивание железа, марганца, кобальта, свинца, цинка, никеля и других катионогенных элементов и относительное обогащение анионогенными элементами и элементами-гидролизатами. Вторичные ореолы рассеяния катионогенных элементов испытали в корях выветривания ослабление и деформацию. Основной геохимический барьер в кислых влажных и переменнo-влажных тропических и субтропических ландшафтах денудационных равнин — совмещенный кислородно-сорбционный вида А2-€2, а в кислых глеевых — А6—€6, по классификации А. И. Перельмана (1977). На этих барьерах интенсивно концентрировались катионогенные элементы и происходило усиление рудных геохимических аномалий. На сульфидных месторождениях в это время формировались мощные зоны окисления и сернокислые ландшафты.

Ландшафты аккумулятивных равнин характеризовались замедленным водообменом и широким развитием оглеения в ферраллитных и феррсиаллитных почвах и континентальных отложениях. Основной геохимический процесс — кислое глеевое выщелачивание, перераспределение элементов и их осаждение на кислородно-сорбционном барьере вида А6-€6 в железистых конкрециях и кирасах. На аккумулятивных равнинах происходило погребение зон окисления в палеозойском фундаменте. В этих зонах могли протекать только процессы электрохимического окисления сульфидов.

В целом верхнемеловой — среднеэоценовый этап — время наиболее сильного ослабления вторичных ореолов рассеяния рудных месторождений.

**Средний и верхний эоцен.** По сравнению с предыдущим этапом климат изменился слабо: осадки по-прежнему выпадали в теплое время года, но несколько увеличился засушливый сезон. Геохимические процессы все еще были сходны с влажными тропиками, т. е. развивались ландшафты кислого класса с интенсивным выносом катионогенных элементов из коры выветривания и почв. В тектоническом отношении — это этап активных поднятий и врезания речной сети. Континентальные отложения среднего и верхнего эоцена в Казахстане представлены углисто-сидерит-колчеданной формацией с преобладанием аллювиальных и озерно-аллювиальных фаций. Расчлененный рельеф, интенсивная эрозия, понижение уровня грунтовых вод вели к размыву верхних горизонтов кор выветривания и зон окисления, проницанию процессов выщелачивания в более глубокие горизонты зоны гипергенеза. Широкое развитие получают потоки рассеяния.

В областях аккумуляции угленосные осадки с колчеданной минерализацией представляли собой совершенно иную среду ореолообразования, чем отложения гематит-каолиновой формации верхнего мела — среднего эоцена. Восстановительная сероводородная обстановка была неблагоприятна для миграции большинства рудных элементов и формирования наложенных ореолов рассеяния.

При последующих поднятиях отложения углисто-сидерит-колчеданной формации нередко попадали в зону аэрации. В этих случаях окисление сульфидов приводило к развитию процессов сернокислого выщелачивания и резкого ослабления вторичных ореолов рассеяния.

**Конец верхнего эоцена — нижний олигоцен** — спокойный тектонический этап, когда снова происходит пенеplanation рельефа и формируется кора выветривания. Общая направленность выветривания была сходна с нижнепалеогеновым, т. е. носила каолиновый характер, но в связи с менее влажным и теплым климатом отличалась меньшей интенсивностью. На денудационных и, возможно, на пластовых равнинах преобладали лесные субтропические ландшафты кислого и кислого глеевого классов. На аккумулятивных равнинах наряду с ними существовали и ланд-

шафты, переходные к кальциевым. Вторичные ореолы рассеяния деформировались и ослаблялись, но меньше, чем в предшествующие эпохи.

**Средний и верхний олигоцен.** В это время вновь происходит оживление тектонической активности, но уже в условиях сначала субтропического, а затем умеренного климата. На денудационных равнинах господствуют кислые и кислые глеевые классы гумидных лесных ландшафтов с тургайской флорой. В областях аккумуляции, где происходила седиментация отложений углисто-сидерит-колчеданной формации, ландшафты относились к кислому глеевому и сульфидному классам. Условия формирования вторичных ореолов рассеяния в это время были в целом сходны с верхнеэоценовыми.

Таким образом, в раннем кайнозое выделяются четыре гумидных этапа: два со спокойным тектоническим режимом и два с активными положительными движениями. В спокойные этапы на фоне пенеппленизации рельефа и кислого корообразования происходило ослабление вторичных ореолов рассеяния рудных месторождений на денудационных равнинах. В активные тектонические этапы коры выветривания размывались, и на дневную поверхность выходили более глубокие горизонты зон окисления, росла интенсивность окислительных процессов. Характерными геохимическими барьерами гумидных ландшафтов были кислородные — А, сероводородные — В, глеевые — С, щелочные — D, сорбционные — E, по классификации А. И. Перельмана (1977). Основными видами рудных геохимических аномалий на барьерах являлись: А2—А3, А6—А7, В1—В2, С1, С2—С3, С6—С7, D1, D2—D3, D6, E1—E2, E3—E7. Наиболее типичными были сернокислые, кислые и кислые глеевые зоны выщелачивания химических элементов в корах выветривания, континентальных отложениях и почвах.

**Ранний и средний миоцен.** В это время гумидная ландшафтно-геохимическая эпоха сменилась в Центральном и Северном Казахстане аридной. Лесные ландшафты в начале миоцена трансформируются в саванны. Кислая и кислая глеевая обстановка олигоцена сменяется в миоцене нейтральной и щелочной обстановкой, в которой мигрировали анионогенные элементы и элементы-гидролизаты, основным механизмом осаждения которых становятся глеевые и кислые в щелочном плече рН геохимические барьеры.

В областях денудации были развиты, вероятно, коричневые и серокоричневые почвы. На аккумулятивных и пластовых равнинах, где происходила седиментация озерно-пролювиальных и пролювиально-делювиальных отложений аральской свиты формировались луговые слитоземы, лугово-солончаковые почвы и солончаки. В этих почвах на глеевых, сорбционных и биогеохимических барьерах образовались безрудные аномалии в основном анионогенных элементов, элементов-гидролизатов и некоторых биофилов — иттрия, серебра, скандия, меди, стронция. На испарительных барьерах концентрировались молибден и стронций.

Ранний и средний миоцен — этап погребения рудных месторождений на равнинах Казахстана. Вторичные ореолы рассеяния в это время формируются слабо. Восстановительная обстановка в осадках аккумулятивных равнин не способствовала окислению рудных месторождений.

**Верхний миоцен — плиоцен.** В этот этап продолжалась аридизация, но в целом климатическая обстановка изменилась слабо по сравнению с нижним и средним миоценом. Тектонический режим активизировался, происходили поднятия территории, более широкое развитие получили делювиальные и делювиально-пролювиальные фации, осадки становятся красноцветными, коричневыми, бурыми (павлодарская, вторушкинская, кустанайская и другие свиты). Процессы засоления, широко развитые в первой половине миоцена, сменяются рассолением, поэтому отложения павлодарской свиты отличаются от осадков аральской меньшей засоленностью и большей карбонатностью. Среди ископаемых почв чаще встречаются солонцы, не обнаруженные в аральской свите.

В различных районах Казахстана геохимический фон аральской и павлодарской свит практически одинаков, содержания отдельных элементов отличаются не более чем в 1,5 раза. Обобщенные ряды кларков концентрации (КК) неогеновых отложений отражают накопление в них преимущественно элементов, способных мигрировать в щелочной среде в виде анионных и карбонатных комплексов:

КК > 1: серебро — молибден — медь — хром — иттрий — свинец — олово;

КК < 1: цирконий — никель — ванадий — кобальт — бериллий — галлий — барий — скандий — марганец — стронций.

Сходство распределения микроэлементов в зеленоцветных осадках аральской свиты и красноцветах павлодарской свиты указывает на близость ландшафтно-геохимических условий областей сноса — это саванны, щелочная среда, миграция аниогенных элементов и элементов-комплексобразователей. Однако в зелено- и красноцветных осадках формируются различные виды геохимических барьеров. Так, в зеленоцветах гидрокислы железа и марганца осаждаются из щелочной восстановительной среды, кислородно-сорбционной барьер А7—Е7 — более контрастный и отличается большими концентрациями элементов, чем при осаждении железа и марганца на слабоконтрастном кислородно-сорбционном барьере А3—Е3 из окислительных щелочных вод в красноцветах.

Четвертичный этап характеризуется неоднократными изменениями ландшафтно-геохимических условий, связанными с изменениями тектонической активности и климата. Седиментация четвертичных отложений происходит в долинах рек и изолированных озерных впадинах. В связи с этим отложения разных районов имеют различный химический состав, определяемый для озерных отложений местными особенностями ландшафтно-геохимических условий, а для аллювиальных осадков крупных рек — геохимической спецификой областей питания. Региональным реликтом, имеющим сходные геохимические черты в различных районах, являются только покровные отложения средне-верхнечетвертичного возраста, представленные желто-бурыми лессовидными суглинками и супеями (палевая карбонатная формация). Нейтральная и слабощелочная среда этих отложений обуславливает слабую миграцию катиогенных рудных элементов. Более активно мигрируют аниогенные элементы и комплексобразователи, но интенсивность их миграции от начала неогена к четвертичному времени заметно уменьшается. Поэтому геохимический фон этих элементов в неогеновых отложениях обычно выше, чем в четвертичных осадках.

С плиоцен-четвертичным временем связано засоление верхних горизонтов древней коры выветривания. В результате засоления, огипсования, карбонатизации и омарганцевания в них произошли деформация и усиление вторичных остаточных ореолов рассеяния рудных месторождений.

Современные миграционные процессы в степных и сухостепных ландшафтах имеют ту же направленность, что и в неогене. Особенно отчетливо это выражено на денудационных и мелкосопочных равнинах. Автономные мелкосопочные ландшафты с маломощными черноземами и каштановыми почвами представляют собой арену начальной мобилизации аниогенных элементов и комплексобразователей за счет преимущественного освобождения этих элементов в процессах аридного и субаридного выветривания и почвообразования. Межсопочные равнины с солонцеватыми черноземными и каштановыми почвами и солонцами представляют собой зону дальнейшей мобилизации «содового» комплекса элементов — иттрия, скандия, меди, циркония, серебра и др. Главную роль здесь начинают играть процессы биогенной мобилизации этих элементов за счет селективного накопления растениями семейств сложноцветных и маревых. Лугово-болотные и лесные подчиненные ландшафты в степной зоне служат геохимическим барьером для миграции «содового» комплекса элементов из автономных ландшафтов и участка образования их безрудных геохимических аномалий. Комплекс осаждающихся

элементов почти такой же, как и в гумусированных горизонтах луговых ископаемых почв в неогеновых отложениях, но последние отличаются более высокими концентрациями.

Итак, за миллионы и десятки миллионов лет ландшафты рудных провинций неоднократно менялись. Изменялись и вторичные ореолы рассеяния месторождений — они ослабевали, деформировались, усиливались и т. д. Поэтому одна из основных проблем геохимических методов поисков рудных месторождений — оценка геохимических аномалий — может быть решена только с учетом палеогеохимии ландшафтов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ерофеев В. С., Цеховский Ю. Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений. Семейство гумидных парагенезов. М.: Наука, 1981.
- Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973. 223 с.
- Перельман А. И. Биокосные системы Земли. М.: Наука, 1977. 160 с.
- Перельман А. И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1979. 423 с.
- Перельман А. И. Палеогеохимические ландшафтные карты. — Геохимия, 1980, № 1, с. 71—83.

В. И. ГОНЧАРОВ

(СССР)

### ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ ДЛЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ

Модель эндогенного рудообразования для вулканогенных поясов целесообразно рассматривать на примере сравнительно глубоко и разносторонне изученных месторождений золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и сопредельных зон активизации в мезозоидах большинство золотых и серебряных месторождений обнаруживает тесную временную и пространственную связь с вулканоплутоническими формациями, слагающими разнообразные вулканоструктуры и прежде всего кольцевые интрузивно-эффузивные комплексы. Формирование этих структур обусловлено существованием непосредственно под ними неглубоко залегающих периферических магматических очагов [Федотов, 1976; Белый, 1977].

Развитие вулканоструктур можно разделить на вулканический и плутонический этапы. Вулканический отвечает периоду формирования структур оседания и кальдерных комплексов, плутонический — этапу выжимания магматических масс в краевые части депрессий или же во внутренние их части, вызывая инверсию кальдер. На всех этапах развития вулканоструктур магматическая деятельность сопровождалась гидротермальной и, как итог, образованием оруденения.

Существует достаточно определенная связь между рудоносными зонами, магматическими формациями и вулканоструктурами Охотско-Чукотского пояса. Это послужило формальным основанием для выделения магматогенно-гидротермальных систем (МГС) — рис. 1. Ряд особенностей позволяет рассматривать эту связь не только как пространственную, но и как генетическую: глубина зарождения гидротермальной системы в пределах вулканоструктур, вероятно, не может быть больше глубины образования периферического магматического очага; появление гидротерм связано с отделением растворов от водонасыщенных магм; источником золота и серебра являются периферические магматические очаги и переработанные ими вмещающие породы; проявление гидротермальной деятельности не только завершает, но и сопровождает магматические про-

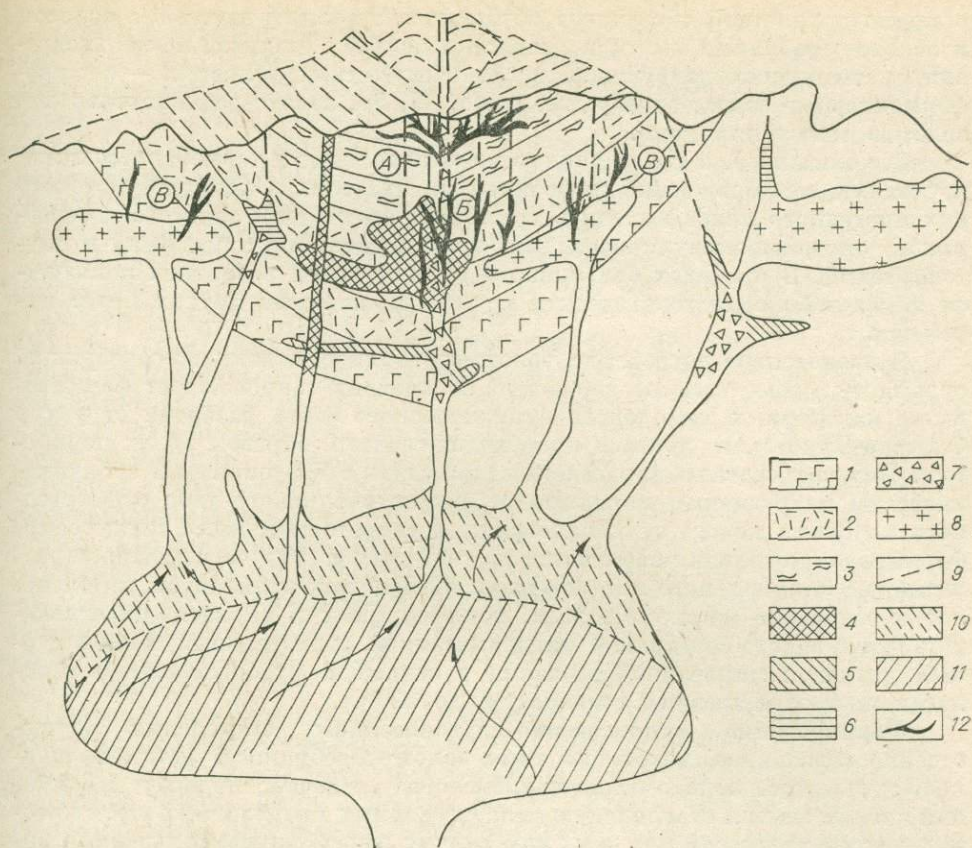


Рис. 1. Схема магматогенно-гидротермальной системы (построена с использованием материалов В. Ф. Белого, 1977).

1—3 — стратифицированные покровные образования: 1 — базальты, андезито-базальты; 2 — липариты, дациты, их туфы; 3 — андезиты, андезито-дациты, их туфы. 4—8 — субвулканические интрузии: 4 — базальты, андезито-базальты; 5 — дациты; 6 — липариты, липарито-дациты; 7 — брекчии в жерловинах; 8 — граниты, гранит-порфиры. 9 — разломы. 10, 11 — продукты дифференциации в периферическом очаге андезито-базальтовой магмы: 10 — кислого состава, 11 — основного состава. 12 — гидротермальные месторождения: А — вулканогенные (Au, Ag, Sb, Hg, Se), Б — вулканогенно-плутоногенные (Au, Ag, Pb, Zn, Sn, Mo), В — плутоногенные (Au, Te, Bi, Co).

цессы; термодинамические параметры минералообразования коррелируются с этапами магматической активизации структур; резкое изменение минерального состава рудных тел отвечает периодам инверсий магматического режима.

Размещение минеральных ассоциаций различных этапов минералообразования носит телескопированный характер.

Исходя из этих представлений о развитии периферических магматических очагов, можно сделать вывод о большей глубине формирования очагов вулканических магм по сравнению с плутоническими.

Выделение МГС в определенной мере можно считать развитием идей Р. Х. Силитоу [Silito, 1973] и Г. М. Власова (1975). Однако имеются и существенные уточнения и дополнения к этим идеям. В МГС формирование интрузивных тел может осуществляться в близповерхностной обстановке на глубинах до 500—600 м от палеоповерхности; образование золотого, серебряного и полиметаллического оруденения происходит не в недрах стратовулкана, а значительно ниже его подошвы. В противном случае золото-серебряные месторождения в пределах вулканогенного пояса были бы уничтожены эрозионными процессами, так как стратовулканы почти полностью и на всей территории пояса разрушены.

Формирование оруденения в пределах МГС носит, во-первых, этапный, во-вторых, зональный характер. На ранних стадиях развития вулканоструктур, в период проявления вулканизма и после завершения его,

в приповерхностной обстановке образуются сурьмяно-ртутные с золотом и золото-серебряные месторождения; на поздних стадиях, после внедрения гранитоидных интрузивов, в среднеглубинных условиях — сложно-формационные золото-серебряные с Mo, W, Sn, золото-редкометалльные и золотые малосульфидные.

Все сказанное, а также данные по минералогии и термобарогеохимии изученных месторождений позволяют в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса выделить три генетических типа золотого и серебряного оруденения: вулканогенный, вулканогенно-плутоногенный и плутоногенный. В пределах большинства рудных полей развитием пользуется какая-либо одна генетическая группа, проявление других менее выражено.

**Вулканогенное оруденение** (золото-серебряное, селенидно-серебряное, сурьмяно-ртутное золотосодержащее) по времени сопровождается формированием кальдерных комплексов вулканического этапа развития структур Охотско-Чукотского пояса и происходит главным образом по их периферии. Ему свойственны парагенетическая связь с эффузивным и субвулканическим интрузивным магматизмом, отсутствие какого-либо существенного перерыва между вулканическими и гидротермальными процессами, формирование вблизи поверхности на глубинах до 1000 м, площадное развитие гидротермального метаморфизма вмещающих вулканитов, интенсивное образование метаколлоидных, колломорфных и каркасно-пластинчатых руд с золото-серебряной минерализацией, значительный температурный диапазон минералообразования с основным рудоотложением в области низких и средних температур (до 220°C).

**Формирование вулканогенно-плутоногенного оруденения** (существенно серебряное, некоторые типы золото-серебряного, золото-мышьяково-сурьмяное, золото-медно-молибденовое) отвечает периоду выжимания кислых магм и становлению гипабиссальных интрузивных тел в краевых частях депрессий или в их внутренних зонах (внутрикальдерные инверсионные интрузивно-купольные образования) и происходит как по периферии структур, так и в пределах интрузивных куполов. Обладая в той или иной мере всеми характерными чертами типично вулканогенного, оно, вместе с тем, несет несвойственные ему признаки плутоногенности. Они выражаются прежде всего в пространственной и генетической связи месторождений не только с эффузивными и субвулканическими комплексами, но и с гипабиссальным интрузивным (гранитоидные тела). Такая связь обусловила исключительно широкий температурный диапазон формирования этих месторождений, развитие наряду с гидротермальным контактового метаморфизма пород, высокую активность рудообразующей системы на протяжении всех этапов формирования месторождений, проявление несвойственной близповерхностным месторождениям высокотемпературной рудной и силикатной минерализации, своеобразие состава и солевой концентрации гидротерм и др.

**Плутоногенное оруденение** (существенно золотое, золото-редкометалльное, золотое малосульфидное) завершает этап плутонической деятельности периферических магматических очагов главным образом в сопредельных с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом зонах активизации мезозойд. В отличие от первых двух типов оно характеризуется парагенетической связью только с гипабиссальными интрузивными телами, относящимися к габбро-диорит-гранодиорит-гранитному комплексу, характерному для вулканогенного пояса. При этом для золото-редкометалльного оруденения такая связь очевидна и носит ярко выраженный генетический характер. Месторождения обычно располагаются в приконтактной зоне интрузивных тел в пределах глубоко метаморфизованных осадочных пород. Рудные тела характеризуются полнокристаллической структурой. Им свойственны очень высокие температуры минералообразования (до 650°C).

Другая группа месторождений с золотым малосульфидным оруденением располагается обычно на удалении от крупных гранитоидных масси-

вов, хотя и в одних структурах с ними. Вмещающие породы слабо изменены. Связь оруденения с интрузивной деятельностью неопределенна. Однако пространственная совмещенность высокосеребряного золотого оруденения с габбро-диорит-гранодиорит-гранитным комплексом (охотским), который в пределах Охотско-Чукотского пояса также маркирует золото-сереброносные вулканоструктуры, может указывать на существование определенных связей оруденения, если не с самими интрузивными телами, то с периферическими магматическими очагами, их породившими.

Своеобразны состав и строение геохимических ореолов рудных тел. На близповерхностных вулканогенных месторождениях надрудными индикаторами являются Ag и As, подрудными — Sn, Pb и Mo [Демин и др., 1978]. На среднеглубинных вулканогенно-плутоногенных — геохимические ореолы являются полиформационными, и для них надрудные интервалы представлены Au, Ag, Sb, Cu, Bi и As, нижнерудные — Pb, Zn, Sn, Mn и подрудные — As, Co, Ni, Mo и W [Варгунина, 1979].

На глубинных плутоногенных месторождениях вертикальная геохимическая зональность проявлена слабо. Однако спектр элементов-индикаторов золотоносных зон обособляется достаточно четко: Ag, As, Pb, Mo, Sn, Co и Au [Найбородин, Сафронов, 1981].

Анализ данных по элементам-примесям в рудных минералах показывает, что Sn, Bi и Sb являются «сквозными» элементами для всех уровней рудообразования и типов месторождений [Берман, Стружков, 1975; Некрасова, Горелышев, 1979]. С глубиной увеличивается содержание Bi, Te, появляется Co.

Месторождения вывленных генетических типов отчетливо различаются по глубинам формирования (м): вулканогенные — 350—1000, вулканогенно-плутоногенные — 800—2000, плутоногенные — 1500—3000. Как видно, зоны располагаются с частичным перекрытием менее глубинных более глубинными. Следовательно, абсолютные глубины месторождений различных генетических типов могут быть и одинаковы.

Каждый из выделенных интервалов характеризуется комплексом только ему свойственных признаков, температурной обстановкой и зональностью минералообразования. В соответствии с этим выделены зоны температурных режимов рудообразования: близповерхностная — стационарного, среднеглубинная — инверсионного и глубинная — также стационарного (рис. 2).

Близповерхностная зона стационарного температурного режима разделена на подзоны — градиентную и безградиентную.

Градиентная подзона отвечает приповерхностному надрудному интервалу гидротермального метаморфизма. Она сложена кварц-каолинитовыми, кварц-алуниновыми метасоматитами с вкрапленностью сульфидов Sb, Hg, Fe, иногда золота, мощностью от первых до 150—200 м. Температуры минералообразования варьируют от 50 до 200°C. Для подзоны характерен устойчивый температурный градиент (до 15—20°C) вплоть до начала уровня формирования жильных тел. Формирование метасоматитов и рудной минерализации носит сопряженный характер и протекает параллельно с развитием вулканических процессов в пределах вулканоструктуры.

Подзона изотермического рудообразования располагается ниже и совпадает с интервалом формирования месторождений вулканогенного типа (золото-серебряных, золото-полиметаллических), температура образования околорудных кварц-адуляр-гидрослюдистых метасоматитов определена в 200—150°C. Жилообразование происходило при низких и средних температурах (°C): золото-серебряных — до 300, золото-полиметаллических — до 365. Зона отличается небольшим вертикальным температурным градиентом. На золото-серебряных месторождениях в пределах 200—250 м он практически не фиксируется. Для рудных тел и субвулканических интрузий характерны одинаковые глубины формирования — 300—500 м, и возраст — 57—60 млн. лет. Это обстоятельство, по-видимому, обеспечивало стабильную температур-

Зоны рудообразования			Соотношение магматизма и оруденения	Текстурный облик рудных тел	Температурный интервал минералообразования, С°	Давление при минералообразовании, атм
по глубине проявления, м	по температурному режиму	по температурному градиенту				
Ближеповерхностная (от поверхности до 1000)	Стационарного режима	Градиентная 15-20°			200-50	до 30
		Безградиентная (изотермическая)			365-120	до 190
Среднеглубинная (от 800 до 2000)	Инверсионного режима (температурных пульсаций)	Резко переменного градиента			410-50	1400-20
Глубинная (от 1500 до ~3000)	Стационарного режима	Градиентная 8-10°			до 0	1110-440

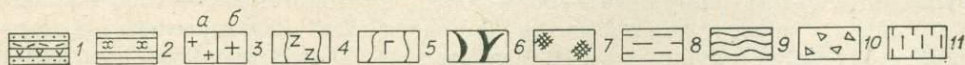


Рис. 2. Схема вертикальной зональности рудообразования в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и зон его внешнего обрамления.

1 — вулканогенные стратифицированные образования пояса. 2 — осадочные образования зон обрамления пояса. 3 — габбиссальные интрузивные тела гранитоидов: а — мелкокристаллические, б — крупнокристаллические. 4 — субвулканические интрузивные тела. 5 — дайки среднего и основного состава. 6 — рудные тела. 7 — приповерхностные аргиллизиты. 8—11 — текстуры рудных тел: 8 — массивные, вкрапленные; 9 — ритмично-полосчатые, каркасно-пластинчатые; 10 — брекчиевые; 11 — симметрично-полосчатые, поясовые, гребенчатые.

ную обстановку рудоотложения. За пределами термостатированных участков богатые скопления полезных компонентов не образуются.

**Среднеглубинная зона инверсионного температурного режима** (температурных пульсаций) совпадает с интервалом формирования вулканогенно-плутоногенных месторождений (золото-мышьяково-сурьмяных, золото-медно-молибденовых, некоторых золото-серебряных) и является областью преимущественно высокотемпературного рудообразования и активного проявления гидротермально-эксплозивного брекчирования.

Месторождения сформированы в крайне неустойчивом температурном режиме. Разброс температур при образовании некоторых минералов достигает 100—150°C даже в пределах одного и того же горизонта. Температурный интервал кристаллизации минеральных ассоциаций сильно растянут. Однако отложение рудных парагенезисов, и прежде всего продуктивных, происходит в узком (20—40°C) температурном интервале. Многократное проявление гидротермальных эксплозий вызывает телескопированность оруденения и существенно осложняет температурную обстановку формирования рудных тел.

Соотношение оруденения и магматизма носит сложный соподчиненный характер. На ранних этапах развития оруденение несет признаки, указывающие на его связь с глубинными вулканическими очагами, на поздних — отчетливо видно влияние габбиссального гранитоидного магматизма, завершающего вулканический цикл (развитие редкометалльной, сурьмяно-мышьяковой, силикатной минерализации, повышение физико-химических параметров гидротерм).

Глубинная зона стационарного режима отвечает интервалу формирования плутогенных месторождений с золото-редкометальным и золотым малосульфидным оруденением. Температуры формирования месторождений достигают 600°C, давление — 1100 атм. Полнокристаллический симметрично-поясовый характер руд, устойчивость температур образования одних и тех же минеральных ассоциаций в различных участках одного горизонта, однотипность фазового состава растворов включений в минералах одной парагенетической ассоциации свидетельствуют о достаточно стабильных условиях минералообразования.

Эти разнотипные зоны обнаруживают определенные связи, позволяющие представить их в качестве звеньев общей схемы вертикальной зональности (ярусности) гидротермальной рудообразующей системы в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Степень проявления ее неодинакова для различных полей. На большинстве месторождений обычно хорошо выражены зоны (ярусы) одного, реже — двух типов (см. рис. 2).

Месторождения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса характеризуются двумя типами режимов развития — регрессирующим и прогрессирующим. Первому типу свойственно понижение температуры от ранних стадий к поздним, второй отличается устойчивостью или даже повышением температур минералообразования к заключительным стадиям гидротермального процесса [Сидоров, Гончаров, 1979].

В прогрессирующем режиме сформированы золото-сульфоантимонитовые, золото-аргентитовые, золото-пиритовые, серебро-аргентитовые месторождения. На это указывают состав минеральных ассоциаций и последовательность их образования (развитие высокотемпературных родонит-родохрозитовых, гельвин-гранатовых и других ассоциаций в поздние стадии гидротермального процесса), данные термобарогеохимии, особенности гидротермальной переработки вмещающих пород. Однако далеко не всегда такой характер развития месторождений выражен во внешних признаках, часто он выявляется только по результатам изучения включений в минералах (золото-сульфоантимонитовые и золото-аргентитовые месторождения).

Состав гидротермальных растворов, сформировавших изученные месторождения, во многом определяется характером связи оруденения с магматической деятельностью — глубиной вулканической и гипабиссальной интрузивной [Гончаров, Сидоров, 1979].

Солевою основу высокотемпературных растворов нижней зоны стационарного температурного режима (золотые малосульфидные и золото-редкометальные месторождения) составляют хлориды  $\text{Na}^+$  и  $\text{K}^+$ , концентрации которых часто бывают исключительно высоки и обеспечивают гетерогенное состояние растворов даже при температурах свыше 500°C. Это связано с чрезвычайно высокой ассоциативностью хлора и щелочных металлов, а также с зависимостью растворяющей способности воды от ее диэлектрической проницаемости, плотности и, следовательно, давления в системе. При условиях минералообразования, выявленных по включениям ( $T \sim 500^\circ\text{C}$ ,  $P \sim 1000$  атм,  $C \sim 5$  моль/л), плотность растворов становится достаточной, чтобы обеспечить высокую растворимость многих труднорастворимых минералов, в том числе и золота [Todheide, 1966; Henley, 1973].

В пределах зоны температурных пульсаций в составе растворов заметную (а в рудную стадию и ведущую) роль играют серосодержащие анионы, фиксирующиеся по водным вытяжкам как  $\text{SO}_4^{2-}$ -ион. Среди катионов преобладают  $\text{Ca}^{+2}$  и  $\text{K}^+$ , хотя доля  $\text{Na}^+$  остается значительной.

В зоне изотермического рудообразования растворы приобретают существенно  $\text{HCO}_3^- - \text{Cl}^- - \text{K}^+ - \text{Na}^+$  состав. В рудный этап в растворах резко увеличивается концентрация калия.

В указанной последовательности уменьшаются солевые концентрации растворов и содержание в них  $\text{CO}_2$ . Максимальные концентрации со-

лей и  $\text{CO}_2$  свойственны относительно глубоко сформированным месторождениям, минимальные — близповерхностным.

Особенности газовой фазы гидротермальных растворов также свидетельствуют о зональном характере рудообразования в гидротермальных системах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Состав газовой фазы гидротерм нижней зоны устойчивой температурной эволюции — преимущественно углекислотный; зоны температурных пульсаций — неоднородны, но определяющими являются  $\text{CO}_2$  и  $\text{N}_2$ , в зонах изотермического рудообразования —  $\text{CO}_2$ — $\text{N}_2$ — $\text{O}_2$ . Во включениях в сульфидах  $\text{O}_2$  отсутствует, что указывает на кристаллизацию их в бескислородной обстановке.

Проведенное исследование представляет собой разработку геолого-геохимической модели эндогенного рудообразования для специфических условий вулканогенных поясов, выполненную на основе изучения и обобщения данных по геологии, минералогии, геохимии и термобарогеохимии месторождений золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и других. В основу этой модели положены представления о парагенетической связи вулcano-плутонических процессов, гидротермального метаморфизма и оруденения.

Развиваемые положения, являясь в определенной мере теоретическими, вместе с тем имеют и прикладную направленность — позволяют с новых позиций подойти к прогнозной оценке краевых вулканогенных поясов на золото и серебро.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 172 с.
- Берман Ю. С., Стружков Ф. Э. Минералогические признаки и закономерности локализации золото-серебряного оруденения. — Советская геология, 1975, № 12, с. 125—128.
- Варгунина Н. П. Полиформационные ореолы золото-серебряного оруденения. — Тр. ЦНИГРИ, 1979, вып. 143, с. 108—115.
- Власов Г. М. О рядах рудных формаций и магматогеннорудных системах. — Геология рудных месторождений, 1975, т. XVII, № 5, с. 18—24.
- Гончаров В. И., Сидоров А. А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 206 с.
- Демин Г. П., Найборodin В. И., Сафронов Д. Н. К вопросу о составе и геохимической зональности эндогенных ореолов золото-серебряных рудных месторождений. — В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Северо-Востока СССР. Магадан, 1978, с. 124—129.
- Найборodin В. И., Сафронов Д. Н. Эндогенные геохимические ореолы золоторудных месторождений Северо-Востока СССР. — В кн.: Методы прикладной геохимии. Ч. I. Иркутск, 1981, с. 160.
- Некрасова А. Н., Горельшев А. В. Распределение золота и серебра и их отношение в рудах вулканогенного золото-серебряного месторождения. — Тр. ЦНИГРИ, 1979, вып. 143, с. 61—67.
- Сидоров А. А., Гончаров В. И. О прогрессивном развитии гидротермального рудообразования (на примере месторождений Востока СССР). — Геология рудных месторождений, 1979, т. XXI, № 3, с. 19—26.
- Федотов С. А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур. — Изв. АН СССР, серия геол., 1976, № 5, с. 25—37.
- Henley R. W. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions. — Chem. Geol., 1973, v. 11, N 2, p. 73—88.
- Todheide K. Wärige Lösungen bei hohen Drucken und Temperaturen. — Bor. Bunsenges. Physik. Chemie, 1966, Bd. 70, N 9—10, S. 1022—1030.
- Sillitoe R. H. The tops and bottoms of porphyry copper deposits. — Econ. Geol., 1973, v. 68, N 6, p. 799—815.

**О КОНВЕКЦИОННОМ МАССОПЕРЕНОСЕ  
В ЗАМКНУТЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ  
С ГРАДИЕНТОМ ТЕМПЕРАТУР  
И КРИТЕРИЯХ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

*(по экспериментальным данным)*

Выдающиеся успехи второй половины нынешнего столетия в развитии фундаментальных наук привели к крупным достижениям в области прикладных исследований, в том числе и в прикладной геохимии. Достаточно сказать об успешном практическом решении задач синтеза искусственных минералов и выращивания ценных монокристаллов, а также о последних достижениях в исследованиях по экспериментальному моделированию процессов гидротермального рудообразования.

В процессе прикладных геохимических исследований получены разнообразные экспериментальные данные, представляющие достоверный фактический материал, позволяющий критически рассмотреть некоторые давно укоренившиеся рудогенетические представления. В частности, в свете полученных новых данных несостоятельной оказалась теория образования гидротермальных месторождений исключительно из ювенильных растворов. Не всегда подтверждаются и представления о «сквозном» движении гидротерм по трещинам и ослабленным зонам земной коры в направлении от материнской интрузии к поверхности. Критический анализ этого можно найти в фундаментальной монографии В. Ф. Барабанова (1977), у И. Г. Ганеева (1977) и др.

Новые данные дают основание считать, что в природе процессы гидротермального рудоотложения зачастую происходят в условиях замкнутых конвекционных систем с градиентом температур, т. е. по так называемой «автоклавной схеме» [Бутузов, Икорникова, 1955; Шефталъ, 1956; Ганеев, 1977; Жилинский, 1965; Искусственные монокристаллы..., 1981; Кислицына, 1978]. Это особенно характерно для случаев образования крутопадающих рудных жил, локализованных в кровле апикальных выступов интрузивных массивов, т. е. для большинства оловянных и редкометальных месторождений жильного и штокверкового типов.

В процессе целенаправленных экспериментальных исследований по моделированию природных процессов образования оловянных месторождений нами была проделана большая серия автоклавных опытов, полностью подтвердивших возможность рудоотложения таким путем [Искусственные монокристаллы..., 1981]. Эти исследования позволили установить интересные закономерности конвекционного тепло- и массообмена в замкнутых гидротермальных системах с градиентом температур и определить влияние тепловой конвекции на характер выделения и особенности распределения образующихся в таких условиях минеральных фаз.

Поскольку все новые данные об условиях гидротермальной кристаллизации касситерита были получены нами в автоклавных опытах, проводившихся по методу перепада температур, необходимо кратко рассказать о самом методе. Суть метода состоит в том, что во внутреннюю полость цилиндрического автоклава помещается подлежащий перекристаллизации исходный материал (шихта), а в верхней части сосуда подвешиваются кристаллические затравки. В наших опытах в качестве шихты и затравок использовался природный касситерит. Затем в автоклав заливается расчетное количество подобранного опытным путем раствора, после чего сосуд герметизируется и помещается в электропечь, на нагреватель которой подается рабочее напряжение. Опыт продолжается от 10 до 100 сут, в течение этого времени с большой точностью поддерживается

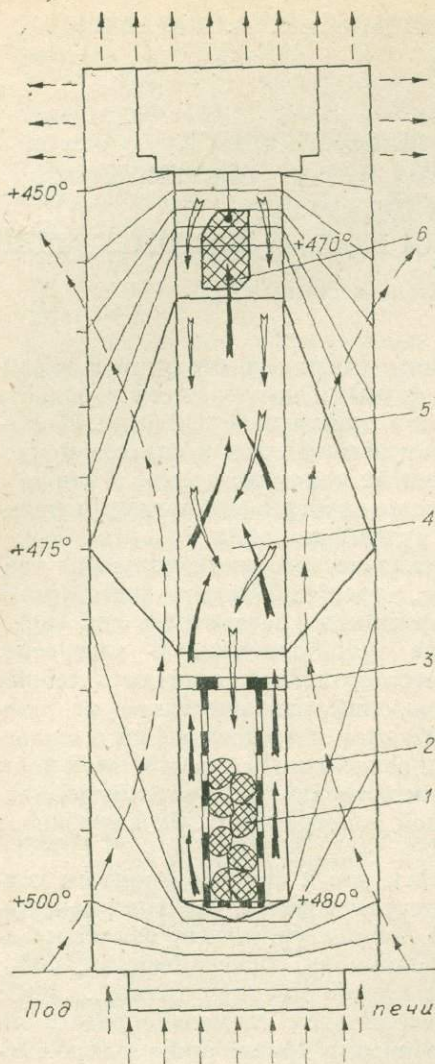


Рис. 1. Схематический вид температурного поля цилиндрического автоклава.

Цифрами обозначено: 1 — шихта; 2 — корзина для шихты; 3 — диафрагма; 4 — безградиентная зона; 5 — изотермы; 6 — затравка. Стрелками показано направление движения конвекционных токов внутри автоклава: перегретых — насыщенных (черные) и охлажденных — разгрузившихся (светлые). Штриховые линии-стрелки — направление тепловых потоков от внешних источников тепла.

постоянная необходимая температура нагревания сосуда и заданная величина перепада температуры.

Под воздействием перепада температур внутри автоклава начинается конвекционный массоперенос, в результате которого растворяющийся материал шихты переотлагается на затравки — растут кристаллы. Процесс протекает непрерывно до тех пор, пока поддерживаются заданные температурные условия и в сосуде сохраняется шихта. Таким образом, при сравнительно небольшом количестве заключенного в автоклаве раствора происходит образование весьма крупных кристаллических фаз.

Нечто подобное, вероятно, происходит и в природных процессах гидротермального рудообразования в тех случаях, когда мы имеем крутопадающие жилы, локализованные над апикальными выступами интрузивных тел [Ганеев, 1977; Искусственные монокристаллы..., 1981]. Такие условия особенно характерны для высокотемпературных жильных месторождений олова,

вольфрама и других редких металлов. А если это так, то между замкнутой конвективной системой, «работающей» в автоклавах с градиентом температур, и природным рудоотложением по такой схеме должно быть много сходного не только в общем, но и в деталях, в частности в структуре температурных полей и в характере тепловой конвекции растворов, т. е. в самом механизме массопереноса.

Поэтому рассмотрим подробнее, как формируется температурное поле автоклава и как в нем происходят конвекция и массоперенос. Специальные исследования [Жилинский и др., 1974; Кислицына, 1976; Искусственные монокристаллы..., 1981] позволили установить, что температурное поле цилиндрических автоклавов при наличии вертикального градиента температур формируется под воздействием на сосуд не только внешних источников тепла (окружающая среда и подовый нагреватель), но и внутреннего конвекционного теплообмена, вследствие которого верхняя часть рабочей камеры сосуда разогревается не внешним теплом, а конвекционными токами перегретого раствора [Жилинский и др., 1974; Кислицына, 1976]. Это хорошо видно на схеме (рис. 1), составленной по результатам прямых измерений температуры во время опыта (как снаружи, так и внутри автоклава). Результаты измерений показали, что радиальные составляющие теплового потока (изотермы) в снаряженном для моделирования гидротермальных процессов и разогретом автоклаве в нижней и

верхней его частях изогнуты в противоположные стороны. В нижней, более горячей половине автоклава, они изогнуты вниз и сгущаются в сторону подового нагревателя. Это означает, что тепловой поток направлен внутрь автоклава. В верхней же части автоклава изотермы изогнуты и сближаются, т. е. тепловой поток направлен в сторону обтюратора и из автоклава.

В процессе многократных измерений установлено, что величина теплового потока от донной части автоклава к обтюратору и градиент температур внутри сосуда закономерно уменьшаются, но образуется довольно широкая зона, в пределах которой вертикальный градиент температуры настолько незначителен, что обычными методами не улавливается. Эта зона была условно названа нами «безградиентной зоной» [Кислицына, 1976].

Безградиентная зона четко фиксировалась во всех опытах. Выше безградиентной зоны плотность изотерм вновь возрастает, достигая максимума вблизи обтюратора. При этом установлено, что по наружной стенке автоклава столь резкого изменения температур не происходит — вертикальный температурный градиент остается постоянным (см. рис. 1).

Особенностями температурного поля предопределяются пути движения внутри сосуда конвекционных токов: восходящие токи в нижней части сосуда первоначально поднимаются вдоль его горячих стенок, а затем (в пределах действия безградиентной зоны) отклоняются к центру сосуда. В верхней же части сосуда вдоль стенок движутся встречные нисходящие токи, которые здесь по сравнению со стенками сосуда горячее (см. рис. 1). В средней части сосуда, там, где практически отсутствует температурный градиент, пути движения восходящих и нисходящих конвективных токов раствора перекрещиваются. При этом между ними происходит частичный тепло- и массообмен. При интенсивном тепло- и массообмене процесс кристаллизации замедляется и зачастую прекращается.

В природном гидротермальном рудообразовании, по так называемой «автоклавной» схеме (рис. 2), где, как мы уже сказали выше, тоже образуется «безградиентная зона», пути движения восходящих и нисходящих конвективных токов нетрудно проследить по распределению в рудном теле различных минералов. Более высокотемпературные минералы при рудообразовании по «автоклавной схеме» отлагаются в нижней части жил у зальбандов, а в верхней части жил — ближе к осевой плоскости рудного тела. На средних же горизонтах крутопадающих рудных жил, там, где сказывалось влияние «безградиентной зоны» и где пути движения восходящих конвективных струй перекрещивались с путями движения нисходящих, четкого обособления выделений высокотемпературных минералов не наблюдается (рис. 3). Именно такое распределение минералов часто наблюдается в оловорудных и редкометалльных месторождениях, представленных мощными крутопадающими жилами [Жилинский, 1959].

Выявленные закономерности можно обнаружить на месторождениях лишь в результате специальных наблюдений и тщательных термобаро-геохимических исследований, так как в природных процессах все признаки конвективного массопереноса значительно усложнены в результате наложения дополнительных стадий минералообразования или вторичных изменений. В частности, при системе сближенных жил пути движения восходящих и нисходящих конвективных струй могли быть разобщены по разным трещинам, подобно тому, как это происходит в автоклавах при введении в них цилиндрических или трубчатых диафрагм. Еще сложнее общая картина конвективного массопереноса при образовании рудных штоков. Однако общая закономерность сохраняется: высокотемпературные минералы в корневых частях крутопадающих жил приурочены к зальбандам, а в верхних — к их осевой плоскости. Этим и следует руководствоваться при оценке глубины эрозионного среза выходящих на поверхность крутопадающих рудных тел и для прогнозной оценки рудоносности глубоких горизонтов жильных месторождений.

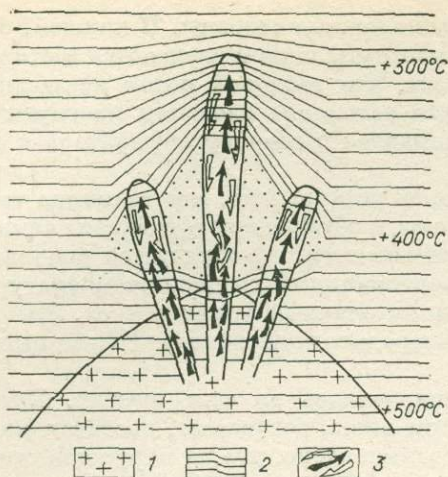


Рис. 2. Схематический вид температурного поля при рудообразовании в замкнутой конвективной гидротермальной системе с градиентом температуры.

1 — интрузивный массив; 2 — изотермы; 3 — направление движения конвекционных токов: перегретых — насыщенных (черные) и охлажденных — разгрузившихся (светлые). Безградиентная зона обозначена крапом.

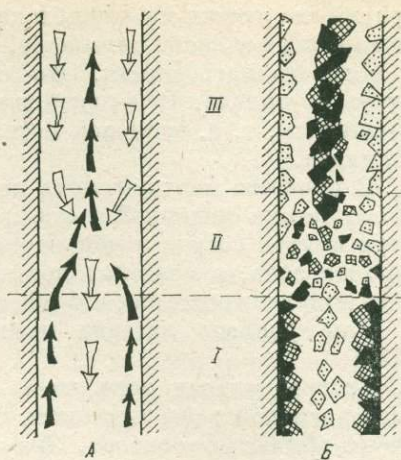


Рис. 3. Схема путей движения в трещинной полости восходящих (черные стрелки) и нисходящих (светлые) конвекционных токов при рудоотложении в условиях замкнутой конвективной гидротермальной системы с градиентом температур (А) и распределение в рудном теле при этих условиях высокотемпературных (черное), среднетемпературных (штриховка в клетку) и низкотемпературных (крап) минералов (Б).

Штриховыми горизонтальными линиями условно выделены нижняя (I), средняя (II) и верхняя (III) части жилы. Средняя часть соответствует местоположению безградиентной зоны.

Изложенные в статье результаты экспериментальных исследований по моделированию процессов гидротермального рудообразования свидетельствуют о целесообразности и необходимости более тщательного изучения температурных условий природных процессов рудообразования.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Барабанов В. Ф. Генетическая минералогия. Л.: Недра, 1977. 326 с.
- Бутузов В. Н., Икорникова Н. Ю. К вопросу об образовании кварца в природе. — В кн.: Труды Института кристаллографии АН СССР. Вып. II. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 229—233.
- Ганев И. Г. Строение и свойства гидротермальных растворов. Форма миграции минерального вещества. — Изв. АН СССР, серия геол., 1977, № 3, с. 22—35.
- Жилинский Г. Б. Оловоносность Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959. 240 с.
- Жилинский Г. Б. Новые проблемы металлогенической науки. — Вестник АН КазССР, 1965, № 5, с. 9—12.
- Жилинский Г. Б., Кислицына В. П., Новицкий Ю. В., Гришин А. А. Особенности температурного поля цилиндрических автоклавов. — Вестник АН КазССР, 1974, с. 65—67.
- Искусственные монокристаллы касситерита/Под редакцией А. А. Штенберга. М.: Наука, 1981. 190 с.
- Кислицына В. П. Безградиентная зона в цилиндрическом автоклаве и ее влияние на конвекционный массоперенос. — Вестник АН КазССР, 1976, с. 67—68.
- Кислицына В. П. О некоторых особенностях переноса и отложения олова в гидротермальных условиях (по экспериментальным данным). — В кн.: X Всесоюзное совещание по экспериментальной минералогии и петрографии. Киев: Наукова думка, 1978, с. 48—49.
- Шефталъ Н. Н. Генезис пьезокварцевых месторождений в связи с данными искусственного выращивания кварца. — В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 142—157.

Л. Д. ЗОРИНА, В. А. РОМАНОВ, Н. Б. САНИНА,  
Л. Д. АНДРУЛАЙТИС  
(СССР)

## ЭНДОГЕННЫЕ АНОМАЛЬНЫЕ ПОЛЯ И ПОТОКИ РАССЕЯНИЯ В КУПОЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ

На поверхности земли при исследованиях дистанционными методами обнаруживается значительное число кольцевых фотоаномалий [Зайченко и др., 1981]. И. Н. Томсон и М. А. Фаворская (1973) часть подобных аномалий называют очаговыми структурами, среди которых выделяются купола, полукупола, кальдеры и т. п. Образование куполов связано с внедрением интрузивов в близповерхностную зону, что вызывает «выпучивание» древних вмещающих пород и нарушение их радиально-концентрической системой дислокаций. Такие сопровождающие куполообразование явления наблюдаются во многих частях земного шара и хорошо воспроизводятся экспериментами [Белюсов и др., 1955; Уиссер, 1964]. С купольными структурами связаны месторождения цветных, редких и благородных металлов.

Рассматриваемые купольные структуры сформировались при внедрении в близповерхностную зону латитовой магмы, где она образовала крупные интрузивы, игравшие роль промежуточных очагов. Над этими очагами возникли купольные структуры разных порядков, сопровождаемые кольцевыми и радиальными трещинами. Трещины постепенно залечивались магматическим материалом, в результате чего образовалась термостатированная система — необходимое условие для формирования месторождений [Поспелов, 1973]. Термостатированность периодически нарушалась внедрением апофиз и выбросами большого количества вулканического материала, который входил в состав кровли купола, а затем, при очередном залечивании трещин, подвергался воздействию гидротермальных растворов, генерированных этим же очагом. Наиболее вероятными местами разгрузки гидротермальных систем служили кольцевые и радиальные разрывы благодаря связи с магматическими очагами.

Магматизм сыграл решающую роль в формировании купольных структур и связанного с ними оруденения. Общность структурной позиции, близкое по времени развитие латитового магматизма и гидротермальной минерализации позволяют говорить о развитии единого рудно-магматического комплекса и рассматривать каждую купольную структуру как обособленную рудно-магматическую систему.

Следствием взаимосвязанного процесса внедрения магмы, образования купольных структур и оруденения является четкая асимметричная, соответственно восток-юго-восточная в I структуре и запад-северо-западная во II, температурная зональность распределения разнотипного оруденения относительно магматических центров, что в сочетании с особенностями геологического строения рассматриваемых купольных структур обусловило локализацию турмалиновой и редкометальной минерализации в штоках гранитоидов и в их экзоконтакте, колчеданной — на некотором удалении от этих тел в нижнеюрской песчано-сланцевой толще; полиметаллической — в средне-верхнеюрском покрове вулканитов ближе к периферии купольных структур; сульфосольной — в нижнеюрских песчаниках, дресвяниках, а также в средне-верхнеюрских эффузивах, но на более высоких гипсометрических уровнях; сурьмяной минерализации — в нижнеюрской песчано-сланцевой толще, но во внешнем обрамлении полей эффузивов по периферии структур (рис. 1).

Многоэтапность развития рудно-магматической системы обусловила образование в купольных структурах многочисленных геохимических полей концентрирования, которые по систематике Л. В. Таусона (1979) можно разделить на две группы — эндогенные и экзогенные. К числу эндогенных относятся геохимические поля концентрирования магмати-

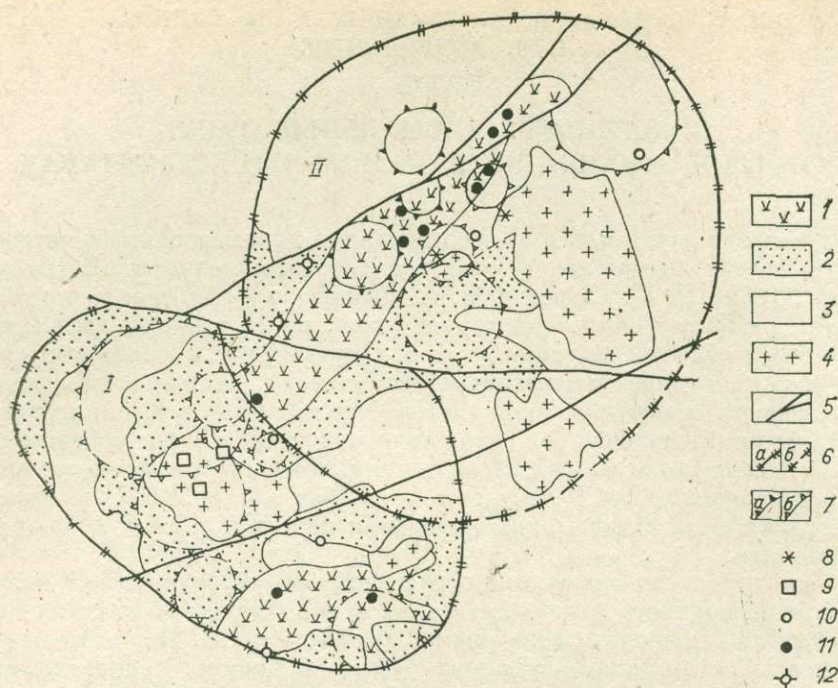


Рис. 1. Схема размещения месторождений в купольных структурах (составлена с использованием материалов С. П. Карелина, К. Е. Рокина, В. П. Истомина, В. М. Кравченко и др.).

1 — эффузивы ( $J_2-3$ ); 2 — песчаники, сланцы, дресвяники ( $J_1$ ); 3 — известняки, сланцы, алевролиты ( $Pz$ ); 4 — гранитоиды ( $J_2-3$ ); 5 — линейные разрывные нарушения; 6 — контуры купольных структур второго порядка: а — установленные, б — предполагаемые; 7 — контуры локальных купольных структур: а — по геологическим данным, б — по результатам радиолокальной съемки; 8 — турмалиновая минерализация; 9—12 — типы месторождений: 9 — редкометалльный, 10 — колчеданный, 11 — полиметаллический, 12 — сурьмяный. I, II — купольные структуры.

ческого и гидротермального этапов. Предметом предлагаемого сообщения являются эндогенные аномальные поля гидротермального этапа. Группу экзогенных составляют потоки рассеяния.

Эндогенные аномальные поля гидротермального этапа образуются вследствие суммарного влияния рудных тел, первичных ореолов и околорудно измененных пород. Проведенное изучение рудных тел, первичных ореолов и гидротермально измененных пород с использованием автоматизированной обработки материалов методом многомерных полей [Евдокимова, 1978] позволило выделить типоморфные элементные ассоциации всех типов минерализации, связанных с рассматриваемыми структурами, и вывести наиболее типичные для них элементные формулы (табл. 1). Все построения базировались на расчетах коэффициентов контрастности (КК), которые представляют собой частные от деления величины содержания элемента в каждой исходной точке на его фоновое содержание. Объекты исследования выбраны таким образом, что характеризуют только один определенный тип минерализации, влияние всех других типов исключено. Расчеты производились по разрезам через поля интенсивного концентрирования (рудные тела), поля со средними уровнями концентрирования (первичные ореолы рудных тел) и поля гидротермального изменения вмещающих пород с низкими уровнями концентрирования большинства рудных и редких элементов. Отсюда нижние пределы колебаний коэффициентов контрастности нередко снижаются до 1, что соответствует фоновым содержаниям. Геохимическое поле концентрирования каждого типа минерализации характеризуется определенным, свойственным только ему, спектром элементов. У профилирующих элементов КК не бывает  $< 2$ . Элементы, не характерные для определенного типа мине-

Таблица 1

## Типоморфные элементные ассоциации эндогенных аномальных полей разных типов минерализации

Тип минерализации, элементная формула	Коэффициенты контрастности												
	Au	Ag	Pb	Zn	Hg	As	Bi	Cu	W	Mo	Sb	B	Ba
Редкометалльный $W_{147}Cu_{117}Au_{104}Mo_{20}$	$\frac{104}{1-1000}$	$\frac{14}{1-200}$	1	$\frac{10}{1-38}$	1	$\frac{5}{1-90}$	0,5	$\frac{117}{1-1000}$	$\frac{147}{2-1000}$	$\frac{20}{1-78}$	1,7	Не опр.	Не опр.
Турмалиновый $B_{35}Au_{35}$	$\frac{35}{1-1700}$	$\frac{3}{1-4000}$	$\frac{2}{1-10}$	$\frac{2}{1-4}$	0,7	$\frac{1,6}{1-10}$	$\frac{7}{1-1000}$	$\frac{2}{1-10}$	0,4	0,8	Не обн.	$\frac{35}{22-67}$	Не опр.
Колчеданный $Au_{414}Bi_{130}As_{70}Ag_{54}Cu_{42}$	$\frac{415}{10-1000}$	$\frac{54}{1-3000}$	$\frac{4}{3-6}$	$\frac{2}{1-5}$	$\frac{4}{1-20}$	$\frac{70}{1-500}$	$\frac{130}{1-2000}$	$\frac{42}{2-600}$	0,6	0,7	Не обн.	$\frac{3}{1-10}$	Не опр.
Полиметаллический $Pb_{1325}Ag_{731}Au_{280}Zn_{43}$ Hg <sub>19</sub>	$\frac{280}{8-725}$	$\frac{731}{13-2000}$	$\frac{1325}{15-2500}$	$\frac{43}{1-104}$	$\frac{19}{3-77}$	$\frac{1}{0,6-2}$	1,6	$\frac{3}{1-7}$	0,7	$\frac{2}{1-10}$	$\frac{5}{1-16}$	$\frac{2}{0,7-7}$	<1
Сульфосольный $Ag_{1077}Pb_{336}Au_{130}Hg_{42}$ Bi <sub>35</sub> Sb <sub>34</sub>	$\frac{130}{1-1750}$	$\frac{1077}{7-10000}$	$\frac{336}{2-2500}$	$\frac{12}{1-133}$	$\frac{42}{3-2885}$	$\frac{2}{1-7}$	$\frac{39}{1-500}$	$\frac{9}{1-27}$	0,3	$\frac{2}{1-15}$	$\frac{34}{5-133}$	0,4	<1
Сурьмяный $Ag_{313}Hg_{200}Sb_{152}Pb_{137}Zn_{19}$	$\frac{3}{1-10}$	$\frac{318}{3-3000}$	$\frac{137}{4-400}$	$\frac{19}{3-100}$	$\frac{200}{2-943}$	$\frac{4}{1-8}$	Не обн.	1	Не обн.	$\frac{2}{1-6}$	$\frac{152}{40-400}$	<1	$\frac{25}{2-124}$

Примечание. Числитель — среднее значение, знаменатель — предел колебаний от внешних зон ореолов к рудным телам.

Потоки рассеяния рудных объектов

Тип месторождения	Главные минералы	Поток рассеяния	Коэффициенты контрастности										Ассоциации элементов		
			Au	Ag	Pb	Zn	Cu	As	Mo	W	Sn	B		Bi	
Редкометалльный	Халькопирит, молибденит, шеселит, пирит, магнетит	Эталонный Выявленный	28,5	9,0	4,2	4,2	1,2	12,0	He обн.	5,4	3,3	4,4	3,2	1,6	Au—Cu—Ag—Mo—W—B Cu—B—Mo—Au—Ag—W
			4,0	4,0	1,2	1,0	5,8	He обн.	4,6	3,5	2,2	5,0	1 зн. т.		
Колчеданный	Арсенопирит, пирит	Эталонный Выявленный	44,0	4,2	0,9	4,3	2,1	3,4	1,8	1 зн. т.	0,9	2,3	6,6	Au—Bi—As Au—B—As—Ag	
			13,0	4,3	4,6	1,9	2,6	5,7	1,4	3 зн. т.	1,1	6,5	4 зн. т.		
Полиметаллический	Галенит, сфалерит, пирит	Эталонный Выявленный	23,5	30,7	43,6	41,0	2,1	3,1	2,1	0,6	1,8	4,0	4,5	Ag—Au—Pb—Zn—Bi— —B—As Zn—Pb—Ag	
			He обн.	4,6	5,0	6,4	1,6	2,6	0,6	1,6	1,8	1,8	1,8		

Примечание. Зн. т. — значимые точки.

рализации, в его аномальных полях обычно находятся на уровне фона,  $KK \leq 1$ .

Рассматривая распределение эндогенных аномальных полей в пространстве, убеждаемся в том, что вблизи магматического очага ведущую роль играют W, Cu, Mo, B; в первой зоне за пределами штоков гранитоидов — As, Bi, Ag; во второй — Pb, Ag, Zn, Hg, Sb; в третьей — Ag, Hg, Sb, Pb, Ba, т. е. по мере удаления от интрузивных тел возрастает роль Hg, Sb, Ba. Золото является сквозным элементом. Центробежно развивающийся процесс приводит к тому, что в направлении потока наряду с его расширением и разветвлением нарастает дифференцированность флюида, в результате чего появляются новые фазы, стадии минерализации, с тенденцией накопления в его фронтальных частях относительно легко подвижных компонентов. Эволюция рудно-магматической системы во времени выражается в регрессивном изменении теплового режима с тенденцией концентрирования ранних высокотемпературных ассоциаций вблизи интрузивов и удаления от них поздних, относительно низкотемпературных ассоциаций. Поступление флюида из одного и того же очага и его эволюция во времени способствуют наложению поздних стадий минерализации на ранние, в результате чего образуются сложные телескопированные месторождения. По главной, наиболее интенсивно проявленной стадии определяется тип месторождений, в данном случае редкометалльный, колчеданный, полиметаллический и сурьмяный. Турмалиновый и сульфосольный типы минерализации не образуют самостоятельных месторождений. Наиболее сложно построены полиметаллические месторождения. Это те участки купольных структур, где произошло максимальное совмещение практически всех типов минерализа-

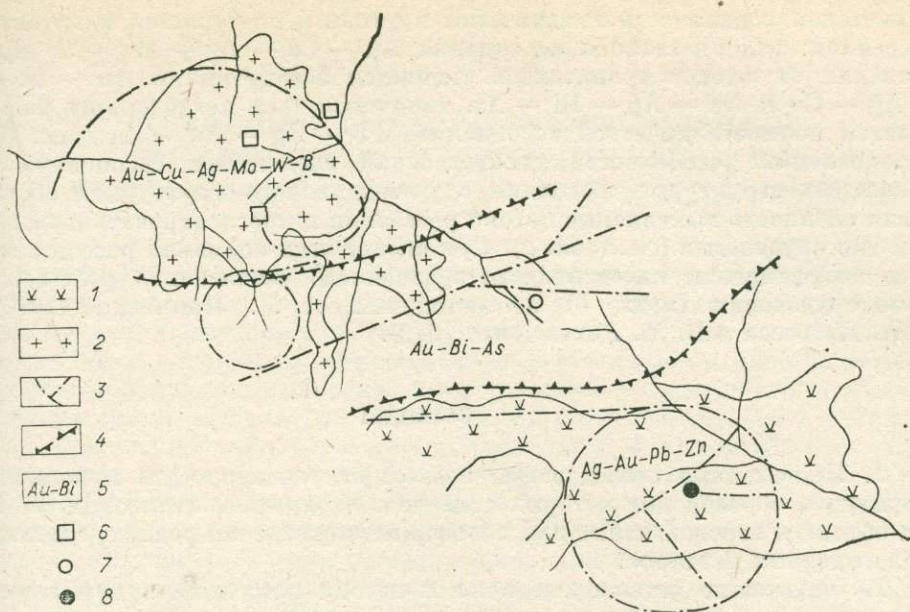


Рис. 2. Зональность потоков рассеяния.

1 — эффузивы ( $J_2-3$ ); 2 — гранитоиды ( $J_2-3$ ); 3 — разрывные нарушения (кольцевые, радиальные, линейные); 4 — границы зон минерализации; 5 — ассоциации элементов в потоках рассеяния; 6—8 — типы месторождений: 6 — редкометалльный, 7 — колчеданный, 8 — полиметаллический.

ции. Выявление на таких месторождениях ореолов конкретных типов минерализации всегда затруднено, так как рудные тела и первичные ореолы (эндогенные аномальные поля) несут следы влияния всех происходящих на этих участках процессов. Установленные для рассматриваемых месторождений типоморфные элементные ассоциации рекомендуются для типизации обнаруживаемых аномалий.

Использование современными водотоками радиальных разрывных нарушений, служивших рудоконцентрирующими структурами, способствует образованию практически от всех рудных объектов потоков рассеяния. Так как водотоки эродированные месторождения, то состав потока отражает обычно минеральный состав всех стадий минерализации (табл. 2). Однако определяющую роль эталонов играют типоморфные элементы: для редкометалльной — W, Mo, Cu, для колчеданной — As, Bi, иногда Cu, для полиметаллической — Pb, Zn. Золото и серебро характерны для потоков рассеяния всех месторождений.

Тесная взаимосвязь элементного состава потоков рассеяния с минеральным составом месторождений приводит к тому, что эндогенная гео-

Таблица 3

Оценка перспективности выявленных участков по коэффициентам интенсивности эрозионного расчленения (I) и среза оруденения (II)

Тип оруденения	Участок	I	II
Редкометалльный	Эталонный	31	13—48
	Выявленный	15	18
Колчеданный	Эталонный	18—20	75—383
	Выявленный	25—27	380
Полиметаллический	Эталонный	35	15 300
	Выявленный	26	2 543

Примечание. Коэффициент эрозионного среза оруденения рассчитывался по отношению  $\frac{Pb \cdot Zn}{Mo \cdot W}$ .

химическая зональность практически в деталях повторяется в потоках рассеяния: редкометалльная ассоциация Au — Cu — Ag — Mo — W при удалении от штоков гранитоидов сменяется ассоциациями Au — As — Ag — Cu и Au — Ag — Bi — As, типичными для колчеданного типа, и затем полиметаллической ассоциацией Pb — Ag — Au — Zn (рис. 2). Установленные особенности распределения элементных ассоциаций в купольных структурах позволяют с учетом геолого-структурной обстановки оценивать выявляемые потоки рассеяния и прогнозировать ожидаемый тип оруденения (см. табл. 2). При оценке этих аномалий рассчитывались коэффициенты интенсивности эрозионного расчленения рельефа и среза оруденения (табл. 3) по методикам Э. Л. Якименко (1970), А. А. Матвеева и В. М. Ряховского (1979).

## ВЫВОДЫ

1. Проведенные исследования позволяют рекомендовать купольные структуры, образование которых связано с внедрением латитовых магм, как объекты, перспективные для поисков месторождений редких, цветных и благородных металлов.

2. Эндеогенные аномальные поля и потоки рассеяния в купольных структурах связаны с разными типами минерализации и в зависимости от ее типа характеризуются типоморфными элементными ассоциациями.

3. Зональность эндогенных аномальных полей и потоков рассеяния позволяет определять уровни вскрытия рудных объектов и целенаправленно вести поиски металлов в контурах купольных структур.

## ЛИТЕРАТУРА

- Белюсов В. В., Черткова Е. И., Эз В. В. Моделирование складчатости в условиях продольного изгиба. — Бюлл. МОИП, т. 60, отд. геол., 1955, вып. 5, с. 117—124.
- Евдокимова В. Н. Автоматизированная система обработки геолого-геохимической информации методом многомерных полей. — В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1978, с. 3—25.
- Зайченко В. Ю., Кузнецов О. Л., Понсуй-Шатко Г. П. О природе кольцевых фотоаномалий, фиксируемых дистанционными методами. — Сов. геология, 1981, № 1, с. 98—106.
- Карелин С. П., Федоров В. П., Истоини В. П., Рокин К. Е. Тектоно-магматические структуры центрального типа Газимуро-Заводского рудного района. — В кн.: Геология рудных полезных ископаемых Забайкалья и смежных территорий. Чита, 1981, с. 38—40.
- Матвеев А. А., Ряховский В. М. Оценка уровня эрозионного среза оруденения по потокам рассеяния. — В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в северных районах Сибири. Якутск, 1979, с. 187—190.
- Таусон Л. В. Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих месторождений. — В кн.: Symposium Methods of Geoch. Prospecting. V. 1. — Abstracts, P. I., Praha, 1979, p. 17—20.
- Томсон И. Н., Фаворская М. А. О типах очаговых структур и связи с ними оруденения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. X. М.: Наука, 1973, с. 49—65.
- Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 355 с.
- Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. М.: Мир, 1964, с. 9—196.
- Якименко Э. Л. Построение карты интенсивности эрозионного расчленения с целью изучения характера проявления новейших движений. — В кн.: Структурно-геоморфологические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1970, с. 105—110.

## СОСТОЯНИЕ И НАПРАВЛЕНИЕ РАЗВИТИЯ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ И МЕТОДИЧЕСКИХ ОСНОВ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ПО ПЕРВИЧНЫМ ОРЕОЛАМ

Анализ современного уровня теоретических и методических основ прогноза и поисков рудных месторождений в пределах выделенных перспективных и заведомо рудоносных районов показывает, что в настоящее время мы не имеем более эффективного и универсального способа решения этой проблемы, чем выявление и изучение ореолов минерало-геохимического преобразования пород, вмещающих оруденение. Учет известных закономерностей пространственной, вещественной и генетической связей первичных ореолов с рудными скоплениями обеспечивает устойчивость и надежность комплексных прогнозных и поисково-оценочных заключений, формируемых с использованием всех других геологических и геофизических критериев. Помимо решения прикладных задач результаты изучения эндогенных минерало-геохимических ореолов служат для выяснения теоретических вопросов эндогенного минералообразования и общей геохимической миграции вещества в земной коре.

Теоретические и методические аспекты формирования первичных геохимических ореолов (ПГО) разработаны ведущими специалистами-геохимиками — В. Л. Барсуковым, С. В. Григорьяном, Е. М. Квятковским, Л. Н. Овчинниковым, А. А. Сауковым, Н. И. Сафроновым, А. П. Солововым, В. В. Поликарпочкиным, Л. В. Таусоном, благодаря чему советская геологическая наука в этой области имеет неоспоримый приоритет. Созданный на основе отечественных исследований метод поисков по ПГО получил повсеместное применение и доказал свою эффективность в качестве главного фактора при открытии многих рудных объектов.

Для современного этапа развития метода поисков по ПГО характерен переход от изучения локальных объектов к опoискованию рудоносных площадей в целом для выявления их перспектив на глубину. В связи с этим расширяется круг решаемых задач, что позволяет по отношению к площадным работам говорить о геохимической съемке по первичным ореолам (ГСПО). Теоретическую базу ГСПО составляют представления о процессах формирования руд и первичных ореолов и их фазовом минерало-геохимическом составе, об общих и частных закономерностях состава и пространственных форм проявления геохимической зональности в связи с разнотипным оруденением, о миграционных свойствах элементов и их соединений, определяющих природные ассоциации элементов, о геохимической специализации геологических комплексов и их потенциальной продуктивности. Методическая реализация принципиальных положений включает статистическое планирование и выполнение площадного опробования и объемного изучения локальных объектов, операции преобразования поля исходных геохимических параметров с выделением эпигенетических аномалий и выявлением структурных элементов геохимических полей, расчет различных показателей геохимической специализации образований, типа проявлений рудной минерализации, зональности и глубины эрозионного среза рудных объектов. Все более реальными становятся количественные исследования геохимических полей и выделяемых в них первичных геохимических аномалий, имеющие целью численную оценку рудогенерирующих и рудоконтролирующих геологических явлений, а в конечном итоге — оценку масштабов рудных объектов. Совершенствование обработки и графического изображения результатов ГСПО развивается в направлении разработки корректных математических моделей и автоматизации расчетов и построения геохимических карт.

Целесообразно остановиться на состоянии вопросов об общих закономерностях состава и структуры первичных геохимических ореолов рудоносных площадей. Это оправдывается тем, что группа рассматриваемых вопросов наиболее существенна для дальнейшего углубления содержания и формулировки задач ГСПО как специального вида съемочных работ, ориентированных на глубинную оценку перспектив рудоносности площадей.

Первоначально метод поисков по ПГО развивался в применении к изучению геологических объектов ранга рудного месторождения и рудного тела. Итог исследований первичных ореолов рудных тел и месторождений может быть сформулирован в виде следующих основных положений, опирающихся главным образом на обобщающие работы А. П. Соловова (1966), С. В. Григоряна и Е. М. Янишевского (1968), Л. Н. Овчинникова и С. В. Григоряна (1970), Д. В. Рундквиста и И. А. Нежинского (1975), Е. М. Квятковского (1977), В. Л. Барсукова и др. (1981).

1. Все рудные скопления сопровождаются ореолом более низких концентраций основного и сопутствующих элементов, привнесенных во вмещающие породы («положительные» геохимические ореолы), причем количество (геохимические запасы) рудных элементов в ореоле превышает запасы в рудных телах. Обратное заключение справедливо лишь в негативной форме: при отсутствии геохимических ореолов (аномалий) отсутствуют и перспективы обнаружения руд. Геохимические ореолы сопряжены с ореолами минерального преобразования пород (минералого-геохимические ореолы). На современном техническом уровне минералогических исследований ореолы минерального преобразования устанавливаются обычно в объеме, меньшем, чем геохимические ореолы.

2. Околорудные первичные геохимические ореолы и руды являются продуктами одного гидротермально-метасоматического процесса или единой последовательности процессов. Генетическое единство ореолов и руд обуславливает их статистическую связь по многим параметрам: элементному составу, уровню концентрации, пространственным размерам, количеству (запасам) основного рудного элемента.

3. В ореольном пространстве распределение концентраций рудных элементов носит характер экспоненциальной зависимости от расстояния до рудного тела (эпицентра ореола), устанавливающейся в результате диффузионно-инфильтрационного механизма ореолообразования.

4. Элементный состав околорудных ореолов (концентрации и соотношение элементов) закономерно изменяется в пространстве в направлении движения флюидов и изменения их физико-химических параметров. В этом состоит явление геохимической зональности ПГО.

5. Для разных вещественных типов рудных месторождений гидротермально-метасоматического генезиса геохимическая зональность в направлении движения растворов выражается в закономерном (статистически устойчивом) изменении концентраций определенного ряда элементов — обобщенного ряда Григоряна — Овчинникова. В этом, по всей вероятности, отражается близость основного состава гидротермальных растворов и главных форм миграции элементов (комплексных соединений) в различных геологических обстановках.

Накопление материалов по геохимии первичных ореолов и руд приводит к выявлению и объяснению различных отклонений от общих закономерностей. Выясняются вопросы полигенности (полиформационности) ПГО и их структурно-морфологической классификации, конкретизируются данные по зональности ореолов и количественному соотношению ореолов и рудных тел; устанавливаются сходство и различие ореолов однотипных рудных месторождений, которые объясняются генетическими особенностями, влияющими на фазовый состав и миграционные свойства элементов, а также изменчивостью региональных металлогенических и локальных геологических условий.

В целом установленные закономерности состава и строения ПГО рудных тел и месторождений позволяют сформулировать и решать следующие

основные практические задачи: 1) обнаружение предполагаемых локальных рудных зон и рудных тел и их отделение от зон рассеянной минерализации; 2) определение типа оруденения предполагаемого рудного объекта; 3) оценку уровня эрозионного среза и глубины рудного объекта; 4) перспективную сравнительную оценку масштаба прогнозируемого или оцениваемого рудного объекта. Решение этих задач составляет основное содержание метода поисков по ПГО.

Вместе с изучением ПГО локальных рудных объектов геохимическими исследованиями все определеннее устанавливаются явления эндогенного эпигенетического привноса и выноса вещества, захватывающие обширные площади. Одновременно проводятся исследования региональных полей наложенных минеральных преобразований слабой интенсивности [Размахнин, Размахнина, 1966; Плещев, Ушаков, 1975; и др.]. К настоящему времени вполне определилось представление о широком распространении этих явлений, во всяком случае, в районах активной гидротермально-метасоматической деятельности, которые представляют собой рудоносные и рудоперспективные площади. Единой терминологии для обозначения таких явлений еще нет, исследователи пишут об «ареалах вторичного наложенного рассеяния» [Сафронов, 1957], «зонах нарушенного первичного конституционного распределения» [Смыслов, 1974], «ореолах регионального или площадного распространения», «ореолах площадного типа» [Таусон, 1977; Гундобин, 1980]. Наиболее корректно, на наш взгляд, говорить о геохимических ореолах разных порядков, отвечающих принятым таксономическим единицам рудных (металлогенических) объектов, — ореолах рудных районов, узлов и полей.

Вопросы изучения геохимических ореолов низких порядков успешно решаются в исследованиях сотрудников Института геохимии им. академика А. П. Виноградова [Таусон, 1977; Таусон и др., 1978; Трошин и др., 1979; Гундобин, 1980; Петровская и др., 1980; и др.]. В этих работах изучение рассматриваемых явлений связано с разрабатываемой концепцией о геохимических типах гранитоидов, определяющих потенциальную рудность районов, их распространенности и околоинтрузивном пространстве. Соответственно выделяются околоинтрузивные ореолы, сформированные ранними эманационными и более поздними постмагматическими процессами (в частности, вблизи тел плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов), и обширные ореолы рудных узлов и полей, удаленные от интрузивных массивов (в частности, гранитов латитового ряда), но сформированные под действием связанных с ними постмагматических процессов. Кроме того, описываются геохимические ореолы, связанные с зонами крупных тектонических нарушений и нередко выраженные минеральными преобразованиями разной интенсивности: линейные ореолы регионального распространения вдоль зон разломов [Гундобин, 1980], аномальные концентрации тектонически ослабленных зон [Петровская и др., 1980].

Геохимические ореолы низких иерархических уровней также обладают специфичным составом, коррелирующим с геохимическими типами развитых в их пределах рудных концентраций, и проявляют зональное строение, хотя и в менее контрастном выражении, чем это свойственно ПГО рудных тел и месторождений. Намечаются и количественные зависимости между ореолами и рудными объектами разных порядков.

Изучение рассматриваемых геохимических явлений существенно расширяет содержание и задачи площадных геохимических исследований. Дополнительно к перечисленным могут ставиться и решаться следующие задачи:

— оконтуривание площадей рудных узлов и полей по их геохимическим ореолам, размещению и положению тел гранитоидов перспективных геохимических типов;

— определение общего уровня эрозионного среза рудных узлов и полей, т. е. оценка общих перспектив глубинных поисков;

— выявление крупных металлоносных минерализованных зон и зон разломов.

В целом при площадных геохимических работах по коренным породам в рудоносном районе исследуются эндогенные наложенные (эпигенетические) явления, выраженные геохимическими ореолами различных порядков и интенсивности. Опыт крупномасштабного геохимического картирования рудных районов и полей приводит к накоплению материалов, показывающих, что участки привноса — выноса элементов образуют на рудоносных площадях единую систему. Структура этой системы (поля наложенных геохимических явлений) определяется возрастной последовательностью, пространственным сочетанием форм и зональным строением ореолов.

Используя результаты изучения первичных геохимических ореолов рудных тел и месторождений, сформулированные выше, и опыт геохимического картирования районов с оловянной и редкометальной рудоносностью, можно выделить ряд общих положений о строении поля наложенных геохимических явлений.

1. Структурная и вещественная неоднородность поля наложенных геохимических явлений имеет пространственно иерархическую организацию.

Выше обсуждались геохимические ореолы разных порядков, отвечающие рудным районам, узлам, полям, месторождениям и телам. На каждом из этих уровней выявляется структурный элемент, который во многих случаях соответствует геологической структуре, контролирующей форму и строение ореола данного порядка. Судя по опыту геохимического картирования, можно выделить ореолы и контролирующие их структуры в виде более дробной иерархии, чем указанный выше таксономический ряд объектов. Так, при детальной съемке рудного поля вырисовываются, помимо структур, определяющих морфологию и ориентировку поля (I порядок) и месторождения (III порядок), структуры II порядка, ответственные за положение геохимических ореолов промежуточного размера, нередко отвечающие более крупным зонам дорудной минерализации. В большинстве случаев структурные элементы носят линейный характер. Необходимо заметить, что ранг геологических структур далеко не всегда соответствует рангу структур геохимического поля, поскольку нередко гидротермами используются лишь ограниченные интервалы зон разломов (происходит повышение порядка структур) или наоборот, группы мелких разрывов объединяются в геохимическом поле единым ореолом, т. е. образуют один структурный элемент (понижение порядка).

2. Иерархическая структура поля наложенных геохимических явлений формируется во времени последовательно от низких к высоким порядкам, отражая стадийность цикла гидротермально-метасоматических процессов.

Это положение обобщает факты временных соотношений, установленные в рудных районах при минералого-петрографических исследованиях полей и зон эпигенетических изменений. В качестве генетической основы может быть принята геологическая модель явлений в сфере влияния крупного глубинного источника преобразующих флюидов: прогрев и пропаривание во всем объеме сферы влияния и последовательная локализация стадийно продуцируемых флюидов по мере снижения энергетического ресурса источника. Рудоносный этап в эволюции одного цикла наложенных эндогенных процессов является одним из последних по времени и формирует наиболее локализованные в пространстве явления.

3. Разнопорядковые разновременные геохимические ореолы, составляющие поля наложенных геохимических явлений, имеют различные морфологию и ориентировку в пространстве.

Геохимическое картирование рудных узлов и полей (например, оловянных) обнаруживает во многих случаях косоугольно или ортогонально сопряженные системы разнопорядковых зон минералого-геохимического преобразования. Наиболее обычны системы крутопадающих зон. Появ-

ление пологих зон фиксируется только для объектов высокого порядка при наличии некоторого пологолежащего экрана или благоприятного геологического уровня, пересекаемого крутопадающими зонами проникновения растворов.

4. Пространственная вещественная неоднородность геохимических ореолов любого порядка имеет зональное строение.

Это положение подтверждается опытом геохимического картирования и следует из существующего представления о диффузионно-инфильтрационном механизме образования ореолов. В соответствии с этим различается геохимическая зональность разных порядков.

5. Геохимическая зональность ореолов более низкого порядка (более ранних) отражается на геохимической зональности ореолов более высокого порядка (более поздних).

6. От геохимических ореолов низкого порядка к ореолам более высоких порядков увеличиваются степень и неоднородность геохимического преобразования и контрастность геохимической зональности.

Таким образом, накопленные сведения о геохимических ореолах позволяют сформулировать ряд общих закономерностей, управляющих составом и строением поля наложенных геохимических явлений. На этом основании автор выдвигает представление о геохимическом строении рудоносных площадей [Бурдэ, 1979а, б] в дополнение к представлению о геологическом строении в традиционном объеме. Под геохимическим строением рудоносной площади понимается характеристика совокупности вещественных продуктов (геохимических ореолов) наложенных гидротермально-метасоматических процессов и образуемых ими структурных форм в их временной и иерархической последовательности и генетической взаимосвязи.

Целесообразно с этой точки зрения определить общую задачу геохимической съемки по первичным ореолам как изучение геохимического строения рудоносных площадей. Результатом геохимической съемки должно быть построение структурно-геохимической модели площади, графическим выражением которой является геохимическая карта.

Выполнение общей задачи геохимической съемки позволит решить частные задачи, о которых говорилось выше, и выделить все благоприятные структурные обстановки и фациальные геохимические уровни. Результаты геохимической съемки по первичным ореолам, выполненной в рассмотренном объеме задач должны обеспечить планирование исчерпывающего опоскования и оценку рудоносности площади с учетом перспектив глубоких горизонтов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л., Григорян С. В., Овчинников Л. Н. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Наука, 1981. 317 с.
- Бурдэ Б. И. Крупномасштабное и детальное геолого-геохимическое картирование рудоносных площадей. — В кн.: Геохимические карты и их использование при поисках рудных месторождений. Ч. 1. Хабаровск, 1979а, с. 91—94.
- Бурдэ Б. И. Карты геохимического строения рудоносных площадей — основа поисков скрытого оруденения. — In: Symposium «Methods of Geochem. Prospecting (MGP)». V. 1. Pt. 1. Geol. Survey, Prague, 1979b, p. 36—37.
- Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндеогенные геохимические ореолы рудных месторождений. М.: Недра, 1968, 204 с.
- Гундобин Г. М. Первичные ореолы рудных районов. Новосибирск: Наука, 1980. 128 с.
- Квятковский Е. М. Литохимические методы поисков эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1977. 189 с.
- Овчинников Л. Н., Григорян С. В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1970, с. 3—36.
- Петровская С. Г., Санин Б. П., Спиридонов А. М., Страгис Ю. М. Первичные ореолы молибденовых месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1980. 153 с.
- Плющев Е. В., Ушаков О. П. Формационный анализ метасоматитов на основе концепции об уровнях организации вещества. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л.: Недра, 1975, с. 23—33.

- Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М.** О роговиковых полях Среднего Сихотэ-Алиня и их структурно-металлогеническом значении. — В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966, с. 242—253.
- Рундквист Д. В., Нежинский И. А.** Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1975. 224 с.
- Сафронов Н. И.** Формы рассеянного состояния элементов в природе и их поисковое значение. — В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений в СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 52—61.
- Смыслов А. А.** Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. 231 с.
- Соловов А. П.** Параметры первичного ореола эндогенного месторождения. — Геология рудных месторождений, 1966, т. 8, № 3, с. 72—83.
- Таусон Л. В.** Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
- Таусон Л. В., Богатырев П. В., Гундобин Г. М.** Эндогенные поля аномальных концентраций Хапчерагинского рудного узла. — В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1978, с. 43—55.
- Трошин Ю. П., Бойко С. М., Гребенщикова В. И., Сегалевич С. Ф.** Соответствие рудной, контактово-метаморфической и ореольной геохимической зональности вокруг интрузий как основа для составления прогнозных геохимических карт. — В кн.: Геохимические карты и их использование при поисках рудных месторождений. Ч. 1. Хабаровск, 1979, с. 50—52.

Е. А. КУЛИШ

(СССР)

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОИСКОВ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСАХ

Исследование докембрийских геологических комплексов включает три направления: генетическое, пространственное и вещественное. Задачей историко-геохимического анализа длительных и многоэтапных преобразований первично осадочных, вулканогенно-осадочных и магматических докембрийских комплексов является выделение на фоне первичного распределения компонентов исходных пород, несколько сглаженного воздействием регионального метаморфизма, вторичных локальных концентраций (перераспределений) рудных элементов, обусловленных наложенными процессами ультраметаморфизма, диафореза, метасоматоза, контактового и гидротермального метаморфизма.

Докембрийские комплексы несут в себе многообразные метаморфогенные месторождения различных полезных ископаемых, представляющих существенную долю минерально-сырьевого потенциала литосферы.

Супракрустальные комплексы докембрия сформировались в результате длительных и многоэтапных процессов дифференцированного накопления первичных осадков, их преобразования региональным прогрессивным метаморфизмом, ультраметаморфизмом и регрессивным метаморфизмом. Они включают разнородные и разновозрастные формации магматических пород, имеющих с породами рамы различные формы и степени структурного и вещественного взаимодействия. Все это обусловило сложность распределений и уровней концентраций конкретных химических элементов и их ассоциаций в полиметаморфических и магматических образованиях докембрия. В силу этого изучение геохимии докембрийских образований имеет свои особенности и представляет довольно сложную и трудную задачу.

Вместе с тем, выясняя характер распределения и концентрирования элементов в докембрийских породах, выявляя их геохимическую специализацию в целом, их стратиграфические и петрологические составляющие, генетические аспекты этой специализации, исследователь получает дополнительные критерии для реконструкции конкретных процессов и условий формирования различных образований в докембрии, т. е. условий накоп-

ления толщ, их метаморфизма, особенностей магматизма, рудообразования.

Установление природы и особенностей распределения и концентрирования химических элементов в докембрийских комплексах является основной геохимических поисков метаморфогенных месторождений по первичным ореолам в этих регионах.

Формирование в дометаморфический этап докембрийских осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных толщ происходило преимущественно в различных геоструктурных зонах геосинклинальных областей и характеризуется различными степенями, вплоть до глубокой, седиментационной и магматогенной, дифференциации. Широкие вариации условий осадконакопления и вулканизма обусловили накопление здесь кластогенных, дисперсных, гидролизных, хемогенных, органогенных, вулканогенных и других по природе осадков. Местами образуются зоны сероводородного заражения и накопления органического вещества. Создается широкий спектр пород разнообразнейшей фациальной и формационной принадлежности.

В результате глубокой осадочной дифференциации образуются специализированные в металлогеническом отношении толщи и породы, содержащие изначально (сингенетически) повышенные концентрации ценных компонентов. Это — конгломераты, углеродистые, железистые, марганцевые, высокоглиноземистые, магнезиальные, кремнистые, карбонатные, сульфидизированные, красноцветные и иные породы, несущие повышенные содержания золота, свинца, цинка, железа, марганца, алюминия, титана, хрома, ванадия, кобальта, меди, фосфора, магния, бария, бора, редких земель и др.

В доорогенический этап развития докембрийских подвижных областей происходит внедрение и излияние базитовых и ультрабазитовых магм, становление залежей которых нередко сопровождается образованием повышенных магматогенных концентраций хрома, никеля, кобальта, меди, титана, железа, фосфора, платиноидов и др.

Таким образом, еще в дометаморфический этап формирования докембрийских толщ в них создается достаточно пестрая геохимическая ситуация, характеризующаяся чрезвычайной сложностью распределений элементов и их ассоциаций, наличием местами высоких первичных концентраций разнообразных ценных компонентов.

Прогрессивный региональный метаморфизм, нередко многоэтапный и зональный, варьирующий по степени от зеленосланцевой до гранулитовой и эклогитовой фаций, производит существенные преобразования минерального состава пара- и ортопород. Петрогенные элементы конкретных залежей существенных изменений не испытывают, не считая метаморфической дифференциации вещества в пределах залежи. Летучие компоненты: вода, уголекислота, хлор, фтор и другие — изгоняются из метаморфизируемых толщ, унося с собой несущественную часть петрогенных элементов и значительную рудных. Последние нередко в местах, отдаленных от их источника, в благоприятных физико-химических, структурных и литолого-петрологических условиях отлагаются и образуют вышефоновые, вплоть до промышленных, концентрации (метаморфические месторождения). С возрастанием степени метаморфизма количество мигрирующих летучих и рудных элементов возрастает.

Характерной чертой регионального метаморфизма специфических концентраций вещества является то, что они, как правило, сохраняют свой рудный потенциал, испытывая лишь минеральные и некоторые химические преобразования (метаморфизованные месторождения). Это относится и к существенно сульфидным, карбонатным, углеродистым и другим накоплениям. Наличие больших количеств углеродистых соединений, карбонатов, сульфидов является своеобразным буфером от реакционного воздействия окружающих пород и для сохранения должного уровня окислительно-восстановительного потенциала и других физико-химических условий.

Когда сульфиды, карбонаты, органическое вещество представляли рассеянные компоненты, они в одних случаях вели себя инертно, в других — почти целиком мигрировали из пород, изгоняясь из метаморфизируемой толщи, в третьих — рудные компоненты переотлагались и концентрировались в благоприятных структурно-петрологических условиях в пределах преобразуемой толщи пород, образуя метаморфические месторождения. Особенно подвижны углекислота, сера, кремнезем, медь, свинец, цинк, золото, в ряде случаев железо, марганец и др. При этом, кроме  $T$ ,  $P$ ,  $pH$ , характера сингенетических дислокаций, существенное значение имеют параметры окислительно-восстановительной среды, особенно для элементов с переменной валентностью.

В целом же региональный прогрессивный метаморфизм, не считая локальных специфических концентраций рудных компонентов, несколько сглаживает контрастность распределения рудных, редких и рассеянных элементов в метаморфизируемой толще, хотя главные особенности их распределения в породах в принципе сохраняются.

Син- и посттектонические гранитизация и мигматизация (ультраметаморфизм) докембрийских комплексов вызвали интенсивную миграцию вещества в пределах преобразуемых толщ. Формируются разнообразные метасоматиты, мигматиты, анатектоидные гранитоиды, пегматиты. Последние нередко приобретают достаточную пластичность для перемещения расплавов в пространстве. Эти образования являются концентраторами летучих компонентов и литофильных рудных элементов. Взаимодействие гранитных расплавов и высокоактивных флюидов с метаморфическими породами в местах благоприятных структурно-петрологических условий приводит к образованию ультраметаморфогенных месторождений железа, вольфрама, боратов, титана, апатита, флогопита, мусковита, бериллия, редких элементов и др. Создавая концентрации вышеуказанных элементов, ультраметаморфизм в общем также уменьшает контрастность распределения элементов в метаморфических породах, унаследованную ими от исходных пород.

Процесс становления докембрийских структур сопровождался многоэтапным и разнообразным магматизмом ультраосновного, основного, кислого и щелочного составов, который вносит определенные изменения в геохимические характеристики супракрупных комплексов. Следует отметить существенную зависимость архейских гранитоидов от вмещающих метаморфических толщ в геохимическом отношении.

Прогрессивно метаморфизованные и гранитизированные толщи докембрия в местах сочленения разнородных геологических блоков и структур, например Алданского щита и Становой складчатой системы, подвержены интенсивному диафторезу (регрессивному метаморфизму), сопровождаемому активным дроблением, катаклизмом, милонитизацией и низкотемпературным гидротермальным преобразованием высокотемпературных минеральных ассоциаций преимущественно в хлорит-амфибол-эпидот-серицит-глинистые агрегаты. Зоны диафтореза и зоны разломов, представляющие сочетание различных по типу дизъюнктивов и сколовых деформаций, объединяются в определенные протяженные системы конкретных направлений.

В зонах разломов и диафтореза в той или иной мере проявились широкий по составу (от основных до щелочных) гипабиссальный магматизм и циркуляция активных термальных вод, имеющие свои геохимические особенности и в определенной мере влияющие на распределение элементов в сопредельных, обычно регрессивно измененных породах. Процессы диафтореза протекали с активным участием гидротермальных растворов ювенильного, вадозного и смешанного происхождения. В пределах ослабленных зон происходит перемещение вещества изменяемых толщ, в том числе и рудных элементов. В том или ином количестве в зоны разломов привносятся и элементы (в том числе и рудные) глубинного происхождения. В благоприятных структурных, петрологических и физико-химических условиях создаются повышенные концентрации золота, свинца,

цинка, меди и других в форме рассеянных в массе измененных пород минералов, встречаются также кварц-альбит-карбонатные прожилки и метасоматиты, обогащенные самородным золотом, сульфидами и др. Перетолжение и преобразование вещества изменяемых пород в определенных условиях приводят также к образованию метаморфогенных месторождений пьезокварца и вермикулита.

Несмотря на то, что регрессивному метаморфизму подвержены породы различного состава, характер изменений которых имеет свои отличительные черты, гидротермально и динамически измененные породы этих протяженных ослабленных зон имеют и некоторые общие геохимические черты в отношении распределения в них рудных элементов (золота, свинца, цинка, олова и др.), а также щелочей, бария и др.

Тектоно-магматическая активизация докембрийских кристаллических комплексов в фанерозое сопровождается интенсивным магматизмом различного состава, преимущественно гранитоидного и щелочного, а также существенной метасоматической переработкой метаморфических пород. Это приводит к значительному и разнообразному по своему характеру перераспределению (концентрации и рассеянию) химических элементов супракристалльных толщ, к существенному обогащению магматических пород микроэлементами вмещающих пород, осложняемых весовым привнесением вещества из более глубоких уровней земной коры, особенно фтора, редких элементов, ртути, золота, платины, олова, бора.

Конкретные магматические формации: ультраосновные, карбонатитовые, основные, средние, кислые и щелочные — имеют свои геохимические черты и при взаимодействии, обычно интенсивном, с породами рамы вносят существенные изменения в геохимические характеристики последних. То же самое можно сказать и о характере метасоматических процессов, которые в зависимости от характера изменяемых пород, особенностей метасоматоза и привносимого вещества формируют различные по уровням и ассоциациям концентрации элементов.

В благоприятных рудолокализующих обстановках зон тектоно-магматической активизации формируются метаморфогенные концентрации (месторождения) олова, вольфрама, фтора, меди, золота, редких металлов, свинца, цинка, бора, фосфора и др.

Докембрийские комплексы вмещают разнообразные, разнотипные и разновеликие интрузивные тела магматических пород, которые в той или иной мере воздействуют на породы рамы. Кроме метасоматических явлений это — преимущественно термальный контактовый метаморфизм различных фаций вплоть до пироксен-роговиковой, проявленный в ореолах различной ширины и конфигурации. При этом происходят зональные минералогические и химические изменения ороговикованных пород. Как правило, ороговикование сопровождается привнесением из интрузий кремния, щелочей, серы, меди, цинка, свинца и др. Интрузии, в свою очередь, заимствуют определенные геохимические черты от пород рамы.

Таким образом, первичные геохимические концентрации (ореолы) элементов в докембрийских комплексах по своей природе полигенны.

Одной из геохимических особенностей докембрийских комплексов является то, что развитые в них разнообразные и разновозрастные кислые по составу магматические серии в значительной мере наследуют в некоторых отношениях свою геохимическую специализацию от вмещающих толщ докембрийских супракристалльных пород. Особенно наглядно это демонстрируется зависимостью геохимических черт магматических пород и металлогении (олова, вольфрама, золота, молибдена, меди и др.) вторых структурных этажей складчатых областей от вещественного состава и пространственного положения блоков кристаллического докембрийского фундамента. Ультраосновные, основные, щелочные серии пород, а также карбонатиты демонстрируют определенную независимость от состава вмещающих толщ, по крайней мере от ее верхних горизонтов.

В процессе первичного накопления осадочных, вулканогенно-осадочных толщ и становления магматических образований преобразование

этих пород многоэтапными процессами метаморфизма различных типов и степеней происходит наряду с изменением уровней концентраций элементов и характеристик их ассоциаций, изменением форм нахождения элементов и их перераспределения между минеральными компонентами пород.

Сложная совокупность и эволюция разнородного метаморфизма гетерогенных докембрийских комплексов обусловили формирование в них конкретных метаморфогенных по своей природе минералого-геохимических парагенезисов с определенной латеральной и вертикальной последовательностью.

Особенности геохимического профиля докембрийских комплексов на дневной поверхности обусловлены также способностью пород к выветриванию как в зависимости от их минерального и петрографического состава, так и от трещиноватости и дробленности, что может изменить в определенной мере их первичные геохимические характеристики.

После преобразования докембрийских подвижных областей в жесткие структуры на все последующие напряжения они реагировали достаточно значимыми вертикальными смещениями по дизъюнктивным нарушениям. Это в конечном счете привело к блоковому строению докембрийских структур. На современном уровне тектонические блоки, ограниченные разломами, имеют различный эрозивный уровень, что в сочетании с особенностями их геологического строения и вещественного состава обусловило расчленение докембрийских территорий на геохимически неоднородные мегаблоки. Это явилось причиной фрагментарного характера геохимического поля региональных докембрийских структур.

Мегаблоки, в свою очередь, расчленены на блоки второго и более высоких порядков, также имеющие свою специфику распределения петрогенных, рудных, редких и рассеянных элементов. В пределах блоков совокупность различий в составе и строении регионально метаморфизованных толщ, пликативных, купольных и дизъюнктивных структур, зон различного проявления ультраметаморфизма, диафтореза, контактового и гидротермального метаморфизма приводит к линейно-зональному, пятнистому, мозаичному и кучно-блоковому размещению первичных геохимических и рудных ореолов.

Особенности геологического строения и развития конкретных докембрийских структур отразились в их геохимических полях различной морфологии, состава, величин концентраций и степени контрастности распределения элементов и их ассоциаций. По составу элементов в пределах определенного геохимического поля выделяется одна или несколько генетических ассоциаций (халько-, лито- и сидерофильные, редкометалльные, редкоземельные) или их сочетания (халькофильно-литофильные, литофильно-редкометалльные и др.). Узлы сопряжений (пересечений) ореолов этих ассоциаций, как правило, характеризуются максимальной геохимической аномальностью, здесь же отмечается и большая проявленность метаморфогенной минерализации. Это — следствие сочетания здесь благоприятной рудолокализирующей среды и экстремально высокой минерогенической нагрузки.

Система сведений по геохимической истории формирования, уровню концентраций и фазовому состоянию элементов, региональным закономерностям пространственного их распределения, опирающаяся на материалы развитого банка геохимических данных, составляет необходимую принципиальную и фактическую геохимическую основу эффективного проведения поисковых работ в областях докембрийской консолидации.

Одной из главных задач геохимического изучения докембрийских комплексов является определение в супракрустальных толщах в целом, в их стратиграфических и петрологических составляющих первичных концентраций элементов, унаследованных ими от исходных осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований, а также первичных концентраций интрузивных пород, а на их фоне — выделение наложенных концентраций, обусловленных процессами регионального метамор-

физма, ультраметаморфизма, регрессивного и гидротермального метаморфизма в ослабленных структурах, метасоматозом и контактовым метаморфизмом в зонах взаимодействия интрузивов и пород рамы. Итак, можно заключить, что вещественные особенности докембрийских комплексов позволяют считать геохимические поиски метаморфогенных месторождений по первичным ореолам концентраций рудных элементов одним из главных методов обнаружения и прогнозной оценки этого типа месторождений.

Г. М. ГУНДОБИН  
(СССР)

## ВОПРОСЫ ЗОНАЛЬНОСТИ ОКОЛУРУДНЫХ ОРЕОЛОВ И АНОМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ПЛОЩАДНОГО ТИПА

В 60-е годы Г. Л. Поспеловым (1962, 1963) высказано представление о том, что рудные концентрации являются производными более обширных длительно развивающихся флюидных систем. Это положение согласуется с развиваемыми Л. В. Таусоном (1979) взглядами на формирование геохимических полей концентрирования и подтверждается данными геохимического изучения по целому ряду рудных районов. Последние свидетельства о том, что высококонтрастные ореолы рудных тел и зон образуются на фоне обширных невысокой контрастности аномалий площадного распространения, формирование которых связано главным образом с ранними (предрудными) этапами развития рудномагматических систем.

Особенно характерны аномальные поля площадного типа для рудномагматических систем, формирующихся в гипабиссальных и близповерхностных условиях, где наиболее активно проявляется миграция летучих компонентов в связи с процессами эманационной дифференциации и дегазации интрузий [Таусон, 1977]. Поэтому вопросы изучения распределения летучих компонентов в упомянутых аномальных полях приобретают важное значение. Это можно проиллюстрировать следующими примерами.

В табл. 1 и на рис. 1 приведены данные распределения бора в одном из районов Северного Приохотья. Как видно из табл. 1, концентрации бора в неизменных породах (в пределах каждой разновидности) меняются незначительно и, что важно, не зависят от их пространственной приуроченности. Средние же содержания, учитывающие привнос бора постмагматическими процессами, различаются весьма существенно. Уровень

Таблица 1

### Содержание бора в породах и аномальных полях различных блоков

Блок	Содержание бора в неизменных породах, г/т					Усредненные содержания с учетом найденных процессов ***	Содержания в локальных аномальных участках	Ведущие рудные элементы в аномальных полях
	Анцезиты	Дацииты	Гранодиориты	Граниты	Осадочные породы			
Восточный *	10—20	10	—	8—12	20—40	40—100	300—1000	Mo, B, Ag, Zn, Pb, W
Западный **	—	10	8—10	18	20—30	20—40	60—200	Pb, Ag, Zn, B, Ag
		17	12	12	8—16	—	10—20	

Примечание. Одна звездочка — данные приближенно-количественного спектрального анализа выборки из 20 и более проб; две — данные количественного спектрального анализа выборки из 10 и более проб; три — данные приближенно-количественного спектрального анализа выборки из многих сотен проб. Анализы выполнены в лаборатории Института геохимии им. академика А. П. Виноградова.

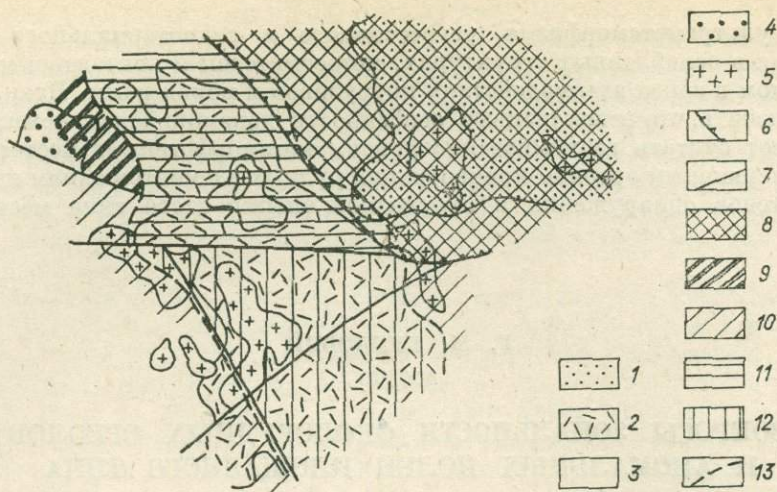


Рис. 1. Распределение бора в тектонических блоках. Структурное районирование по М. И. Терехову (1979).

1, 2 — вулканиты восточного (1) и западного (2) блоков; 3 — осадочные породы верхоянского комплекса; 4 — блок раннепалеозойской консолидации; 5 — гранитоиды; 6 — граница Омолецкого массива; 7 — разломы; 8—12 — аномальные поля бора с содержанием в г/т: 40—100 (8), 40—60 (9), 20—60 (10), 20—40 (11), 10—20 (12); 13 — границы между блоками с разным уровнем содержаний бора.

его накопления заметно (в несколько раз) меняется в различных структурных блоках. В целом для всей территории четко прослеживается общая тенденция нарастания содержаний бора параллельно возрастанию степени консолидации структур основания вулканогенных полей. Причины такого распределения мы усматриваем в определяющем влиянии тектонических факторов на режим летучих в магматических очагах. В жестких структурах ранней консолидации относительно стабильные тектонические условия способствовали более глубокой дифференциации магматических очагов и накоплению летучих в поздних членах серии. Их дегазация в приповерхностной зоне приводила к образованию обширных средней контрастности (КК 4—10)\* аномальных полей, сопровождавшихся участками более высоких концентраций (КК до 300). Последние пространственно связаны с субвулканическими телами липаритов. Концентрации бора в них падают по мере удаления от экзструзий, чем подчеркивается наличие генетической общности между ними.

В относительно мобильных структурах западного блока ранняя глубинная дегазация магматических очагов приводила к рассеянию летучих, чем можно объяснить общий более низкий уровень концентрации (КК 1—4) бора и отсутствие его высококонтрастных аномалий.

В соответствии с характером распределения бора в региональном аномальном поле, отражающем особенности развития рудоносных магматических очагов, находится и распределение рудных компонентов, которое в обобщенном виде представлено на рис. 2. Из схемы видно, что в восточном блоке доминируют молибденовые и молибден-полиметаллические ассоциации. В северной части западного блока преимущественным распространением пользуются серебро-полиметаллические ассоциации, а в южной, для которой ореолы бора не характерны, ассоциации, связанные с этим этапом минерализации, практически не проявлены. Строение аномальных полей зональное, согласующееся с особенностями распределения в их пределах бора [Гундобин, 1980а].

Весьма строгое соответствие в строении аномальных полей рудных элементов и фтора наблюдалось нами в Хапчерангинском оловорудном районе [Гундобин, 1980б]. Закономерный характер распределения фтора вокруг рудоносного плутона гранитов позволил отрисовать контур скры-

\* Коэффициент контрастности нормирован по фоновым содержаниям.

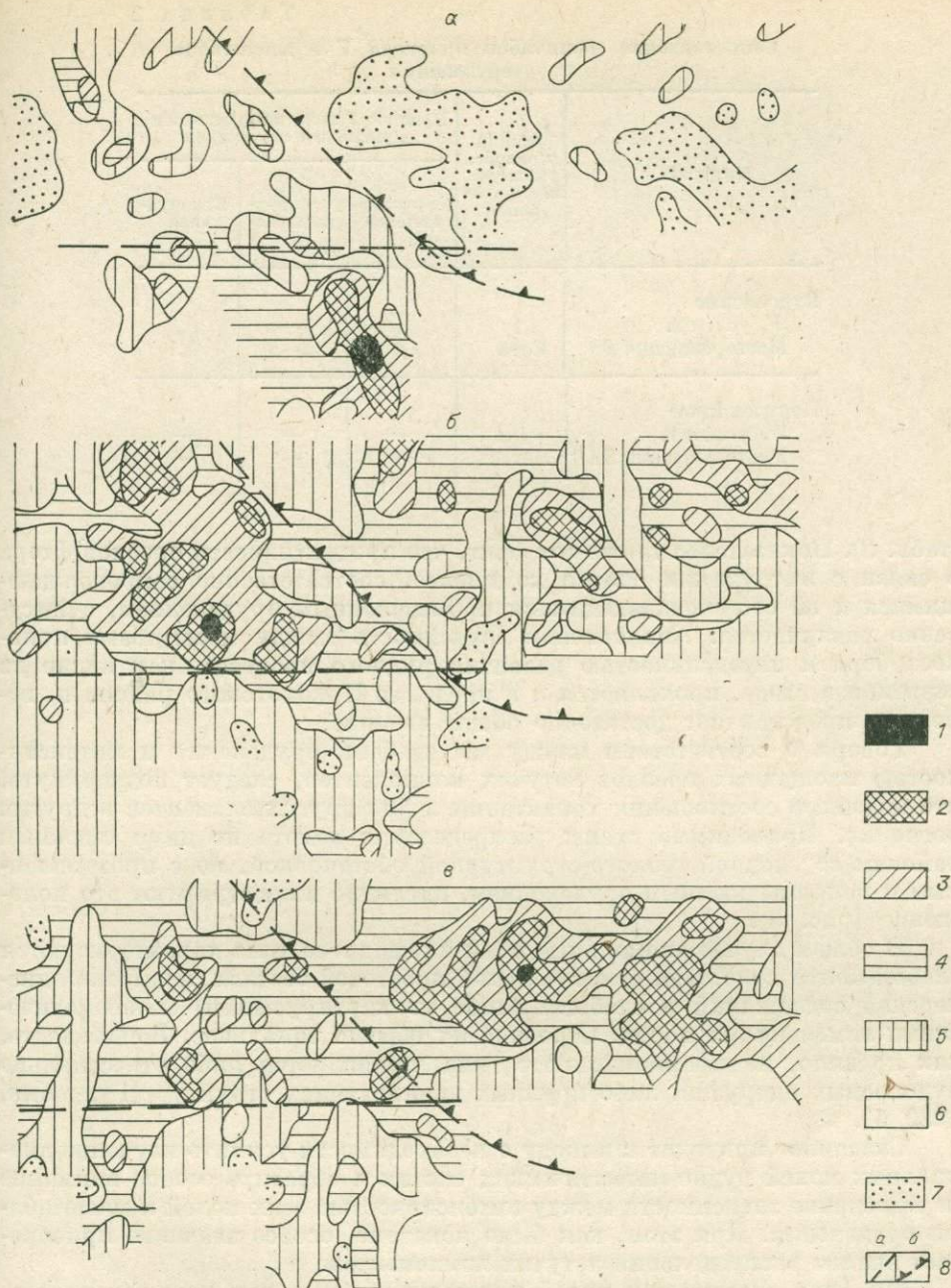


Рис. 2. Схемы сопоставления аномальных ассоциаций по уровню сходства с эталонными полями.

Поле нормировано по эталону ассоциаций: а — золото-серебряной, б — серебро-полиметаллической, в — бор-молибден-полиметаллической. 1—7 — условные значения уровня сходства от 1000 (1) до 200 (7), значение 1000 принято за эталон; 8 — разломы, ограничивающие приподнятую и опущенную части западного блока (а) и Омолонский блок ранней консолидации (восточный) от области верхоянской складчатости (б).

тых его частей и выделить в их пределах купольные структуры, наиболее интересные в практическом отношении. Они фиксируются заметным возрастанием интенсивности аномалий фтора и рудных элементов. Здесь важно подчеркнуть, что на площади рудного узла устанавливается не только соответствие между строением аномального поля фтора и размещением рудной минерализации, но четко проявляется тенденция к прямой связи между интенсивностью ореолов фтора и масштабами оруденения

Сопоставление масштабов привноса F и масштабов оруденения

Инtruзии	Общий привнос, наличие месторождений	Привнос F и Sn по отдельным купольным структурам		
		Хапчерангинская	Гарбальджейская	Харатуйская
Рудоносные F, усл. ед. Месторождения Sn	1 Есть	1 1	3—4 4—5	0,3 0,1
Нерудоносные F, усл. ед. Месторождения Sn	0,1 Нет	— —	— —	— —

(табл. 2). Показателен также тот факт, что продуктивность ореолов фтора в связи с интрузиями одного комплекса, соответственно сопровождающимися и не сопровождающимися промышленным оруденением, существенно различается. Аналогичная зависимость между масштабами привноса бора и интенсивностью развития рудного процесса, как видно из сказанного выше, проявляется и в пределах Приохотского района и, вероятно, представляет достаточно общее явление.

Говоря о соответствии между масштабами оруденения и интенсивностью площадных ореолов летучих компонентов, следует подчеркнуть, что подобные соотношения характерны и для других элементов в других регионах. Приводимые схемы распределения золота по двум смежным районам со сходной геолого-структурной обстановкой, но с промышленным и непромышленным оруденением, наглядно иллюстрируют это положение (рис. 3).

В общем случае аномальные поля площадного типа характеризуются слабой контрастностью, относительной простотой состава, невысокой дисперсией содержания и слабыми (либо не картируемыми) метасоматическими изменениями пород. Стрoение их обычно зональное. Зональность, как правило, полиформационного типа, проявляется либо относительно рудоносных интрузий, либо крупных дренирующих структур [Гундобин, 1980 б].

Сказанное приводит к выводу о необходимости усилить изучение аномальных полей рудно-магматических систем и обратить особое внимание на выяснение зависимости между интенсивностью этих полей и масштабами оруденения. При этом, как было показано, особое значение приобретает анализ распределения летучих компонентов.

На фоне аномальных полей площадного типа, как уже отмечалось, обособляются высококонтрастные ореолы рудных тел и зон. Их генетическое единство не вызывает сомнений, несмотря на некоторый разрыв во времени их формирования. Последний отчетливо фиксируется в тех случаях, когда площадные аномалии сопровождаются визуально наблюдаемыми метасоматическими преобразованиями вмещающих пород.

Одной из характерных черт околорудных ореолов является их зональное строение, выражающееся в закономерной смене областей накопления различных элементов в направлении движения рудоносных растворов. Для многих месторождений намечается единая направленность в распределении ряда элементов по восстанию рудных зон [Овчинников, Григорян, 1970]. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что в отдельных месторождениях эта общая тенденция может существенно изменяться. Особенно заметные отклонения наблюдаются для месторождений различной формационной принадлежности, вероятно как следствие принци-

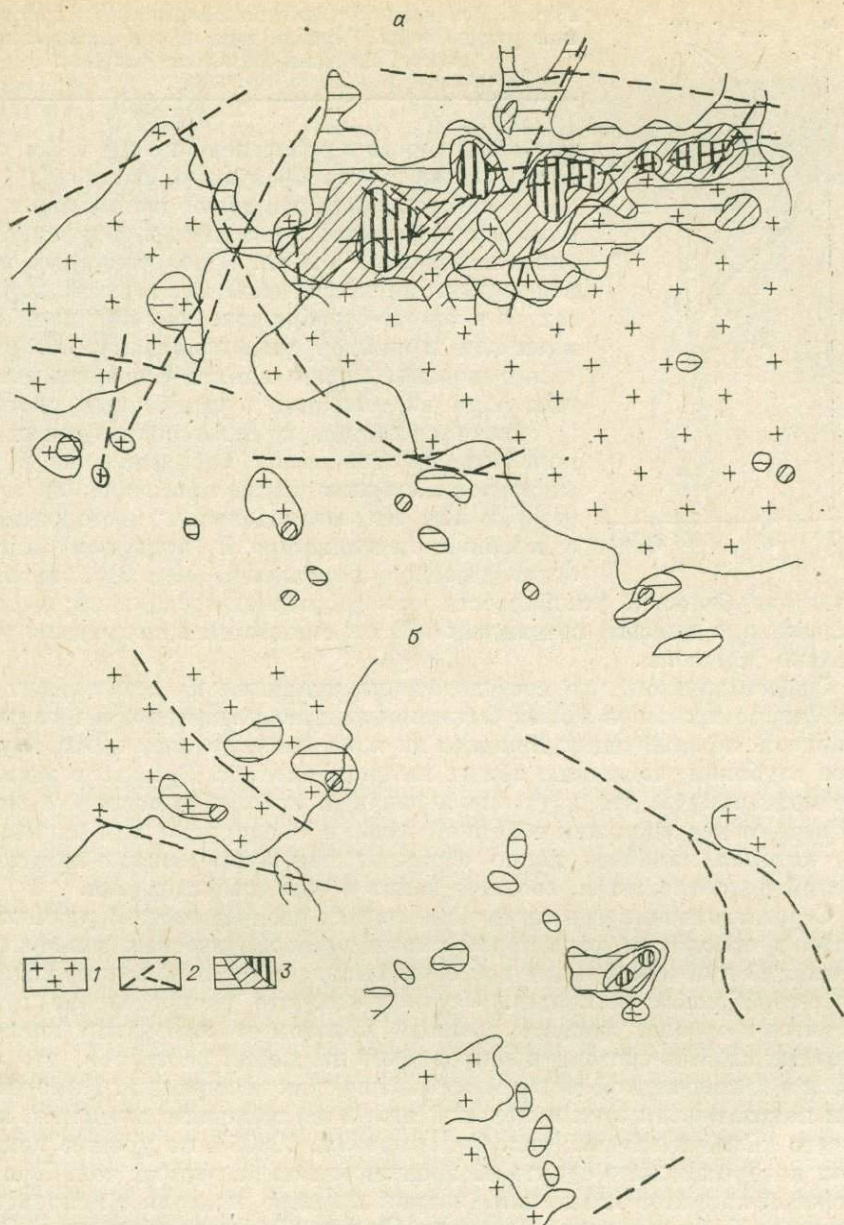


Рис. 3. Аномальные поля золота в районах с промышленным (а) и непромышленным (б) оруденением.

1 — граниты; 2 — разломы; 3 — аномалии золота от низко- до высококонтрастных.

альных отличий в составе и эволюции продуцирующих их гидротермальных систем.

Весьма показательна позиция серебра в ореолах месторождений золотого и золото-серебряного формационных типов. В первых оно занимает верхнее (относительно золота) положение, соответственно  $Ag/Au$  отношение направленно возрастает снизу вверх. Во вторых в силу значительно более высоких (в 10—100 раз) содержаний серебра в растворах его осаждение начинается раньше золота, что приводит к формированию подрудных ореолов серебра. Отношение  $Ag/Au$  в ореоле изменяется волнообразно (рис. 4), с двумя максимумами (нижним и верхним). При этом величина и амплитуда нижнего максимума возрастают пропорционально росту  $Ag/Au$  отношения в рудах. Таким образом, здесь проявляется пря-

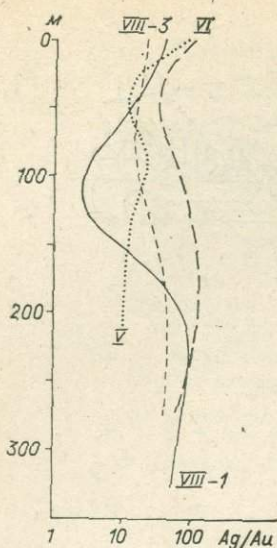


Рис. 4. Изменение  $Ag/Au$  отношения в ореолах по восстановлению рудной зоны. Глубина дана от современной поверхности. Цифрами обозначены разрезы.

мая зависимость в распределении  $Ag$  и  $Au$  от их соотношения в рудообразующем растворе.

Принципиально различное положение в ореолах месторождений упомянутых формационных типов занимают  $Pb$  и  $Zn$ . В золоторудных месторождениях они накапливаются в верхних горизонтах, а в золото-серебряных, как правило, занимают под- и нижнерудные интервалы. Эти различия, вероятно, можно понять с позиций различных форм их миграции в отмеченных системах.

Влияние состава комплексообразующих компонентов на зональное распределение рудных элементов в ореолах можно проследить на примере  $W$  и  $Mo$ . На молибденовых месторождениях с высоким потенциалом  $F$  вольфрам занимает более высокое положение, чем  $Mo$ , вероятно,

вследствие большей устойчивости его фторидных соединений; на месторождениях с низким потенциалом  $F$  он смещается в подрудные (относительно  $Mo$ ) зоны.

Представляется, что сосредоточение внимания на аномальных случаях (число примеров может быть значительно увеличено) и накопление материала, объясняющего причины их появления, должны способствовать более глубокому познанию общих закономерностей. В связи с этим следует подчеркнуть, что изучение первичных ореолов в основном ведется в отрыве от исследования объемной модели околорудно измененных пород, которая наиболее полно отражает изменения физико-химических условий рудоотложения, соответственно и ореолообразования.

Строгая зависимость между зональным распределением рудных элементов в ореолах и характером смены метасоматических минеральных ассоциаций в объеме рудных зон была выявлена нами на месторождениях золото-серебряной формации. Установлено, что распределение рудных элементов в ореолах зависит главным образом от изменения кислотно-щелочных свойств системы в направлении движения растворов, что отражается в закономерной смене метасоматических ассоциаций. Информативными показателями этих изменений являются щелочные элементы, прежде всего калий и натрий (рис. 5) [Гундобин, 1980б], по уровню концентрации которых можно судить об эрозионном срезе рудных зон. Противоположный характер поведения натрия и калия позволяет использовать отношение  $K/Na$  для целей прогноза. Оно устойчиво изменяется от 0,8—2 в подрудных до 20—40 в средне- и верхнерудных и затем опускается до 1—4 в надрудных зонах. Критерием отличия нижнерудных и надрудных зон, для которых имеется область перекрывающихся значений, является резкое понижение (относительно неизмененных пород) содержания как калия, так и натрия в надрудных срезах.

Необходимо подчеркнуть, что не только макрокомпоненты, но и концентрации «малых» элементов, находящихся в виде изоморфной примеси в порообразующих минералах, закономерно распределены в зональной колонне метасоматически измененных пород. Замещение одних минеральных ассоциаций другими и соответственно изменение их изоморфной емкости приводят к существенному перераспределению элементов. Масштабы этого явления для многих типов месторождений весьма значительны. Для упоминавшихся месторождений показательно распределение стронция, который в связи с замещением плагиоклаза (основной его носитель в неизмененных и слабо пропилитизированных породах) выносится из зоны рудоотложения в периферические и надрудную зоны (рис. 6). В част-

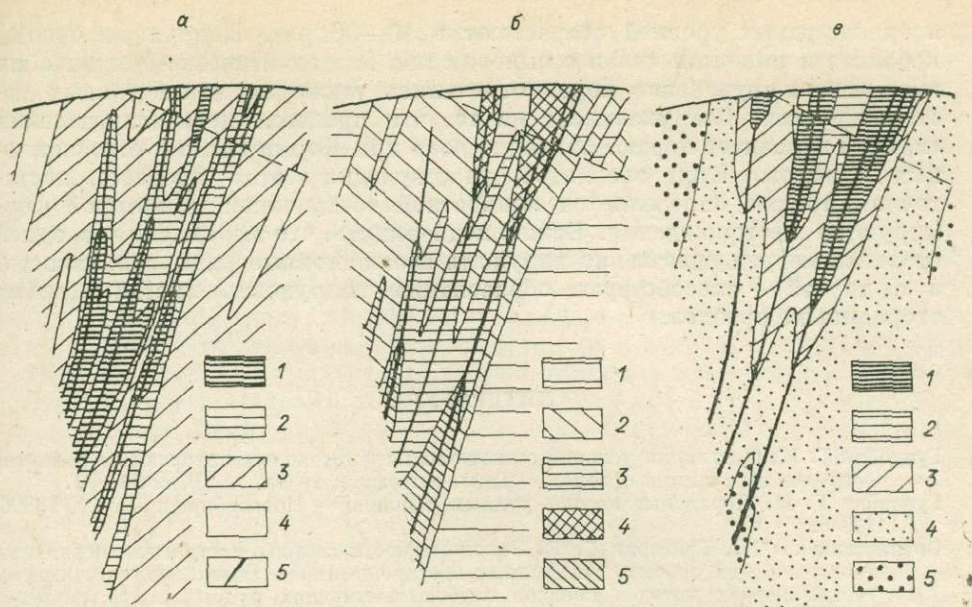


Рис. 5. Распределение калия (а), метасоматические (б) и элементные (в) ассоциации в ореолах.

а — содержания калия, %: 1 — более 6; 2 — 5—6; 3 — 2,5—5; 4 — менее 2,5; 5 — жилы. б — метасоматические ассоциации: 1 — пропилитовая; 2 — кварц-серицит-адуляровая; 3 — кварц-адуляровая; 4 — кварц-гидрослюдистая; 5 — кварц-серицитовая. в — элементные ассоциации: 1 — Au, Ag, Sb, Hg, As; 2 — Ag, Au, Sb, As; 3 — Au, Ag, Pb, As, Hg; 4 — Ag, Au; 5 — Pb, Ag, Zn, Cu.

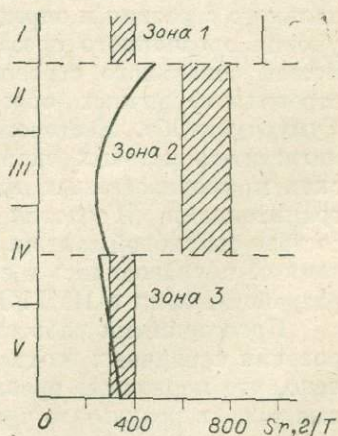
ности, в надрудных зонах аргиллизации его содержание повышается до 0,5%, составляя в среднем 0,09 при фоне 0,03%. Повышенные содержания стронция являются одним из критериев отличия надрудных зон аргиллизитов от аналогичных по минеральному составу зон, формирующихся вне связи с оруденением.

Аналогичная картина для лития наблюдается на кварц-золоторудных проявлениях. Установлено, что процессы развития околожильных березитов, окварцевания и карбонатизации по гранитоидам сопровождаются уменьшением содержаний лития от 30 до 10 г/т. Выносимый из околорудного пространства литий отгоняется в верхние и периферические зоны, где формируются ореолы с повышенным (60—80 г/т) содержанием. Процессы перераспределения лития проявляются не только в околожильном пространстве, но и в более крупном масштабе, в рамках всего рудного узла. Отрицательные ореолы фиксируют рудоконтролирующие структуры и основные участки развития золоторудной минерализации, положительные — развиваются по их периферии.

Интересные данные для золото-серебряных месторождений получены по распределению кобальта и никеля. Для них также характерен вынос из зоны рудоотложения и тенденция накопления в верхнерудных средах и периферических частях рудных зон. Особенно четко эта картина фиксируется по содержанию указанных элементов в пиритах. Их концентрации в пиритах из верхнерудных срезов относительно рудных

Рис. 6. Распределение средних содержаний Sr в измененных породах.

Заштрихован интервал содержаний Sr в слабо пропилитизированных дацитах (рудные зоны 1 и 3) и андезитах (рудная зона 2). I — поле надрудных аргиллизитов; II—V — интервалы: II — верхнерудный, III — среднерудный, IV — нижнерудный, V — подрудный.



и нижнерудных уровней возрастают в 10—30 раз. Надрудные ореолы кобальта и никеля в связи с выносом при метасоматическом замещении вмещающих руденение пород отмечались также на молибденовых месторождениях. Все указывает на то, что процессы перераспределения «малых» элементов играют большую роль при формировании околожильных ореолов. Круг элементов, участвующих в этом процессе, достаточно широк и определяется конкретной обстановкой, в которой формируются месторождения. Важно подчеркнуть, что эти явления, с одной стороны, могут существенно нарушать эволюционные ряды зональности, а с другой — способствуют образованию надрудных, иногда заметно оторванных, ореолов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гундобин Г. М. О влиянии условий становления гранитоидных интрузий на развитие сопряженных с ними ореолов. — Геол. и геофиз., 1980а, № 10, с. 53—61.
- Гундобин Г. М. Первичные ореолы рудных районов. — Новосибирск: Наука, 1980б, 128 с.
- Овчинников Л. Н., Григорян С. В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1970, с. 3—36.
- Поспелов Г. Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем. — Геол. и геофиз., 1962, № 12, с. 40—57.
- Поспелов Г. Л. Некоторые физические и физико-химические вопросы образования гидротермальных месторождений. — Геол. и геофиз., 1963, № 10, с. 20—45.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
- Таусон Л. В. Проблемы прикладной геохимии. — В кн.: Symposium «Methods of Geochemical Prospecting (MGP)». Pt 1. Prague, Geological Survey, 1979, p. 8—14.
- Терехов М. И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. Новосибирск: Наука, 1979. 14 с.

А. ГОТОВСУРЭН

(МНР)

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ УРОВНЯ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

Геологопоисковыми работами последних лет установлено широкое развитие цинковой минерализации на территории Восточной Монголии. В связи с этим первостепенное значение приобрели вопросы определения промышленной значимости рудных объектов на основе изучения их зонального строения и определения уровня эрозионного среза. Определение уровня эрозионного среза рудных тел достигается выяснением особенностей зонального строения первичных ореолов. Изучение зонального строения первичных ореолов проведено на цинковом месторождении Тумуртуйн-Обо. Месторождение представляет собой линзообразное тело магнетит-гранатовых скарнов, залегающее на контакте толщи палеозойских мраморизованных известняков и сланцев с прорывающими их гранитоидами [Геология МНР, 1977]. Главным рудным минералом в составе скарновой залежи является сфалерит. Обработка геохимических данных производилась в соответствии с методическими рекомендациями, разработанными в ИМГРЭ [Геохимические методы..., 1974].

Проведенными работами выявлены основные закономерности формирования первичных геохимических ореолов вокруг рудных тел. Установлено, что первичные ореолы по размерам существенно превосходят рудные тела, в результате чего они могут быть использованы в качестве эффективных признаков скрытого руденения. В строении первичных гео-

химических ореолов месторождения Тумуртуйн-Обо устанавливается контрастная вертикальная зональность, проявляющаяся в избирательном накоплении элементов на различных уровнях околорудного пространства. Зональность в строении ореолов основных элементов-индикаторов цинкового месторождения Тумуртуйн-Обо может быть выражена следующим рядом (от поверхности в сторону подрудного среза): висмут — медь — (серебро — свинец — германий) — (мышьяк — цинк — кадмий) — марганец — молибден — олово — (бериллий — вольфрам). Ореолы висмута, меди, германия, серебра, свинца обладают максимальной шириной и интенсивностью в верхней части разреза. Ореолы молибдена, бериллия, олова, вольфрама характеризуются нарастанием интенсивности и увеличением линейных параметров с глубиной залегания рудных тел. Строение комплексного ореола цинковых месторождений можно выразить через величину коэффициента зональности ( $K_z$ ). Коэффициент представляет собой отношение мультипликативных значений содержаний элементов-индикаторов верхней части эндогенного ореола (Bi·Cu·Ag) к элементам-индикаторам нижней части этого ореола (Mo·Be·W).

В вертикальном разрезе по величинам  $K_z$  выделяется пять основных уровней среза комплексного ореола: надрудный, верхнерудный, среднерудный, нижнерудный и подрудный. Два первых из-за непосредственного выхода рудных тел на дневную поверхность (по данным четырех изученных разрезов) часто объединяются вместе. Величины  $K_z$  для над- и верхнерудной частей составляют более 100, среднерудной — 100—5, нижнерудной — 5—0,1, подрудной — менее 0,1 ед.

Специфическая особенность цинковых месторождений Восточной Монголии — присутствие таких характерных для полиметаллических месторождений элементов, как свинец и барий, в исключительно низких содержаниях. Это связано в основном с обедненностью барием и свинцом гранитов Барун-Уртского массива, с внедрением которых связывают формирование цинковорудных тел.

Установленными специфическими особенностями объясняется отличие зонального строения первичных ореолов месторождений Тумуртуйн-Обо от общей зональности, выведенной С. В. Григоряном с соавторами (1976) для полиметаллических месторождений. Различие заключается в том, что медь и висмут, по С. В. Григоряну, — элементы среднерудных срезов, в ряду зональности восточно-монгольских цинковых месторождений они характерны для верхнерудных уровней.

Большое практическое значение изучения вертикальной зональности и использования выведенного коэффициента зональности заключается в том, что с их помощью удается успешно решать задачу отличия над- и верхнерудных ореолов от ниже- и подрудных, фиксирующих рудные тела и месторождения, уничтоженные эрозией. Высокая эффективность такого подхода к геохимической информации становится очевидной, если учесть, что в данном рудном районе количество ниже- и подрудных геохимических аномалий значительно из-за активной денудации. Для проверки действенности выведенного коэффициента зональности рассчитаны значения этого коэффициента по данным опробования керн и канав, пройденных на восьми рудных участках Салхитинского цинкового месторождения и на трех полиметаллических проявлениях, расположенных в Гоби-Угтальском районе. Рассчитанные значения отношения линейных продуктивностей мультипликативных ореолов приведены в таблице.

Сопоставляя полученные геохимические характеристики по оценке уровня эрозийного среза рудных тел с результатами геологических работ, проведенных на этих месторождениях и участках, приходим к выводу, что они между собой довольно хорошо согласуются. Данный способ количественного выражения зонального строения ореолов при оценке поверхностных геохимических аномалий позволяет значительно упростить фиксирование закономерностей распределения комплекса основных элементов-индикаторов рудоносности и дать оценку выявленным геохимическим аномалиям. При этом обеспечивается достаточная информативность

**Величины отношений линейных продуктивностей мультипликативных ореолов**

Месторождение	Участок	$\frac{Bi \cdot Cu \cdot Ag}{Mo \cdot W \cdot W}$	Предполагаемый уровень эрозийного среза рудного тела
Салхитское	1	0,8—10	Нижнерудный
	2	6—110	Среднерудный
	3	15—135	Средне-верхнерудный
	4	0,5—8	Нижнерудный
	5	0,3—4	»
	6	0,1—6	»
	7	0,02—0,5	Нижне- и подрудный
	8	3—80	Среднерудный
Гобь-Угтальский район	Харагу-Ула	0,6—4	Нижне-среднерудный
	Тумыртэ (Восточное)	3—40	Среднерудный
	» (Западное)	0,5—6	Нижнерудный
	Цаган-Томой-Худук	0,05—0,8	Нижне- и подрудный

геохимических данных для определения положения выявленного среза комплексного ореола по отношению к уровню различных частей скрытых цинковорудных тел, развитых в пределах Гобийско-Южно-Керуленской металлогенической зоны.

**ЛИТЕРАТУРА**

- Геология Монгольской Народной Республики. Т. III. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977. 703 с.
- Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений (методические рекомендации). М.: изд. ИМГРЭ, 1974. 215 с.
- Григорян С. В., Оганесян Р. Г., Федотова Г. Э. Опыт прогнозирования скрытого полиметаллического оруденения на основе зональности его первичных ореолов.— В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 226—230.

**В. А. БУГРОВ**

(ПРООН, Индия),

**Н. П. ВАДВА, К. К. МИШРА**

(Индия)

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
НА ТЕРРИТОРИИ ШТАТА МАДХЬЯ ПРАДЕШ, ИНДИЯ**

Геохимические поиски по Программе развития ООН на территории штата Мадхья Прадеш были начаты в 1979 г. в сотрудничестве с Директором Геологии и Горного Дела штата. Район работ находится в зоне тропического муссонного климата. Дождливый период составляет 2—3 мес, остальная часть года засушливая. Годовое количество осадков меняется от 500 до 2000 мм. Рельеф района гористо-холмистый с возвышенными равнинными плато. Гидросеть хорошо разветвлена и в основном благоприятна для проведения литохимических поисков по потокам рассеяния. Почти повсеместно встречаются почвы полного профиля.

Участки работ расположены в районе развития глубоко метаморфизованных архейских осадочных и магматических пород нижнего струк-

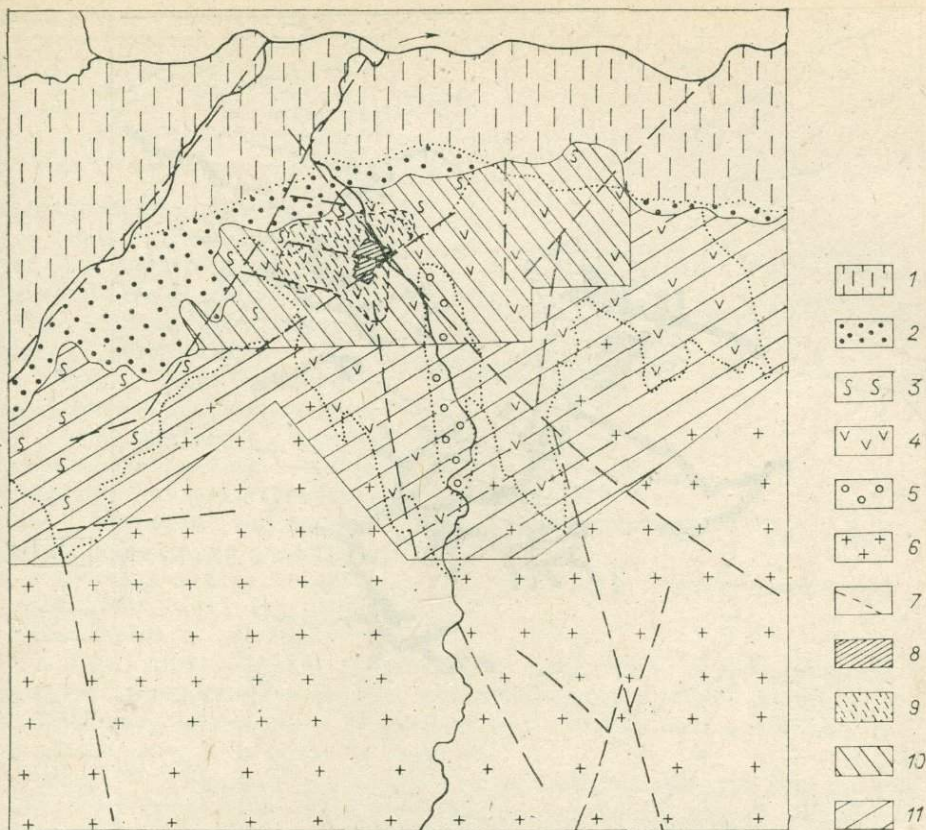


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема района Сонакхан, составленная на основе интерпретации космических фотоснимков.

1 — глинистые сланцы и известняки; 2 — песчаники; 3 — филлиты и сланцы; 4 — филлиты и метаморфизованные вулканиды; 5 — конгломераты; 6 — граниты; 7 — разломы, выявленные при дешифрировании космических фотоснимков; 8 — участок детальных работ Сонакхан; 9 — площадь, опосредованная по потокам рассеяния в 1980—1981 гг.; 10 — площадь, рекомендованная для проведения поисков по потокам рассеяния месторождений золота в первую очередь; 11 — то же, во вторую очередь.

турного этажа центральной части Индийской платформы и верхнедокембрийских осадочных формаций древнего платформенного чехла.

Поиски рудных месторождений по их вторичным ореолам и потокам рассеяния — один из основных видов, выполненных по названной программе в период 1979—1981 гг. Некоторые особенности проведения литохимических поисков и их результаты, представляют методический и практический интерес.

Значительная часть территории штата геологически изучена относительно слабо и недостаточно обеспечена кондиционными геологическими картами (даже масштаба, близкого к 1 : 250 000). Поэтому при выборе площадей для проведения региональных и детальных литохимических поисков и при геологической интерпретации получаемых результатов широко использовались снимки со спутников масштаба 1 : 500 000 (Ландсат). Результаты дешифрирования космических снимков и имеющиеся данные о рудной минерализации района работ использовались для составления металлогенических схем, по которым выбирались объекты первой очереди для проведения поисков по потокам рассеяния.

В регионе Маланджкханд таким путем оконтурена площадь в 5000 км<sup>2</sup>, на которой проведены поиски и выделены потоки рассеяния меди, цинка, никеля и кобальта, приуроченные к полосе, намеченной по космическим снимкам.

В районе рудопроявления Сонакхан при дешифрировании таких снимков выявлена система разломов, играющих важную роль в распределении

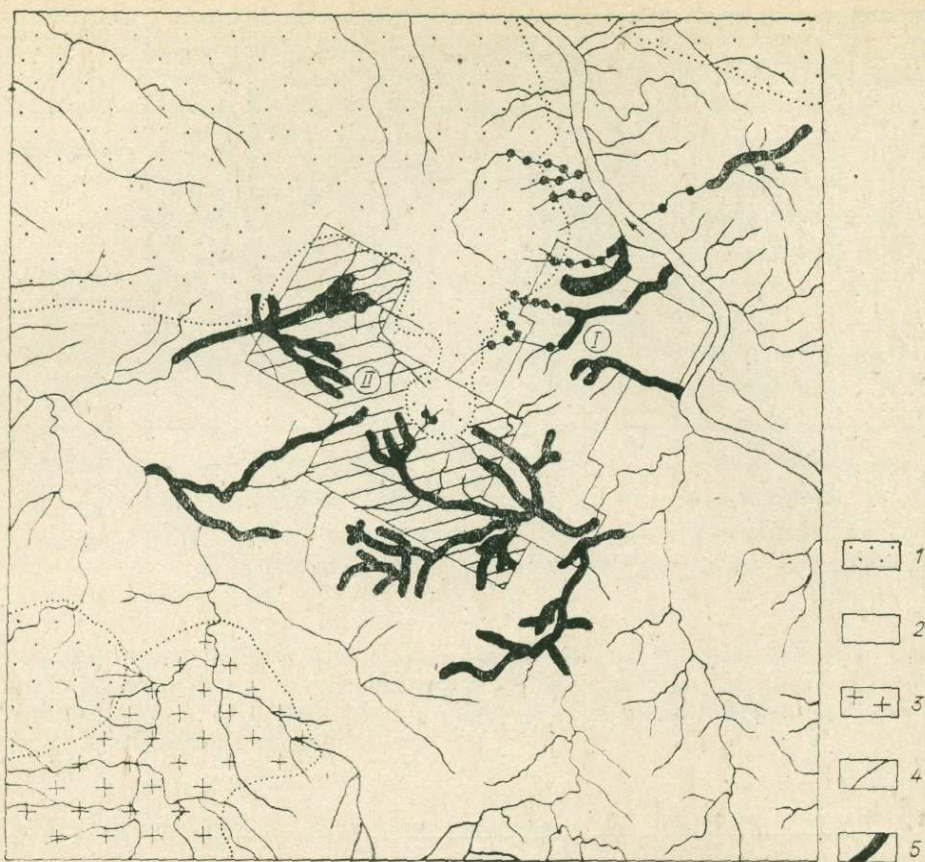


Рис. 2. Потoki рассеяния мышьяка и контуры участков детальных работ на золото (район Сонакхан).

1 — песчаники; 2 — дарварские метаморфизованные осадочные и вулканические породы; 3 — биотитовые граниты; 4 — водотоки. Содержания мышьяка в потоках рассеяния (%): 5 — от 20 до  $100 \cdot 10^{-4}$ , более  $100 \cdot 10^{-4}$  — отмечено в двух местах более широкими полосами. Здесь и далее черные точки — места опробования. I — участок рудопроявления золота Сонакхан, описанный в 1980—1981 гг.; II — участок, рекомендованный для продолжения детальных работ.

золотого оруденения (рис. 1). Это позволило пересмотреть перспективы рудопроявления и наметить в его окрестностях потенциально рудоносную зону протяженностью более 10 км. Кроме того, на основе изучения космических снимков и геологии района рекомендована для поисков по потокам рассеяния площадь более  $500 \text{ км}^2$ . На  $100 \text{ км}^2$  этой площади выявлены потоки рассеяния спутников золота — мышьяка и меди (рис. 2). В бассейнах водосбора этих потоков встречены следы старательской добычи россыпного золота, свалы и обломки кварца и гидротермально измененных пород, сходных с золотоносными породами рудопроявления Сонакхан. Область развития выявленных потоков рассеяния совпадает с золотоносной зоной, оконтуренной при дешифрировании космических снимков.

В результате детальных геолого-геохимических работ масштаба 1 : 10 000 на участке рудопроявления обнаружены две новые самостоятельные зоны золотой минерализации. Они выявлены и прослежены по вторичным ореолам рассеяния мышьяка, меди, цинка, никеля и кобальта. Местами им сопутствуют ореолы рассеяния свинца. Серебро не образует устойчивых контрастных ореолов, так как его содержания даже в первичных рудах не превышают 10 г/т.

Во вмещающих оруденение докембрийских (дарварских) филлитах, сланцах и амфиболитизированных основных эффузивах развиты серицитизация, карбонатизация, хлоритизация, пиритизация и наложенное

Рис. 3. Результаты опробования почв и илесто-глинистых осадков пруда на медь по двум профилям на месторождении Маладжкханд.

1 — рудное тело; 2 — илесто-глинистые осадки пруда.

рассланцевание. Золото в рудах парагенетически ассоциирует с арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, пирротинном и с очень небольшим количеством галенита [Шер, 1972].

Первая зона (северная) представлена сочетанием рудной минерализации золото-сульфидно-кварцевого, золото-кварцевого и штокверкового типов. Наличие оруденения подтверждено двумя скважинами, в которых золото отмечено в свободном виде совместно с сульфидами в лиственитах.

Вторая зона (южная) представлена сочетанием золото-сульфидно-кварцевого оруденения в жилах, имеющих протяженность более 1,5 км, и наложенного оруденения в докембрийских железистых кварцитах. Предполагается здесь и наличие штокверка.

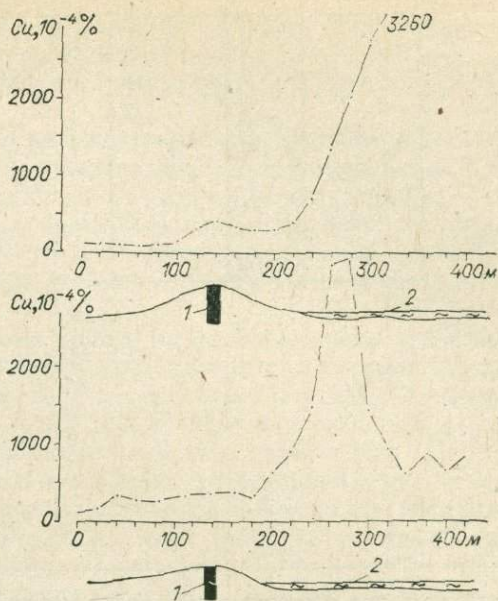
Таким образом, использование космических снимков при выборе площадей для региональных и детальных литохимических поисков и при геологической интерпретации получаемых данных обеспечило успех этих поисков.

Поиски по потокам рассеяния в районе работ затрудняет наличие обширных участков культивированных земель. Часто под рисовые поля возделаны все долины и сухие русла, вплоть до первого порядка. Здесь же на пути движения временных водотоков существует достаточно густая сеть искусственных прудов, созданных многие десятки лет тому назад. Их плотность составляет один водоем на 1—3 км<sup>2</sup>. Такие пруды играют роль промежуточных водоемов стока, в которых идет накопление илесто-глинистого материала, пригодного для целей литохимического опробования.

Опытные работы на участке медного месторождения Маладжкханд показали, что в илах ближайшего к нему пруда идет современное накопление меди, цинка, кобальта и молибдена. Так, содержания меди в илах прибрежной полосы достигают 0,37%, а во вторичном ореоле над прилегающей к пруду частью месторождения не превышают 0,04% (рис 3). Высокие содержания меди в илах этого пруда обусловлены наличием механического и физико-химического барьеров — резкое падение скорости дождевых потоков у его берегов и смена окислительного характера этих вод на восстановительный в пруду. Подземный сток грунтовых вод также играет важную роль в переносе растворенных металлов и их накоплении в пруду. Обычно в этих осадках присутствует большое количество гниющей органики. Зона окисления в рудах месторождения развита на глубину от 40 до 70 м. Фоновые содержания меди в илах других прудов составляют 0,001—0,002%.

Опробование осадков прудов, выполненное на участке медно-свинцово-цинкового рудопроявления Слимнабад, отстоящего от месторождения Маладжкханд более чем на 400 км, дало сходные результаты. Только уровни содержаний металлов в илах в этом случае в 15—20 раз ниже. Можно предположить, что масштабы оруденения здесь будут небольшими.

По результатам опытных работ опробование прудовых осадков было рекомендовано для использования на стадии региональных поисков в ком-



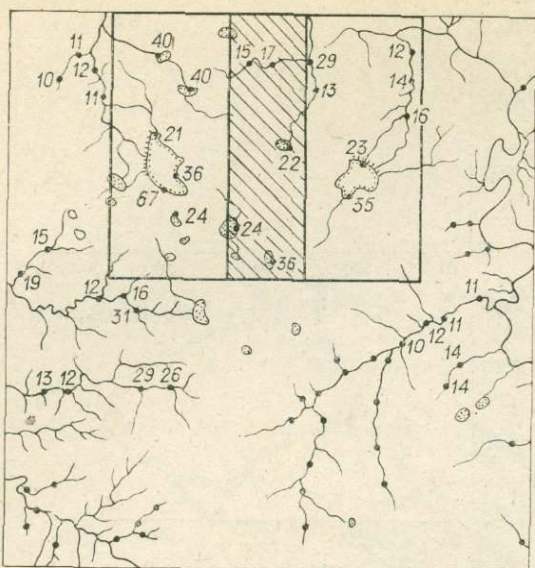


Рис. 4. Аномалия меди в осадках искусственных прудов и в водотоках на площади Маланджкханд, уч. Манегаон. Содержания меди в  $n \cdot 10^{-4}\%$ .

Участок, рекомендованный для поисков по вторичным ореолам рассеяния.

бинации с опробованием осадков водотоков. Работы, выполненные по рекомендованной методике, показали, что даже мелкие рудопроявления отмечаются в прудовых осадках аномалиями с контрастностью 3 и выше (медное проявление Тарегаон). Потoki рассеяния меди в сочетании с ее аномалиями в прудах выявлены в районе

Манегаон, где отмечены признаки медной минерализации (рис. 4).

В районе Чаурия на площади развития горизонтально залегающих докембрийских формаций по потокам рассеяния проведены поиски месторождений меди, свинца и цинка стратиформного типа. Геоморфологическая — это область возвышенных плато, глубоко расчлененных густой современной гидросетью, что обеспечило выход рудоносных формаций на современный уровень эрозионного среза. В таких условиях поиски по потокам рассеяния могут проводиться успешно, хотя при этом опосредуется только территория, непосредственно прилегающая к долинам водотоков, и только на глубину их эрозионного вреза.

Количественная интерпретация потоков рассеяния в таком случае несколько осложняется, и подсчеты могут давать как резко завышенную, так и заниженную оценку продуктивности оруденения. Это зависит от глубины эрозионного вреза и густоты гидросети, вскрывающей рудный пласт, от гипсометрии и условий залегания пласта и характера его эрозионного вскрытия.

Многokратные завышения продуктивности рудного пласта возможны в случаях, когда он вскрыт разветвленной сетью долин, особенно при его полном продольном или поперечном вскрытии. В каждой отдельной долине только за счет поступления с двух бортов количество металла в потоке удваивается против истинной продуктивности рудного пласта в конкретном сечении. Все притоки опробованной долины, вскрывающие рудный горизонт, поставляют дополнительное количество металла в поток рассеяния пропорционально приросту видимой длины вскрытого горизонта в двух бортах. При суммировании продуктивностей потоков рассеяния по смежным долинам завышение оценки продуктивности рудного пласта оказывается значительным. При неполном вскрытии таких рудных залежей редкими долинами возможно занижение их продуктивностей.

Опыт работ показывает, что правильные оценки продуктивности ожидаемого оруденения в подобных условиях могут быть получены, когда учитывается характер развития гидросети района, характер эрозионного вскрытия оруденения и его условия залегания. Определение положения характерных точек потока рассеяния  $R_0$  и  $R$  дает ценную дополнительную информацию [Соловов и др., 1978]. По этим точкам возможно уточнение положения рудного пласта, его ширины и протяженности и его сохранности. Поэтому в таких условиях целесообразно проводить детализацию выявляемых потоков рассеяния с опробованием всех водотоков и сухих русел вплоть до первого порядка.

Так, на участке региональных поисков Чаурия-Банки первый подсчет продуктивности выявленных потоков рассеяния дал цифру

400 000 м<sup>2</sup>·% для меди и 200 000 м<sup>2</sup>·% для свинца. После корректировки, с учетом характера развития гидросети и эрозионного вскрытия рудного горизонта, значения продуктивностей снизились соответственно до 200 000 м<sup>2</sup>·% и 100 000 м<sup>2</sup>·%.

Таким образом, в районах с горизонтальным или близким к нему залеганием рудных формаций литохимические поиски месторождений стратиформного типа по их вторичным потокам рассеяния могут проводиться успешно, когда эрозионный врез современной гидросети достигает уровня рудных горизонтов. Особенности формирования потоков рассеяния и их количественной интерпретации в таких случаях учитываются достаточно легко.

В районе проведения поисковых работ на породах докембрия широко представлены останцы раннечетвертичных латеритов. Их пизолитовые и массивные каменистые разности, богатые окислами марганца и железа, являются хорошими сорбентами меди, цинка, никеля и кобальта — элементов, обладающих высокой подвижностью в зоне гипергенеза [Перельман, 1968]. Опыт работ показывает, что в процессе латеритизации, только за счет перераспределения этих металлов и сорбции окислами марганца, их средние содержания могут от трех до семи раз превышать средние содержания в материнских породах. Поступая в современную гидросеть, обломки таких латеритов формируют потоки рассеяния, не связанные с эндогенным оруденением, что создает трудности в интерпретации данных литохимических поисков, особенно при отсутствии магнитных съемок изучаемой территории.

Установлено, что появление потоков рассеяния с достаточно высокими содержаниями меди, цинка, никеля и кобальта обязано механическому (гравитационному) обогащению аллювия обломками таких латеритов, имеющих больший удельный вес, чем материнские породы (3,2—4,0 и не более 2,8 соответственно). В таких случаях количество обломков латеритов в аллювии может быть завышено в несколько раз за счет их избирательной аккумуляции. Это иногда приводит к появлению потоков рассеяния, имеющих значительную продуктивность, но не связанных с эндогенным оруденением.

Для определения геологической природы выявляемых потоков рассеяния при отсутствии наземных и аэромагнитных съемок использовались некоторые характерные отношения продуктивностей потоков для отдельных металлов. Так, сульфидное оруденение, связанное с породами основного — ультраосновного комплекса, характеризуется обычно отношениями продуктивностей меди к никелю от 2 : 1 до 1 : 5, кобальта к никелю от 2 : 1 до 1 : 10. Для потоков рассеяния, связанных с латеритами, развитыми на безрудных породах основного — ультраосновного состава, отношения меди к никелю и кобальта к никелю обычно находятся в пределах от 1 : 10 до 1 : 20.

Интересные латериты обнаружены при геологическом осмотре потоков рассеяния меди, цинка, никеля и кобальта, выявленных в районе д. Салевара. Здесь на богатых марганцем метаморфизованных осадочных породах докембрия — гондитах в процессе латеризации образовались скопления марганцевых минералов группы псиломелана-вада. Латериты, обогащенные этими минералами, несут высокие содержания (%): кобальта — от 0,28 до 1,30, никеля — от 0,075 до 0,15, меди — от 0,07 до 0,10, цинка — от 0,015 до 0,025, марганца — от 6 до 31,6. За счет обломков таких латеритов здесь сформировались потоки рассеяния с высокими содержаниями указанных металлов и с высокой продуктивностью (рис. 5). На участке этой минерализации содержания кобальта, никеля, меди и цинка в почвах и продуктивности вторичных ореолов рассеяния в 2—3 раза ниже, чем в потоках рассеяния. Это подтверждает избирательное накопление обломков таких латеритов в аллювии. Работы в этом районе только начаты и будут продолжены, поэтому вопрос об источнике названных металлов пока еще окончательно не выяснен. При этом возможность обнаружения сульфидной минерализации, замаскированной процессами ла-

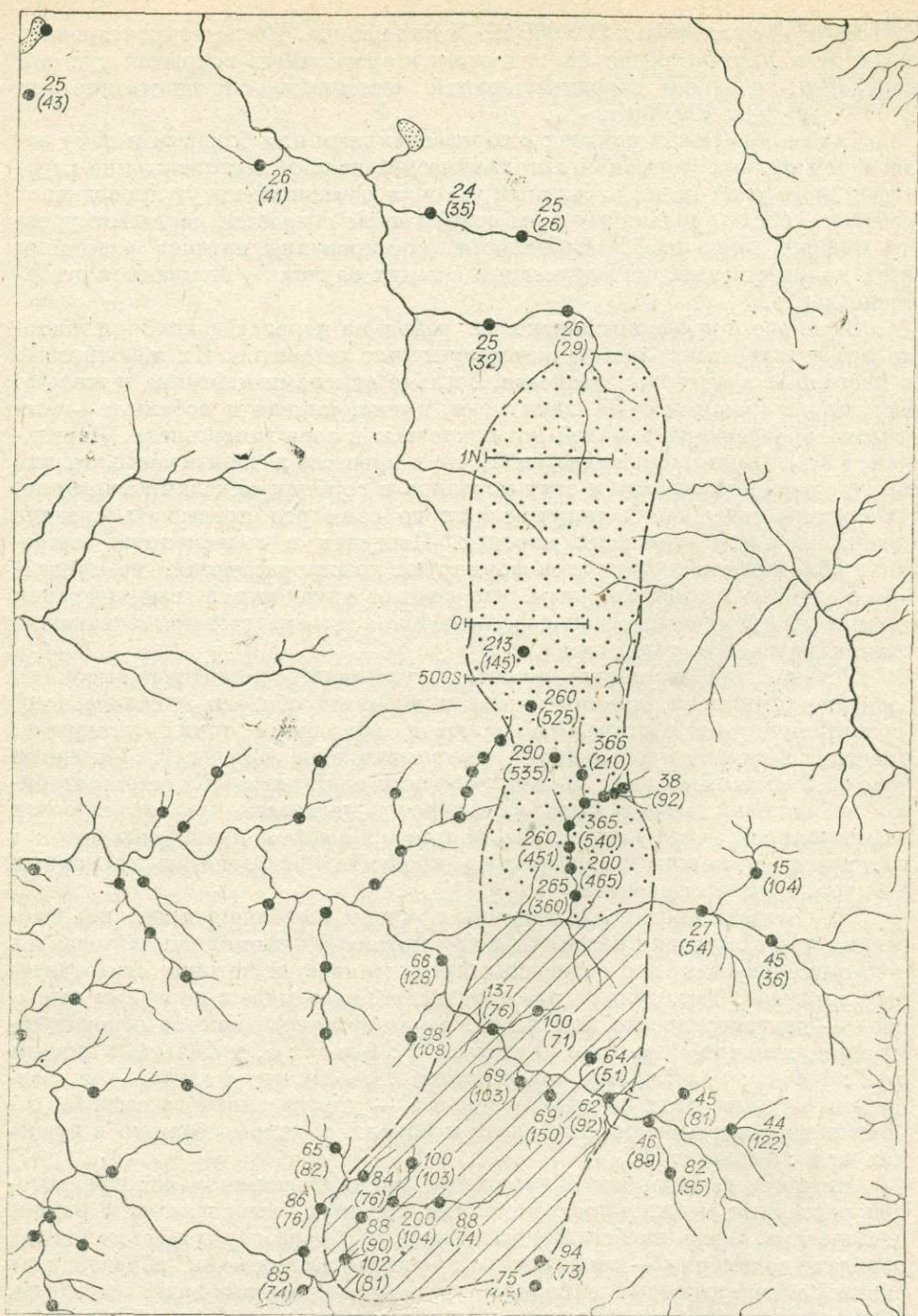


Рис. 5. Результаты поисков по потокам рассеяния на кобальт (цифры верхнего ряда) и медь (цифры в скобках) на площади Маланджикханд, уч. Салевара. Содержания металлов в  $n \cdot 10^{-4}\%$ .

Крапом отмечена площадь, рекомендованная для проведения детальных работ в первую очередь; штриховкой — то же, во вторую очередь.

теритизации, не исключается. Следует добавить, что подобное гипергенное оруденение также обнаружено по потокам рассеяния меди, цинка, никеля и кобальта в 30 км севернее уч. Салевара, что указывает на возможный региональный характер распространения подобных руд в полосе развития гондитов.

## ВЫВОДЫ

В областях со слабой геологической изученностью и недостаточной обеспеченностью кондиционными геологическими картами (даже масштаба, близкого к 1 : 250 000) при выборе площадей для региональных и детальных литохимических съемок и при геологической интерпретации получаемых данных успех поисковых работ в значительной мере обеспечивается использованием космических фотоснимков соответствующей территории.

В районах, где обширные площади заняты культивированными землями и возделаны почти все долины и русла вплоть до первого порядка, опробование илисто-глинистых осадков искусственных прудов в комбинации с опробованием донных осадков современной гидросети показало высокую надежность такого метода опробования на стадии региональных поисков.

Литохимические поиски рудных месторождений стратиформного типа по их потокам рассеяния могут эффективно проводиться на площадях, сложенных горизонтально залегающими рудоносными формациями, при хорошо развитой современной гидросети и достаточной глубине ее эрозионного вреза. Количественная интерпретация потоков рассеяния в таких случаях имеет некоторые особенности, достаточно легко учитываемые.

Литохимические поиски эндогенных месторождений по их потокам рассеяния в районах, где на породах докембрия сохранились останцы раннечетвертичных латеритов, осложняются наличием аномалий, обусловленных накоплением в аллювии обломков латеритов, обогащенных марганцем и сорбированных медью, цинком, никелем и кобальтом. Определенный интерес представляет выявленное гипергенное кобальтовое оруденение, связанное с развитыми по гондитам обогащенными марганцем латеритами.

Примененная методика может быть рекомендована при поисках и в других районах со сходными условиями геологического развития.

## ЛИТЕРАТУРА

- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1968. 332 с.  
Соловов А. П., Матвеев А. А., Ряховский В. М. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1978. 184 с.  
Шер С. Д. Металлогения золота. М.: Недра, 1972. 296 с.

И. ЧАЛАГОВИЧ, Е. ДУДИЧ

(Венгрия)

## СОСТОЯНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВЫХ РАБОТ, ПРОВОДИМЫХ ВЕНГЕРСКИМ ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ИНСТИТУТОМ В ВЕНГРИИ

Геохимические методы исследования применяются в Венгрии на протяжении 25 лет. Этому предшествовало использование эмиссионной оптической спектрографии для определения микроэлементов в грунтовых водах и рудных минералах, а также развитие фундаментальных геохимических исследований (Е. Szadeczky-Kardoss, M. Vendel, M. Földvari-Voge, Gy. Grasselly и др.).

Полевые геохимические исследования в значительной мере стимулировались успехами СССР в этой области. Их внедрение и регулярное применение начато Мечекской горнорудной компанией (MĚV) и Венгерским геологическим институтом (MAFI).

Следует отметить, что Мечекская горнорудная компания содействовала развитию комплексных геологических, геофизических и геохимических методов поисков и внедрению эманационных и гидрогеохимических методов поисковых работ в Венгрии. Что касается других аспектов геохимических исследований, ведущей организацией в нашей стране является Венгерский геологический институт. Ниже приводится обзор геохимических работ, проведенных институтом с 1956 г.

#### НАЧАЛЬНЫЙ ЭТАП (1956—1965 гг.)

На этом этапе на относительно ограниченной территории выполнялись экспериментальные съемочные работы с использованием ряда методов: водная и почвенная геохимическая съемка в горах Западной Матры (миоценовые андезитовые вулканические толщи); металлометрическая съемка по коренным породам в Токайских горах (риолитовые вулканиты) и на холмах Веленце (гранитный батолит).

Полученные результаты обеспечили надежную основу для дальнейшего планирования минералогических исследований и позволили накопить существенный опыт в области методологии и аналитической техники. Был сделан важный вывод о том, что локальное применение поисковых методов вряд ли принесет большую практическую пользу без общего геохимического изучения ресурсов страны.

#### ЭТАП РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ (1966—1974 гг.)

В начале шестидесятых годов резко возросли потребности в исследовании и использовании редких металлов. Был разработан комплексный проект, включающий минералогические исследования, добычу, металлургию и прикладную технологию различных металлов. Венгерскому геологическому институту было поручено провести оценку потенциальных ресурсов редких металлов в стране. Работы, планирование и руководство которыми осуществлял М. Фельдвари-Вогль, включали рекогносцировочное картирование всех главных геологических формаций страны, выделение аномалий и перспективных площадей для дальнейших, более детальных исследований. Это действительно был, по словам Граньера, стратегический этап геохимических исследований в Венгрии. Если сравнивать его с предыдущим этапом, существенные отличия состояли в том, что работы были более крупномасштабными и более регулярными, они охватывали практически всю территорию страны. Помимо увеличения количества образцов, взятых с поверхности, следует отметить значительные достижения в исследовании (и, частично, повторном исследовании) образцов керна.

Общее количество проанализированных образцов составило 30 000, в них оценено содержание 14 элементов. Результаты представлены в виде наглядной картотеки. Они отображают специфику палеозойских, мезозойских и большинства кайнозойских формаций Венгрии, обеспечивая таким образом надежную основу для изучения распределения элементов и оценки редкометалльных ресурсов, при этом особое внимание уделяется угольным бассейнам и рудным месторождениям.

#### ЭТАП РЕГИОНАЛЬНЫХ ПОИСКОВЫХ ПРОЕКТОВ (с 1975 г.)

Этот период соответствует тактическому этапу, по классификации Граньера. При подготовке к исследованиям были рассмотрены и сопоставлены предыдущие геохимические обобщения с учетом главных геологических, геофизических и структурных данных.

Венгрия является частью Альпийско-Карпатского района Динарид. Богатые рудами докембрийская и палеозойская формации имеют здесь весьма ограниченные выходы (горы Мечек, холмы Веленца). Для поисков молибденовой, свинцовой, цинковой и флюоритовой минерализации на территории Мечека проведена металлометрическая съемка по почвам и коренным породам на 10 элементов с частотой опробования (на км<sup>2</sup>) для почв — 1,5 пробы, для коренных пород — 3,4 пробы, для определения W — 8,3 пробы. С помощью компьютера составлены карты в 20 вариантах. Результаты, однако, оказались мало удовлетворительными — главным образом из-за лессового покрова на основной части исследованной территории. В восточной части холмов Веленце еще продолжается детальная металлометрическая съемка по почвам (158 проб на км<sup>2</sup>) и коренным породам (83 пробы на км<sup>2</sup>). Первые результаты довольно многообещающие.

В Венгрии известны также проявления стратиформной медной и свинцово-цинковой минерализации в пермских и триасовых осадочных формациях. Перспективы такой минерализации значительны, если учесть большую распространенность пермских и триасовых пород в стране. Тем не менее возникают серьезные трудности, так как рудоносные горизонты расположены главным образом на значительной глубине, имеют крутое падение и сильно нарушены разломами.

В районе Северного Венгерского хребта на площади 1000 км<sup>2</sup> была проведена предварительная съемка с определением семи элементов в почвах (1,5 пробы на км<sup>2</sup>) и восьми элементов в русловых отложениях (2 пробы на км<sup>2</sup>). В горах Бюкк и Уппоны более детальные исследования (почвенная металлометрия на 8 элементов, 7,2 пробы на км<sup>2</sup>, и металлометрия по коренным породам на 16 элементов, 7,2 пробы на км<sup>2</sup>) сопровождалась геофизическими измерениями (метод ВП) и контролировались неглубоким алмазным бурением. Следует отметить, что для разведки стратиформных месторождений в карбонатных сериях пород мы не располагаем надежными методами исследования. Наиболее результативным оказался метод поисков по потокам рассеяния.

В центральной части Трансданубийского хребта и в горах Мечек эти исследования еще продолжаются.

Наиболее перспективными районами для геохимических поисков в Венгрии являются площади неогенового вулканизма в горах Дуназуг, Бёржони, Матра и Токай. К сожалению, основная масса вулканитов захоронена под мощным чехлом неогеновых и четвертичных осадков. Открытие в андезитах Северной Матры медно-порфирового месторождения Решк послужило началом интенсивных геохимических работ. В горах Западной Матры продолжается детальная почвенная металлометрия и поиски по потокам рассеяния. На ближайшее будущее планируется также проведение экспериментальной ртутной съемки. В горах Бёржони к западу от гор Матра проведена детальная почвенная металлометрическая съемка на 14 элементов (400 проб на км<sup>2</sup>), на разведочной территории в 15 км<sup>2</sup> — металлометрическая съемка по коренным породам на 10 элементов (1000 проб на км<sup>2</sup>). В горах Дуназуг на площади в 400 км<sup>2</sup> выполнена металлометрическая съемка на 14 элементов (5 проб на км<sup>2</sup>). Результаты съемки в горах Бёржони оказали серьезное влияние на весь поисковый проект.

К концу 1980 г. было проанализировано 50 000 образцов. В итоге выполнены следующие работы: закончена рекогносцировочная металлометрическая съемка по коренным породам в горных районах Венгрии; завершена металлометрическая съемка по почвам и коренным породам в масштабе 1 : 100 000 и 1 : 200 000 на наиболее перспективных площадях; на участках обнаруженных аномалий проведены или планируются детальные исследования почв и русловых отложений.

Наши планы состоят в дальнейшем развитии и использовании геохимических методов при поисках минеральных ресурсов. К числу актуальных задач относятся: 1) модернизация нашей аналитической техники (к эмиссионной спектроскопии и атомно-абсорбционной спектрофотомет-

рии следует добавить плазменную спектрометрию); 2) унификация полевых методов и документации геологических исследований; 3) регулярные гидрохимические исследования; 4) создание гибкой системы обработки полученных данных с помощью компьютера.

В связи с этим крайне необходимо знакомиться с существующим состоянием дел и перспективами развития поисковой геохимии в других странах.

**П. Ч. ШОВОГОРОВ, В. И. ИГНАТОВИЧ,  
З. М. МАРЕЕВ, В. А. ЛБОВ  
(СССР)**

## **ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ**

Разнообразная и широко проявленная металлогения осадочно-метаморфических и магматических образований Западного Забайкалья обязана его гетерогенному геологическому строению. Для региона характерно сложное полициклическое развитие, связанное с разновозрастными этапами тектоно-магматической активизации.

Около 25 лет в Бурятии успешно применяются геохимические методы поисков, занявшие ведущее положение среди других поисковых методов. Результаты геохимических исследований широко используются при средних- и крупномасштабных металлогенических обобщениях и прогнозах.

В становлении и развитии геохимических методов поисков в производственном объединении «Бурятгеология» важную роль сыграли геологизнтузиасты Э. Ф. Жбанов, А. С. Пак, Н. М. Ходос, Т. Т. Тайсаев. Имеющиеся достижения в области геохимических поисков в Западном Забайкалье были бы более скромными без тесного творческого сотрудничества со специалистами ведущих институтов страны, и прежде всего, СибГЕОХИ СО АН СССР и ИМГРЭ Мингео СССР. Большую помощь научные организации оказывают в повышении квалификации кадров, теоретическом обосновании методов геохимических поисков, во внедрении передовых видов аналитических исследований проб и математической обработке геохимической информации.

В начальный период применения геохимических методов поисков ПО «Бурятгеология» проводилась преимущественно площадная литохимическая съемка по вторичным ореолам с глубиной пробоотбора 0,1—0,3 м, которая и сейчас ведется в значительных объемах. В последние 15 лет возросли объемы детальных геохимических поисков, преимущественно масштаба 1 : 10 000, применяемых при изучении рудных зон, участков и детализации аномалий, выявленных площадной съемкой.

Для месторождений молибдена, марганца и редких элементов геохимическое опробование является основным методом поисков. Для полиметаллических, медно-никелевых и других месторождений оптимальным является комплексирование геохимических и геофизических методов. При этом надо иметь в виду, что положительные результаты могут быть достигнуты только при обеспечении надежной представительности отбираемых проб. Уже в первые годы применения съемки по вторичным ореолам отмечались факты низкой эффективности геохимического опробования на отдельных площадях с неблагоприятными геологическими и ландшафтно-геоморфологическими условиями. Это обусловило дифференцированный подход к выбору тех или иных модификаций в методах поисков и истолкованию их результатов в разных природных обстановках.

Специальные исследования по изучению условий применимости и эффективности геохимических поисков во всех конкретных местных условиях начались в 1964 г. В результате этих работ установлено, что по трудности выявления вторичных ореолов и других поисковых признаков рудных месторождений территория Западного Забайкалья дифференцируется на четыре ландшафтно-геоморфологические категории площадей: открытые, полузакрытые, закрытые, максимально закрытые [Жбанов и др., 1973; Жбанов, 1980; Жбанов, Мареев, 1980; Игнатович и др., 1979].

**Открытые районы** в основном изучены. Общая площадь их не более 15% территории Бурятии. Это самые расчлененные эрозионно-экзарационные и эрозионно-денудационные области рельефа наиболее интенсивных современных поднятий. Преобладающая мощность развитых здесь склоновых отложений колеблется в пределах 0,5—1,5 м.

**Полузакрытые районы** представляют в настоящее время наибольший интерес. Площадь их распространения более чем в два раза превышает территорию открытых районов. Преобладающая мощность склоновых отложений 1,5—2,5 м, реже до 5 м. В этих районах положительные результаты могут дать только геохимические методы поисков.

**Закрытые районы** занимают около 30% территории. Здесь склоновые отложения различного генезиса имеют мощность от 2,5—4 до 10—15 м. Они характерны двучленным строением: верхний слой часто сложен принесенным издалека материалом. В некоторых районах на первый план выдвинулось изучение этих площадей.

**Максимально закрытые районы** занимают около 20% территории региона. На этих площадях мощность издалека принесенных рыхлых образований различного генезиса превышает 15, иногда 100 м. Сюда относятся мезозойские и мезокайнозойские межгорные впадины, долины крупных рек и покровы кайнозойских базальтов.

В настоящее время на всю территорию Бурятской АССР составлена ландшафтно-геохимическая карта условий ведения поисковых работ. Для выполнения текущих геохимических работ, сопровождающих как крупномасштабное геологическое картирование, так и оценку перспективных площадей, обязательно составляются карты условий ведения геохимических поисков соответствующего масштаба (1 : 50 000 или 1 : 10 000).

Не останавливаясь на конкретных примерах и приемах составления этих карт (это отражено в других сборниках по материалам симпозиума), подчеркнем, что они являются основой рационального применения и комплексирования геохимических методов поисков.

На современном этапе наибольшее значение нами придается следующим направлениям развития геохимических поисков:

- изучению методов оценки площадей полузакрытых категорий;
- типизации природных условий поисковых работ и оценке аномалий;
- стандартизации геохимических поисков, внедрению автоматизированных систем обработки информации, повышению точности аналитических работ;
- оптимизации методов управления геохимическими поисками.

Большое внимание к изучению геохимических способов и методов оценки площадей полузакрытых территорий объясняется слабой изученностью их по сравнению с площадями открытой категории и разворотом на них основных объемов поисковых работ.

На территории Западного Забайкалья в районах с широким развитием эоловых отложений успешно проведено биогеохимическое, на ограниченных площадях — гидрохимическое опробование и глубинное литохимическое опробование из скважин. Глубинность биогеохимического метода по фактическим данным 5—10 м. Проведена апробация газортутной съемки. Ведутся опытно-производственные работы по внедрению метода по формам нахождения металлов, метода частичного извлечения металлов, катионитов из ионнообменных смол.

Типизация природных условий основывается на изучении особенностей формирования и классификации вторичных ореолов в различных литогенетических типах кайнозойских отложений, систематики геохимических барьеров и реликтов, роли мерзлоты в формировании вторичных ореолов. Разработаны принципы составления разномасштабных карт районирования природных условий геохимических поисков. Эти работы являются продолжением тех ландшафтно-геохимических исследований, которые велись в прошлом. Геохимическая типизация природных обстановок позволяет подвести основу для правильного истолкования геохимических аномалий. Типизация природных условий дает необходимый материал для типизации вторичных ореолов и дифференцирования природных обстановок по трудности их опоскования [Жбанов, Мареев, 1980; Игнатович и др., 1979]. В этой работе постоянно участвуют ученые СибГЕОХИ и ИГЕМ. Карты масштаба 1 : 200 000 и 1 : 500 000 используются для планирования и проектирования геохимических поисков, являясь важным средством управления поисковых работ, карты масштаба 1 : 100 000—1 : 50 000 используются для интерпретации геохимических полей, карты масштаба 1 : 25 000—1 : 5000 — для оценки геохимических аномалий.

ПО «Бурятгеология» является базовым для Мингео РСФСР по разработке стандартов в области геохимических поисков для определенных природных условий Сибири. Стандартизация охватывает все виды и стадии геохимических поисков. Система стандартов предприятия разрабатывается для управления качеством изучения выявляемых аномалий и всей получаемой геохимической информации [Жбанов, 1980; Филько и др., 1980]. Нацеливание стандартизации на эти два вопроса связано с тем, что в области выделения аномалий и составления геохимических карт часто допускается большой разницей, от чего многие площади несопоставимы по своей изученности. Последнее становится недопустимым особенно сейчас, потому что автоматизированные системы обработки геохимической информации (АСОИ-Геохимия) внедряются для обработки результатов геохимических поисков по относительно большим территориям (5000—15 000 км<sup>2</sup>), что требует единообразной подготовки очень больших массивов информации. Повышение точности аналитических работ ведется для обоснования аномального уровня содержания и основано на расширении номенклатуры стандартных образцов.

Одним из принципов стандартизации геохимических поисков является периодическое обновление созданных стандартов, что делает возможным идти на постепенное расширение объектов стандартизации. Работа по внутрипроизводственной стандартизации геохимических поисков ПО «Бурятгеология» направляется Министерством геологии СССР и РСФСР.

Оптимизация методов управления геохимическими поисками ведется в направлении развития всех управленческих функций — планирования, организации, координации, проектирования, составления геохимической отчетности, стандартизации, контроля, подготовки кадров. В обстановке, когда геохимические методы стали самыми массовыми поисковыми методами и ими занимается большое количество геологов, эти вопросы приобретают первостепенное значение.

В ПО «Бурятгеология» более 15 лет существует Центральная геохимическая партия, которая контролирует все геохимические работы, ведущиеся на территории региона. Она занимается отработкой всех геохимических методов применительно к конкретным условиям их ведения. Но этого недостаточно, чтобы успешно управлять геохимическими поисками. Учитывая возрастающую их роль, в крупных экспедициях объединения начали вводить должность старших геохимиков. За ними закрепляется функция организации, проектирования и отчетности геохимических работ. В 1982 г. предполагается ввести должность главного геохимика Объединения с обязанностями перспективного планирования, координации и стандартизации геохимических поисков.

Сложным вопросом для Объединения является подготовка специалистов по геохимическим поискам. Высшими учебными заведениями страны они, к сожалению, не готовятся. Приходится самим обучать геохимическим методам геологический персонал поисковых, геологосъемочных и разведочных партий. Этот, в прошлом вполне приемлемый, путь подготовки специалистов в области геохимических поисков из-за увеличивающейся сложности поисковых работ нас не устраивает. Уже сейчас в некоторых направлениях геохимических исследований требуется специализация. Так, кроме лабораторной службы, издавна специализирующейся только на выполнении аналитических работ, нужно создавать специализированную партию по автоматизированной обработке геохимической информации и составлению разномасштабных геохимических карт территории Западного Забайкалья.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Жбанов Э. Ф. Управление качеством и стандартизация геохимических методов поисков. (Методические рекомендации). Иркутск, 1980. 55 с.
- Жбанов Э. Ф., Мареев З. М. К методике геохимических поисков в полузакрытых и закрытых районах Бурятии.— В кн.: Геохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1980, с. 159—164.
- Жбанов Э. Ф., Пак А. С., Егоров К. И. и др. Результаты и вопросы совершенствования литохимической съемки по вторичным ореолам на территории Бурятской АССР.— В кн.: Вторичные ореолы рассеяния и их использование при поисках рудных месторождений на территории Сибири. Улан-Удэ, 1973, с. 23—31.
- Игнатович В. И., Жбанов Э. Ф., Радченко П. И. Геохимические поиски молибденовых месторождений в Бурятской АССР.— В кн.: Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск: Наука, 1979, с. 88—99.

О. ГЭРЭЛ, В. БАЛЖИННЯМ, Ч. СЭРЭЭГОТОВ

(МНР)

#### ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ НА ЖАНЧИВЛАНСКОМ МАССИВЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ

Жанчивланский массив редкометальных гранитов является одним из эталонных рудоносных массивов Монголии. Он сравнительно хорошо изучен В. А. Ушаковым, В. И. Коваленко с соавторами (1971)\*. В 1976—1978 гг. сотрудниками Керуленской межвузовской геологической экспедиции Монгольского государственного университета были проведены комплексные геолого-геофизические исследования, результатом которых явилось составление кондиционной геологической карты масштаба 1 : 50 000.

Целью работы являлось проведение геохимической съемки на северном (Элстуинский) и южном (Урт-Годзгор и Бурал-Хангай) участках и выявление полей с аномальными концентрациями олова, а также масштаба и состава эманационных ореолов в северной части массива, где он полого погружается под вмещающие девонские песчаники и сланцы.

Жанчивланский массив расположен в Центральной Монголии, в юго-западном крыле Хэнтэйского сводового поднятия. В строении обрамления свода принимают участие верхнепротерозойско-раннекембрийские и девонские метаморфические, осадочные и вулканогенные породы и прорывающие их верхнепалеозойские и мезозойские интрузии. Структурное

\* Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П. и др. Геологическое положение и строение массивов редкометальных гранитов.— В кн.: Редкометальные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1974, с. 53—97.

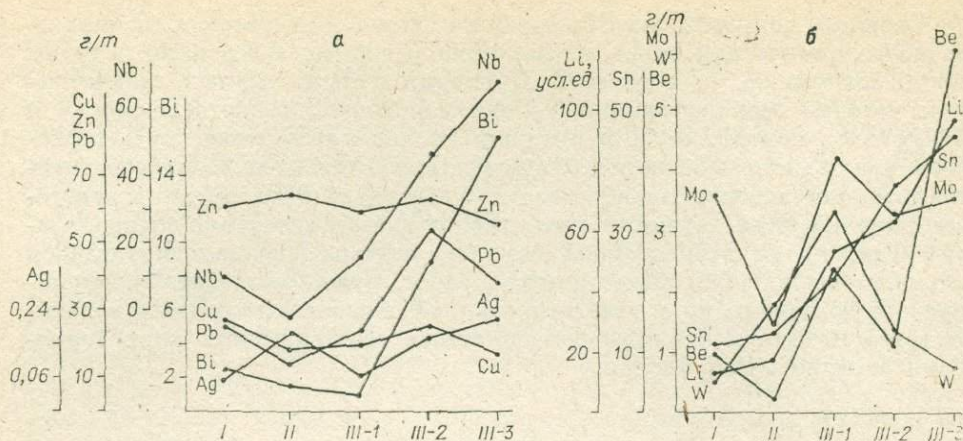


Рис. 1. Изменение содержаний редких элементов в ходе формирования Жанчивланского массива.

Граниты: 1 — аляскитовые с биотитом, 2 — микроклин- и амазонит-альбитовые, 3 — лепидолит-альбитовые. I—III — фазы гранитов.

положение массива определяется локализацией его в узле сочленения и пересечения глубинных разломов ортогонального и диагонального направлений, расчленяющих породы на крупные блоки и оказывающих влияние на форму массива и его металлогению. В плане массив имеет несколько вытянутую в субмеридиональном направлении согласно с простиранием складчатых структур района форму. Он характеризуется сложным внутренним строением. Большую часть площади выхода массива занимают резкопорфировидные биотитовые, местами амфиболо-биотитовые граниты, с которыми связаны многочисленные тела камерных и жильных хрусталеносных пегматитов. Резкопорфировидные граниты I фазы прорываются среднезернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами II фазы, образующими несколько небольших тел в северной, южной и восточной частях массива. С гранитами II фазы пространственно связаны тела мусковитовых грейзенов и турмалинизированных пород, а также кварцевых жил с касситеритом и реже с вольфрамитом. Граниты первых двух фаз относятся к стандартному геохимическому типу [Коваленко и др. 1971], или геохимическому типу палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда по Л. В. Таусону (1977). И, наконец, наиболее поздние крупнозернистые и порфировидные аляскитовые граниты III фазы, относящиеся к геохимическому типу литий-фтористых гранитов [Коваленко и др., 1971], или редкометалльных плюмазитовых лейкогранитов [Таусон, 1977] \*, распространены в северной и южной частях массива. Кроме аляскитовых гранитов к III фазе относятся амазонит-альбитовые, микроклин-альбитовые и лепидолит-альбитовые граниты, распространенные на участках Урту-Годзгор и Бурал-Хангай. Среди этих гранитов встречаются кварц-лепидолитовые грейзены, биотитовые и кварц-топазовые цвиттеры с касситеритом.

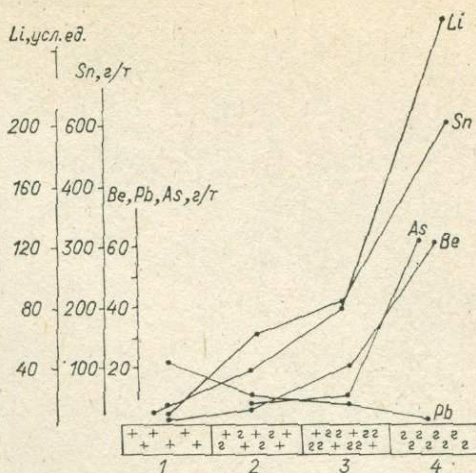
По минеральному составу среди грейзенов массива выделяются кварц-турмалиновые, кварц-мусковитовые и кварц-топазовые. Грейзены образуют жило- и линзообразные тела, локализующиеся в прототектонических трещинных системах различных направлений: северо-восточных, северо-западных и субширотных.

Геохимическое опробование осуществлялось по профилям; расстояние между профилями 700 м, между точками отбора проб — 500 м. Отобрано и изучено около 500 проб. Пробы анализировались на литий, бериллий, олово, вольфрам, молибден, мышьяк, висмут, свинец, цинк, медь,

\* Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 278 с.

Рис. 2. Изменение содержаний некоторых редких элементов в процессе грейзенизации гранитов III фазы.

1 — гранит; 2 — слабо грейзенизированный гранит; 3 — грейзенизированный гранит; 4 — грейзен.



ниобий и другие элементы в лабораториях Института геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР.

По результатам съемки были оценены тренды ряда редких элементов в ходе формирования массива (рис. 1). Наиболее простыми и устойчивыми оказались тренды олова и лития, содержания которых закономерно повышаются от гранитов I фазы к гранитам III фазы, причем содержание лития выше его кларка даже в гранитах I фазы. Наиболее высокие содержания молибдена, бериллия, свинца и ниобия отмечаются в резкопорфировидных гранитах, в среднезернистых гранитах II фазы они снижаются и затем опять повышаются в аляскитах, микроклин-альбитовых, амазонит-альбитовых и лепидолит-альбитовых гранитах. В гранит-порфирах по сравнению с главной фазой аляскитов также повышаются концентрации олова и лития, а в ряду гранит — грейзенизированный гранит — грейзен (цвиттер) возрастают содержания лития, олова, бериллия, ниобия, вольфрама (рис. 2).

Геохимическим опробованием установлены эндогенные ореолы олова, молибдена, вольфрама, лития. Наиболее контрастными являются ореолы лития и олова. На Элстуинском участке содержания олова в пределах ореолов в 6 и более раз превышают его содержания за пределами ореола (рис. 3). Дисперсии концентраций в 20 раз выше. Площади с аномальными концентрациями олова отмечены на Урт-Годзгорском участке, где ореол имеет вытянутую форму, почти целиком повторяющую форму (контур) альбит-лепидолитового тела. Содержание олова в пределах ореола достигает 100 г/т, в единичных случаях — 200 г/т. В среднезернистых гранитах содержания олова возрастают до 20—30 г/т, что лишь в 2 раза превышает фоновое содержание (рис. 4).

Очень характерна форма ореолов. На Элстуинском участке, где грейзеновые тела связаны с гранит-порфирами, форма ореолов ближе к изометричной, а на Урт-Годзгорском и Бурал-Хангайском участках ореолы имеют чаще линейную форму.

Для первичных ореолов лития характерны те же закономерности (см. рис. 3, 4). В ореольных участках концентрации лития возрастают по сравнению с фоновыми содержаниями. Наиболее высокие концентрации лития фиксируются в лепидолит-альбитовых гранитах. Ореол лития четко оконтуривает Урту-Годзгорское тело (см. рис. 4).

Эманационные ореолы олова и лития обнаруживают очевидную связь с подземным контуром кровли интрузива. В северной части массива, где контакт полого погружается под вмещающие породы, ширина эманационного ореола достигает 4 км (см. рис. 3). Максимальные концентрации лития и олова наблюдаются в эндоконтактной зоне (до 5—8 усл. ед. лития и 5—20 г/т олова). В купольных участках интенсивность ореола несколько возрастает. В северной и северо-восточной частях экзоконтактной зоны участка Элстуин со значительной долей вероятности можно предполагать наличие не вскрытых эрозией купольных структур, одна из которых (северная), очевидно, сопровождается грейзенизацией. Еще одна заслуживающая внимания аномалия олова находится в экзоконтактной зоне к западу от Урту-Годзгорского тела альбит-лепидолитовых гранитов (см. рис. 4).

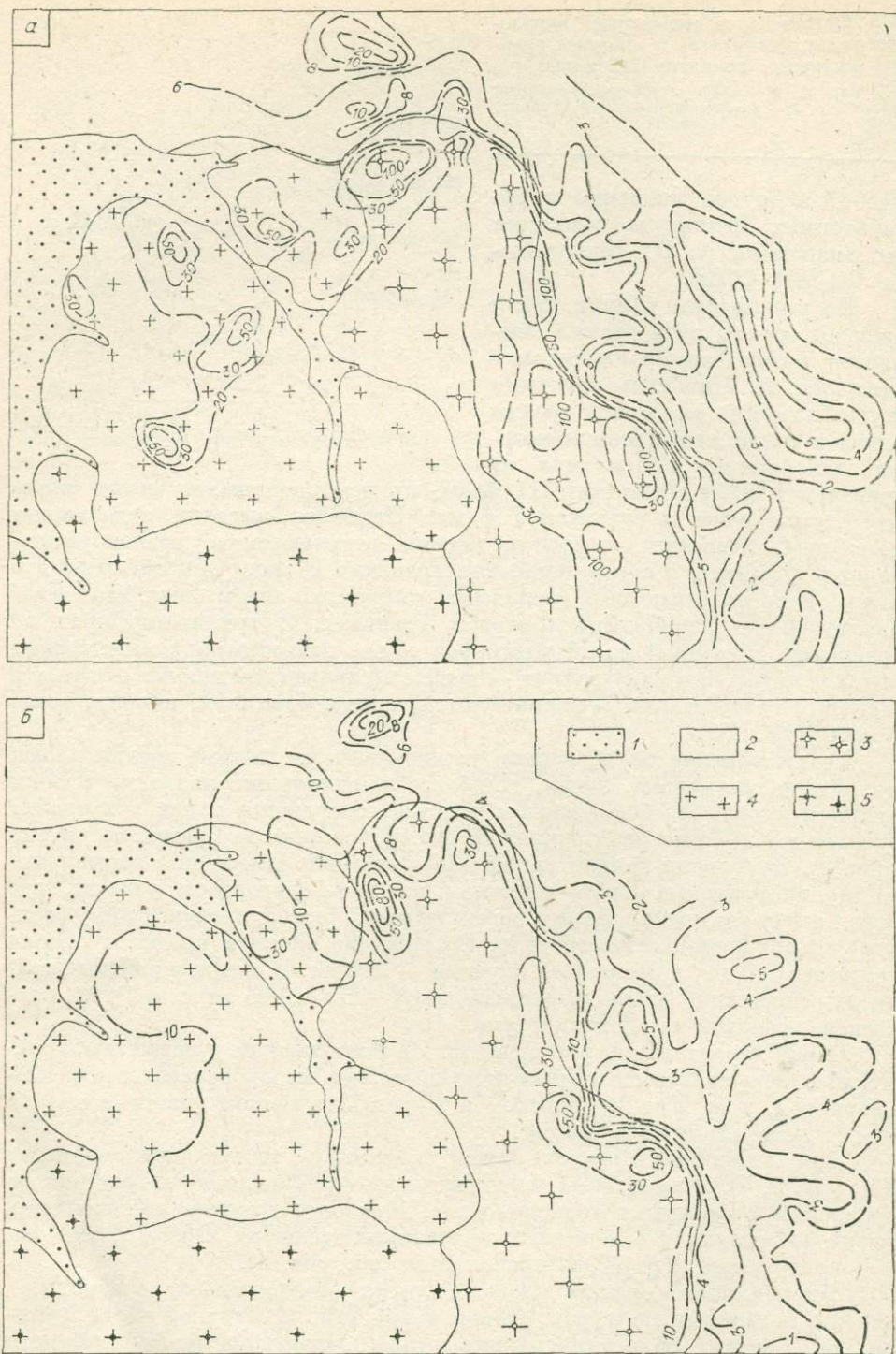


Рис. 3. Ореолы лития (усл. ед.) (а) и олова (г/т) (б) на Элстунском участке.  
 1 — четвертичные отложения; 2 — вмещающие песчаники и сланцы девонского возраста; 3 — граниты I фазы; 4 — граниты II фазы; 5 — аляскистовые граниты III фазы.

С телами грейзенов сопряжены первичные ореолы, в которых наиболее контрастны также литий и олово. Морфология ореолов согласуется с контурами рудных тел.

Таким образом, при изучении гипабиссальных интрузий редкометальных гранитов в хорошо обнаженных районах геохимическая съемка

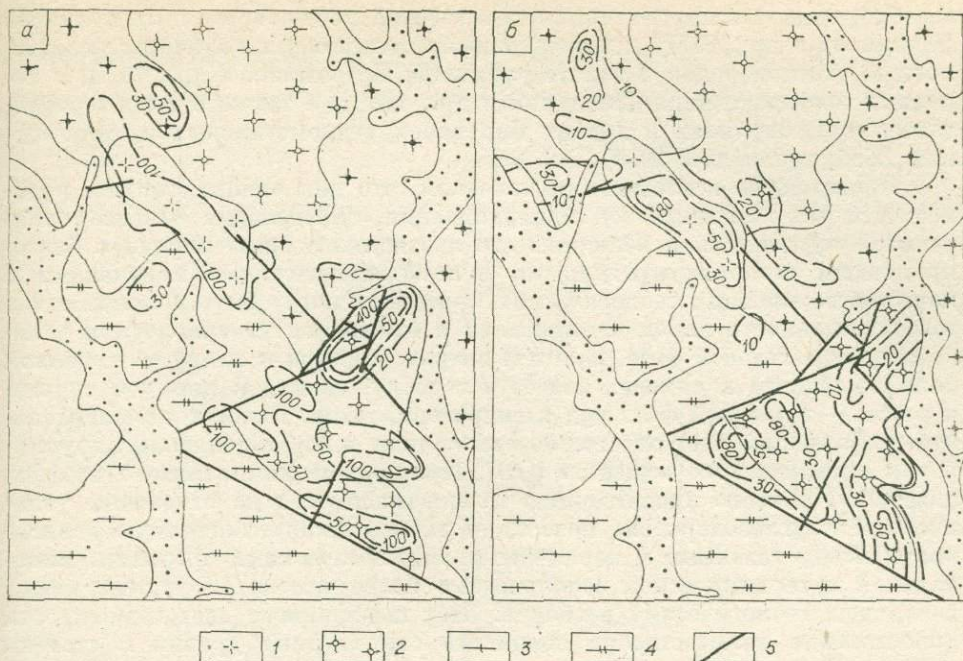


Рис. 4. Ореолы лития (усл. ед.) (а) и олова (г/т) (б) на Урту-Годзгорском и Бурал-Хангайском участках.

1 — лепидолит-альбитовые граниты; 2 — амазонит-альбитовые граниты; 3 — палеозойские катаклазированные граниты; 4 — палеозойские гранодиориты и кварцевые диориты; 5 — тектонические нарушения.

по коренным породам достаточно эффективна. Она позволяет надежно установить:

1) эманационные ореолы, соответствующие подземным контурам интрузии, и нескрытые купольные структуры в их пределах. Наиболее контрастными являются ореолы олова и лития;

2) первичные ореолы олова и лития, достаточно четко фиксирующие поля распространения рудных тел (редкометалльных альбит-лепидолитовых гранитов, грейзенов, цвиттеров), морфология которых определяет форму ореолов.

Л. М. БАБУРИН, Б. Г. ДЕМИН, В. В. ЛЕВИЦКИЙ, П. М. ХРЕНОВ  
(СССР)

### ПРИМЕНЕНИЕ ПЕРВИЧНЫХ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ И ГАЗОВЫХ ОРЕОЛОВ ПРИ ОЦЕНКЕ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Применение первичных литохимических и газовых ореолов при оценке эндогенного оруденения основано на известных положениях о главной роли летучих компонентов в процессах магмо- и рудообразования (публикации В. И. Смирнова, Л. Н. Овчинникова, Л. В. Таусона и др.), на установленной корреляции рудных скоплений с углекислыми гетерогенными флюидами (публикации Н. П. Ермакова, Е. М. Лазько и др.), на эмпирически выявленной закономерности возрастания окислительно-восстановительного потенциала газовой и жидкой фаз флюидов по восстанию разноглубинных рудно-магматических систем Восточной Сибири и Северо-Восточной Африки [Левицкий, Демин, 1981; Бабурин и др., 1979], подтверждаемой выявленной высокой миграционной способностью золота,

серебра, свинца и других металлов в газовой фазе современных вулканов [Меняйлов и др., 1977] и нахождением значительных количеств углекислоты и углеводородов в золоте россыпей [Петровская и др., 1973] и коренных месторождений [Левицкий и др., 1980], а также в касситеритах, танталитах, бериллах и других минералах редкометалльных месторождений [Бабурин и др., 1979].

Проведенные исследования показали, что для оценки степени рудоносности тех или иных зон минерализации, определения вертикального размаха оруденения и величины его эрозионного среза наряду с благоприятными геолого-структурными и минералогическими признаками в качестве важнейших геологических критериев могут быть использованы: газонасыщенность пород и минералов и отношение углекислоты к углеводородам в газовой фазе, калия к натрию и фтора к хлору — в жидкой фазе и кобальта к никелю, золота к серебру, свинца к цинку и сурьмы к ртути — в твердой фазе руд и гидротермалитов. Важную дополнительную информацию дает отношение окисленных и восстановленных группировок органического вещества (ОВ). Применение комплексного коэффициента  $H$ , равного произведению газонасыщенности на отношение углекислоты к углеводородам, позволило выявить корреляционную зависимость между газовыми и первичными литохимическими ореолами, минеральной и геологической зональностью более чем на 40 рудных полей различных геологических регионов. Этот коэффициент дает возможность приближенно количественно оценивать структурные уровни и степень рудоносности минерализованных зон (разумеется, в комплексе с литохимией и минералогией).

Для различных формационных типов месторождений золота значения коэффициента  $H$  варьируют в зависимости от структурных уровней минерализации и ее продуктивности от 50—100 до 10 000—20 000.

На верхних горизонтах жильных рудных полей, представленных кварц-карбонат-сульфосольными ассоциациями, значения  $H$  составляют 10 000—20 000, на средних горизонтах, где доминирует кварц-пирит-полиметаллическая ассоциация, — 10 000—1000, на нижних и подрудных горизонтах с существенно пирит-пирротиновой ассоциацией — на 1—2 порядка ниже, чем на средних горизонтах. На рудных полях с колчеданным и кварц-сульфидным вкрапленным оруденением значения  $H$  также на один-два порядка ниже, чем в золотокварцевом жильном типе, что указывает на их образование в более восстановительных условиях.

В зонах прожилково-вкрапленного кварц-сульфидного оруденения газонасыщенность на верхних рудных горизонтах возрастает в 2—3 раза по сравнению с подрудными. Концентрация углекислоты здесь в 5—6 раз выше, а в надрудных горизонтах возрастает еще на два порядка. Отмечается прямая зависимость возрастания газонасыщенности в кварцевожильном типе по мере снижения температуры минералообразования: газонасыщенность высокотемпературных дорудных кварцев (450—300°) — 10—20 см<sup>3</sup>/кг, более низкотемпературных кварцев (300—170°) — 200—300 см<sup>3</sup>/кг, при одновременном изменении отношения CO<sub>2</sub>/УВ от 2—5 до 40—70.

Аналогичная тенденция возрастания коэффициента  $H$  и отношения CO<sub>2</sub>/УВ установлена в кварцевожильных полях рифейского зеленокаменного пояса с проявленной разнотемпературной минерализацией: ранней высокотемпературной пирит-турмалин-кварцевой, среднетемпературной продуктивной кварц-пирит-полиметаллической (250—170°) и низкотемпературной кварц-карбонатной (160—50°).

По физико-химическим параметрам газовой фазы сульфосольно-серебряные кварц-карбонатные руды близки к рудам золото-серебряной формации близповерхностных месторождений, где УВ и H<sub>2</sub> отмечаются лишь на нижних горизонтах.

Исследования газового состава законсервированных флюидов в номинеральных пробах кварца, карбонатов, сульфидов и собственно золота показали те же тенденции в изменении соотношений компонентов и

Таблица 1

Распределение соотношений Н : С : N : O в газовой фазе руд разноглубинных месторождений золота

Лит. источник	Тип руд	Минерал, поро- рода	Горизонт руд- ной зоны	Газосасы- щен- ность, см <sup>3</sup> /кг	CO <sub>2</sub> / УВ+H <sub>2</sub>	Соотношение числа атомов			
						Н	С	N	O
Левицкий, Демин, 1981	Жильный	Кварц с золотом Кварц	Верхний	101	48	1	191	89	40
			Нижний	25	4	1	1	1	2
	Вкраплен- ный	Кварц с пиритом То же » » Березит	Верхний	6,3	20	1	9	9	16
			Средний	9	15	1	7	5	11
			Нижний	5	3	1	3	4	6
			Подрудный	3	0,5	1	0,3	1	0,4
			Надрудный	11	97	1	27	70	60
			Верхний	6	30	1	8	9	17
	Жильный	Золото » »	Верхний	—	150	1	31	1	63
			Средний	—	32	1	6	3	12
Нижний			—	14	1	2,5	0,1	4	
Петровская и др., 1973	Россышной	Золото рос- сышное	—	—	2	1	0,6	0,4	0,8
		То же	—	—	9	1	2	0,5	3,5
Левицкий, Демин, 1981	Жильный	Кварц	Верхний	52	11	1	3	5,5	5,5
		»	Средний	135	10,3	1	2,5	0,3	6,6
		»	Нижний	25	5,5	1	1,8	1	3,3
		Галенит	Верхний	—	160	1	49	0,15	100
		»	Нижний	—	95	1	12	0,65	24
		Кварц	Надрудный	136	140	1	71	22	150
	Вкраплен- ный	Кварц Пирит Березит	Верхний	54	50	1	25	3	50
			Нижний	6,1	4,4	1	2	4	3
			»	3,1	39	1	10	6	29
			»	—	—	—	—	—	—

их концентраций в зависимости от уровней глубинности. Отношение CO<sub>2</sub>/УВ в золоте слабоэродированных зон на порядок выше, концентрация УВ здесь снижается в 25 раз, а в галените — в 1,5–2 раза. Концентрация гомологов метана как в золоте, так и в галените уменьшается по восставию рудной зоны в 2–3 раза и даже на 1–1,5 порядка, что подтверждает выявленную и показанную ранее закономерную смену восстановительных условий окислительными при движении рудоносных растворов к поверхности (табл. 1). Изменение соотношений окисленных и восстановленных форм углерода в газовой фазе руд и минералов согласуется с изменением типохимических свойств последовательных генераций кварца и пиритов, отражением чего является наблюдаемая геохимическая зональность на месторождениях золото-сульфидного прожилково-вкрапленного типа. В ранних пиритах и кварцах отмечаются включения кристаллических микрофаз сложных сульфосолей никеля и кобальта, селенидов и теллуридов золота, в поздних — простые сульфидные соединения свинца, цинка, мышьяка и золота в свободном состоянии. В случае наложения минерализации разных генераций, отличающихся по типохимическим свойствам, наблюдается усложнение первичной геохимической зональности, связанное в данном случае с явлением телескопирования [Левицкий и др., 1980].

Сравнительный анализ данных термобарогеохимии и литохимии по первичным ореолам золоторудных месторождений различных регионов приводит к выводу о причинной связи температурной, газовой и геохими-

ческой зональностей между собой, проявляющихся как результат закономерного изменения состава и  $PT$  параметров рудоносных флюидов по восстанию рудных зон. Эти изменения отчетливо прослеживаются в смене восстановленных форм углерода окисленными, увеличением коэффициента  $CO_2/УВ$ , газонасыщенности, изменением атомных соотношений  $H : C : N : O$  и смещением температур гомогенизации и декрепитации в область более низких значений.

Газовая фаза законсервированных флюидов в минерализованных породах и рудах может быть использована не только для определения зональности и вертикального размаха оруденения (а также генезиса), но косвенным образом свидетельствует о его относительном возрасте. Сравнительный анализ агрегатного состояния включений, плотности и объема газовой фазы и энергий декрептоэффекта разновозрастного оруденения показывает, что в палеозойских рудах газонасыщенность на 1—2 порядка ниже, чем в мезозойских. Это, очевидно, связано с тектоническими воздействиями на более древние рудные образования, вследствие чего значительная часть включений оказалась вскрытой.

Газовые индикаторы глубинности и физико-химических условий рудообразования, выявленные при исследовании разнотипных месторождений, были применены при изучении и оценке отдельных фрагментов разнотипных рудно-магматических систем.

В газовой фазе флюорита из пегматитовых, гидротермальных сульфидных, баритовых, рудно-сурьмяных и флюорит-кальцитовых месторождений Таджикистана [Файзиев и др., 1978] отношения  $CO_2/УВ$  закономерно возрастают от 0,1 до 30.

В кварце и микроклине слюдоносных пегматитов Восточной Сибири нашими исследованиями установлено возрастание  $CO_2/УВ$  от нижних горизонтов слюдоносных жил к верхним в два раза, а  $H : C : N : O$  — от 1 : 1 : 4 : 2 до 1 : 9 : 4 : 5. Аналогичное изменение состава летучих отмечается в кварцах и поллукитах слюдоносных и редкометальных пегматитов Карелии.

Наиболее полно изучен состав газов и соотношение литохимических и газовых ореолов в массивах редкометальных гранитов Нубийской провинции в Северо-Восточной Африке [Бабурин и др., 1979], представляющих собой типичные рудно-магматические системы с грейзеновыми и жильными полями в надынрузивной зоне. Общая газонасыщенность в рудоносных массивах возрастает вверх по колонне зональности от 1,5—7,6  $см^3/кг$  в наиболее глубоких частях массивов до 50—108  $см^3/кг$  в апикальных, достигая максимальных значений в кварце грейзеновых тел надынрузивной зоны (155  $см^3/кг$ ). В массивах с непромышленной минерализацией газонасыщенность к апикальным частям возрастает незначительно (в 3—6 раз). Следовательно, газонасыщенность руд и пород может служить индикатором степени «открытости — закрытости» системы. Для изучения окислительно-восстановительного режима в колонне зональности и выяснения его корреляционных соотношений со степенью рудоносности и минерально-геохимическими ассоциациями использован коэффициент восстановленности  $K_B = \frac{УВ + H_2 + CO}{CO_2 + O_2}$ , значение которого для

различных фаціальных и геохимических зон колонны варьирует от 0,03 до 3,7. Для массивов с отчетливо выраженными подэкранными зонами альбитизации, штокшейдеровыми каймами, эндо- и экзогрейзенами и кварцевожильными телами в надынрузивной зоне характерно закономерное возрастание  $K_B$  (и соответственно роли углеводородов) в альбитовых танталосных фациях с последующим резким снижением значений  $K_B$  в грейзеновых и кварцевожильных фациях с оловянно-бериллиевой и вольфрамовой минерализацией (инверсия соотношений  $УВ/CO_2$ ). К участкам резкой смены восстановительных условий окислительными приурочены максимальные концентрации золота (до 0,7 против 0,004 г/т в нижней части колонны). Для массивов плитообразной формы, где метасо-

Распределение соотношения Н : С : N : O в газовой фазе образований разнोगлубинных рудномагматических систем

Лит. источник	Регион	Образования	Месторождения, порода, минерал	Газонасыщенность, см <sup>3</sup> /кг	CO <sub>2</sub> УВ+Н <sub>2</sub>	Соотношение числа атомов			
						H	C	N	O
Файзиев и др., 1978	Таджикистан	Гидротермальные	Кальцитовые жилы, флюорит	—	10	1	3	0,5	5,5
			Ртутные »	—	29	1	5	6	9
			Баритовые »	—	2,3	1	0,5	0,7	0,5
			Сульфидные »	—	1,0	1	0,5	0,7	0,5
			Пегматит »	—	0,1	1	3	0,4	5,4
Левицкий, Де-мин, 1981	Мамский район, Вост. Сибирь	Пегматитовые	Кварц (верхний горизонт)	14,6	7	1	2	2	4
			Кварц (нижний горизонт)	8,4	3,5	1	3	3	3
			Микроклин (верхний горизонт)	12,5	9	1	2	4	5,5
			Микроклин (нижний горизонт)	4,6	4	1	1	4	2
	Восточная Африка	Редкометалльный гранит	Кварц с альбитом	50,7	10	1	2,9	0,5	5,5
			Кварц с танталитом	67	1,2	1	0,5	0,2	0,6
			Кварц с касситеритом	25	1,4	1	0,5	0,5	1
			Апогранит	4,1	5	1	1,6	2,2	2,9
Гранит	2,0	2,4	1	0,9	1,6	1,8			
Петерсилье, Припачкин, 1979	Карелия		Гранит сверхглубокой скважины (8,3 км)	—	—	1	0,2	26	—
			Метадиабаз (1 км)	5,4	—	1	0,05	0,07	—
			Метадиабаз (5—6 км)	1,05	—	1	0,03	4	—
			Норит	0,91	—	1	0,07	—	—
			Габбро	10,5	—	1	0,5	0,7	—
			Перидотит	0,7	—	1	0,6	0,02	—
			Пироксенит	1,06	—	1	0,05	0,07	0,02

Таблица 3

## Распределение соотношения Н : С : N : O в газовой фазе кимберлитов Якутии

Трубка	Минерал, порода	Газонасыщенность, см <sup>3</sup> /кг	$\frac{CO_2}{UV+H_2}$	Соотношение числа атомов			
				H	C	N	O
Загадочная	Пирроп	0,53	0,37	1	0,19	0,15	3,7
Сытыкан	Оливин зеленый темный »	20,7	60	1	50	240	60
		10,1	12	1	5	130	10
		30,7	—	1	0,3	47	—
Удачная	Пирроп красный оранжевый	18,4	3	1	2	66	3
		50,4	—	1	0,5	8	—
Мир	Пирроп фиолетовый Гранатовый перидотит	52,1	—	1	0,09	37	—
		0,71	—	1	11	0,75	—
Удачная	Кимберлит верхнего горизонта нижнего горизонта	251,3	2,0	1	1	1,4	44
		19,09	0,17	1	0,3	6,0	0,07
	Кимберлит верхнего горизонта I фазы II—III фаз	246,6	20	1	5	135	9
		174,8	2	1	0,9	25	0,8
		143,2	0,2	1	0,09	13	0,14
Обнаженная	Гранатовый перидотит Пирроксенит Эклогит Шнигелевый перидотит	1,13	1,2	1	0,5	0,14	1
		1,08	0,034	1	0,02	0,18	0,03
		1,04	0,08	1	0,05	0,35	0,1
		0,4	0,011	1	0,02	3	0,015

матоз и оруденение развивались вдоль зон контракционной трещиноватости, установлена 2—3-кратная смена окислительных условий ( $K_v = 0,05-0,1$ ) восстановительными ( $K_v = 0,8-1,5$ ) при прямой корреляционной зависимости между  $K_v$  и концентрацией Ta и Nb и обратной зависимости между  $K_v$  и концентрациями олова, молибдена, бериллия, лития, фтора, вольфрама, меди, висмута и золота.

В общем виде значения  $K_v$  увеличиваются от неизмененных гранитов агцаитового или плюмазитового ряда нижней части колонны к рудоносным кварц-альбитовым фациям и резко снижаются в приконтактной кварцевой зоне штокшейдера, в эндо- и экзогрейзенах, венчающих колонну. Исследование состава жидкой фазы флюидов показывает преобладание щелочных растворов при возрастании роли натрия в альбитовых фациях и фторидно-углекислотных растворов в нижней части колонны и в грейзеновых кварцевожильных фациях.

Соотношение Н : С : N : O в пегматитовых месторождениях и редкометалльных гранитах свидетельствует о более восстановительных условиях минералообразования, что связано с большей закрытостью систем и близостью их к магматическим очагам по сравнению с гидротермальными растворами, у которых пути миграции более удалены от источников.

Насыщенность флюидов, ведущих к редкометалльному рудообразованию, углеводородами свидетельствует о важной роли последних не только в переносе, но и в концентрации олова и тантала.

Исследование материалов наиболее глубоких образований, в частности пиропов и оливинов кимберлитовых диатрем Якутии, показали существенное возрастание концентраций водорода и азота в газовой фазе флюидов мантийного происхождения. О повышении роли водорода и существенно азотном составе (с гелием и УВ) газов с увеличением глубины свидетельствуют данные по гранитоидам, вскрытым Кольской сверхглубокой скважиной [Левицкий, Демин, 1981], и метабицитам Карелии [Петерсилье, Припачкин, 1979], а также другие (табл. 2).

Следовательно, приведенные ранее геохимические коэффициенты газовой фазы ( $H$ ;  $CO_2/УВ$ ;  $H : C : N : O$ ;  $K_v$ ) могут служить дополнительным критерием для определения глубины формирования и отличия продуктивных и непродуктивных рудных образований, а также использоваться для оценки диатрем на типоморфное оруденение (табл. 3).

Опыт применения первичных газовых и литохимических ореолов на разнотипных рудных полях показывает необходимость разработки рационального комплекса методов, который в обязательном порядке должен включать термобарогеохимические исследования с определением градиентов важнейших физико-химических параметров гидротермальных рудообразующих систем ( $T$ ,  $P$ ,  $V$ , агрегатное состояние, химизм,  $pH$  и др.).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бабурин Л. М., Демин Б. Г., Левицкий В. В. Газовая фаза редкометалльных гранитов Африки. — В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск, 1979, с. 121—122.
- Войтов Г. И. Газы тектоносферы Земли. — Автореф. докт. дис. М., 1979.
- Левицкий В. В., Викулова Л. П., Демин Б. Г., Поливяк И. В. Сравнительный анализ золото-углеродисто-сульфидно-кварцевых руд и металлоорганических соединений. — Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 6, с. 1471—1474.
- Левицкий В. В., Демин Б. Г. Газовый состав включений — индикатор эрозионного среза гидротермальных месторождений. — Сов. геология, 1981, № 3, с. 104—114.
- Меняйлов И. А., Никитина Л. П., Шапарь В. Н. и др. Химизм и металлоносность магматических газов новых Толбачинских вулканов в 1976 г. — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 2, с. 450—453.
- Петерсилье И. А., Припачкин А. В. Н, С, N, Не в газах изверженных горных пород. — Геохимия, 1979, № 7, с. 1028—1034.
- Петровская Н. В., Элисон М. М., Николаева Л. А. Состав и условия образования газовых включений в самородном золоте. — В кн.: Труды I Международного геохимического конгресса. Т. II. Гидротермальные процессы. М., 1973, с. 441—451.
- Файзинов А. Р., Калюжный В. А., Скворень Н. М. Газовый состав включений во флюорите — важный фактор генетических, формационных и минеральных типов месторождений флюорита. — В кн.: Тезисы VI Всесоюзного совещания по термобарогеохимии. Владивосток, 1978, с. 150—151.

В. ДИК

(Канада)

#### ГЕЛИЕВЫЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ В КАНАДЕ

Многочисленные публикации русских ученых конца 60—70-х гг. стимулировали исследования по применению гелия при геологических поисках, картировании структур глубокого заложения, прогнозировании землетрясений.

Разработки по применению гелиевых методов поисков начались в Канаде приблизительно в 1970 г. Небольшая группа ученых в Университете МакМастера, возглавляемая доктором Брианом Кларком, основала лабораторию по исследованию изотопов гелия, где можно было проводить основные исследования поведения гелия в естественных природных условиях [Clarke, Kugler, 1973; Clarke e. a., 1977; Torgersen, Clarke, 1978]. Ж. Е. Гольдак [Goldak, 1974] на севере Саскатчевана провел эксперименты по определению гелия в почве. Л. А. Погорский и С. Ж. Квирт [Ро-

gorski, Quirt, 1976] применили гелиевый метод для поисков. Результаты были обнадеживающими. Фирма Кемикал Проектс выполнила гелиевую съемку (1976).

В начале семидесятых годов несколько неудачных геологических изысканий гелиевым методом затормозили широкое применение и оценку этого метода геологоразведочными фирмами.

При осуществлении программы по геологическим исследованиям Канады предварительная работа началась в 1970 г. и была направлена главным образом на разработку методики отбора проб и процедур анализа, а также на обеспечение основных данных для определения фона в различных природных условиях [Dyck e. a., 1976a; Dyck, 1976]. Здесь следует отметить, что сотрудники Отделения Горнодобывающей промышленности и Энергетики исследовали поведение гелия в естественных условиях. Р. Элворти [Elworthy, 1926] определил содержание гелия в ключевых источниках Канады еще во время первой мировой войны, а в 40-х гг. Н. Кевил [Keevil, 1943] измерил содержания гелия в коренных породах с целью применения этого метода для определения геологического возраста.

### МЕТОДЫ ОТБОРА И АНАЛИЗА ПРОБ

В Канаде стандартным методом анализа проб на содержание гелия является масс-спектрометрия. Первым анализатором гелия здесь был масс-спектрометр со шкалой до  $180^\circ$  с низкой чувствительностью, рассчитанный на работу с изотопами S и  $O_2$ . Фактически для определения гелия в атмосфере использовался статический метод. Более чувствительным и эффективным для определения гелия оказался полупортативный гелиевый детектор [Dyck, Pelchat, 1977]. Этот прибор может использоваться в удаленных полевых условиях при наличии электрической энергии.

Высокая стоимость и необходимая квалификация при проведении протонного анализа гелия не ограничивали широкое применение гелиевого метода поисков. Тем не менее группа сотрудников Университета МакМастера, колыбели масс-спектрометрии в Канаде, сконструировала оригинальное устройство [Clarke, Kugler, 1973; Clarke e. a., 1976]. Оно имеет 254 мм радиус с фокусировкой инструмента на высокочувствительную экстракционную линию исследуемого газа [Jenkins, Clarke, 1975].

Обычные бутылки оказались наиболее удобной и недорогой посудой для хранения образцов воды. Поставщики оборудования для анализов гелия в Канаде сделали удобные алюминиевые сосуды емкостью 200 мл, закрывающиеся под давлением специальным устройством. В Университете МакМастера для хранения проб воды, исследуемых на гелий, применяются мягкие медные трубки с сильными зажимами, а для исследования почвенного воздуха — герметически закрытые кварцевые трубки, из которых откачан воздух и которые помещены в трубки из мягкого стекла также с откачанным воздухом. Проверка на улетучивание растворенных газов из бутылок при хранении показала от 5 до 10% улетучивания гелия за месяц и довольно неожиданное, но легко объяснимое улетучивание водорода и метана (рис. 1). Постепенное понижение содержания гелия и экспонентное понижение содержания водорода и метана происходит в результате действия бактерий. Очевидно, что потери гелия увеличиваются из емкостей с широким отверстием и уменьшаются, если их хранить вверх дном.

Ограничения при исследовании озерной воды привели к развитию метода определения содержания гелия с помощью шарика для пинг-понга. Поскольку озерные отложения менее подвержены температурным изменениям и действию ветра, то их можно использовать для определения содержания гелия, пока они не достигли температуры воды. Сложность заключается в том, что при опробовании осадков они подвергаются действию воздуха. Чтобы частично избежать этого, используют обычные банки,

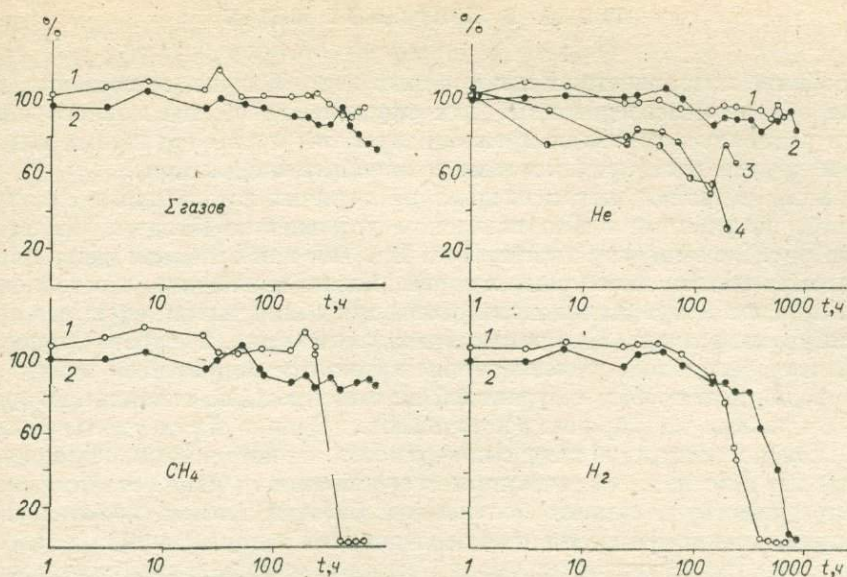


Рис. 1. Зависимость потерь растворенных газов от времени хранения.

Графики распределения: 1 — при высоком начальном содержании газа в емкостях с узким отверстием; 2 — при низком начальном содержании газа в емкостях с узким отверстием; 3 — при высоком начальном содержании газа в емкостях с широким (50 мм) отверстием; 4 — при низком начальном содержании газа в емкостях с широким (50 мм) отверстием.

заполненные до краев осадком. В них погружают шарик, который создает воздушное пространство в каждой банке. Через четыре дня содержание гелия в шариках уравнивается с содержанием его в осадках, а изменение концентрации гелия измеряется полуортативным анализатором гелия. Такой же результат, если не лучше, получим, используя вместо шарика кусок латексной резиновой трубки.

### ГЕЛИЙ В ПОЧВЕ

Инертная природа и большая подвижность гелия делают его теоретически хорошим индикатором таких источников гелия, как месторождения урана и тория; а также подземные газовые ловушки. Н. Бол и Л. Сноудан [Ball, Snowdon, 1973] отметили значительно более высокое среднее содержание гелия над нефтяными и газовыми резервуарами Боудена, Альберты по сравнению с его содержанием в областях, не имеющих нефти и газа. Ж. Гольдак [Goldak, 1974] проводил контрольные испытания на содержание гелия в почве на оз. Клафф и урановом месторождении в г. Уран. Он обнаружил, что содержание гелия возле шахты Гунар Уран Майн в 4 раза выше, чем в почве оз. Клафф. Вместе с тем многочисленные контрольные анализы гелия в почвенном газе, выполненные автором и один раз проверенные Харпером [Harper, 1978], в одном метре от поверхности обнаружили только атмосферную концентрацию гелия даже в местах, где аномалии радона ясно показывают изменение в коренных породах или наличие оруденения урана. В. Б. Кларк (личное сообщение) после нескольких неубедительных полевых проверок почвы на гелий на известных урановых залежах начинает подвергать сомнению ценность любых результатов, полученных на глубинах, меньших 1,5 м. Поэтому Геологическая служба Канады прекратила исследования гелия в почве, отдав предпочтение исследованиям в воде как более перспективным.

Изобилие поверхностных и подземных вод в Канаде, естественно, делает их объектом исследований. Для определения объема концентраций гелия в различных условиях проанализированы пробы грунтовых вод на гелий и другие растворенные газы и элементы-индикаторы.

Данные региональных исследований горячих источников и скважин на гелий, полученные в Геологическом управлении Канады, представлены на рис. 2 с концентрациями  $He$  и  $Rn$ . Так как основная часть гелия поступает от разложения урана и тория, можно заключить, что гелиевые методы поисков могут быть использованы для обнаружения скрытого оруденения урана и тория. Как показывают данные (рис. 2, справа), существует фактически довольно четкая положительная корреляция между гелием и радоном в пробах из урановой шахты и воды из скважин, по сравнению с пробами из горячих источников. Однако после дальнейшего отбора контрольных проб воды с поверхности, из источников, колодцев и скважин на участках, не связанных с оруденением урана, стало очевидным, что существует намного больше вод, богатых гелием, но не связанных с оруденением урана. Из этих исследований и других публикаций ясно, что первичные значения аномалий гелия в водах должны дать информацию о геологической структуре.

Аномалии гелия совместно с другими элементами позволяют лучше понять гидрогеохимические особенности района. Это видно по результатам исследований содержания гелия в грунтовых водах, которые проведены в последние несколько лет.

Результаты первого регионального исследования были обнадеживающими. В окрестностях столицы (штат Онтарио) на площади 2200 км<sup>2</sup> взяты образцы из 130 колодцев с питьевой водой.

В юго-восточной части площади обнаружена сильная отчетливая аномалия. Эта аномалия приблизительно совпадает с выходящими на поверхность осадочными коренными породами, известными под названием Роклиффских образований. Роклиффские образования состоят из хрупких сланцев и чечевицеобразных залежей песчаника ордовикского возраста,

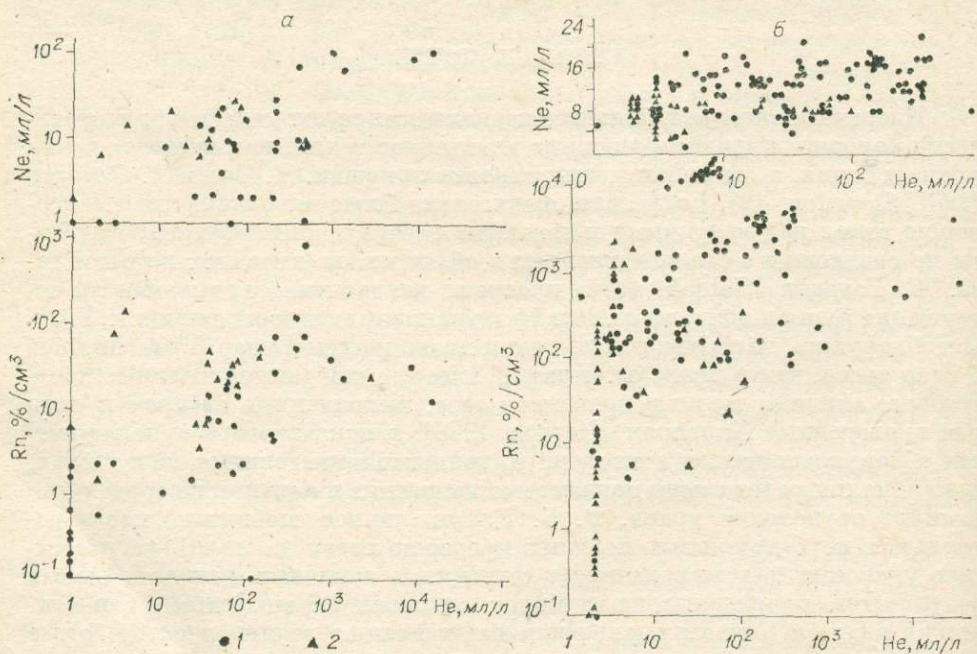


Рис. 2. Соотношения гелия, радона и неона в растворенных газах из горячих источников (а) и месторождения урана (б) [Dyck, Jonasson, 1977].

Содержание кислорода (%): 1 —  $\leq 15$ , 2 —  $> 15$ .

несогласно перекрывающих более древние породы. При отсутствии других геохимических ассоциаций можно заключить, что эта аномалия является индикатором Роклиффских песчано-сланцевых отложений либо же отражает другие структурные особенности, возможно фиксирует палеоканал.

На следующем этапе работ на площади в 25 000 км<sup>2</sup> в Восточном Маритати взяты пробы из 1700 колодцев с питьевой водой, расположенных в основном в песчаниковых отложениях каменноугольного периода. Слабое региональное совпадение аномалий гелия с аномалиями радона и урана очевидно. Отмечается также высокая положительная корреляция гелия с фтором. Гелий и метан в этом районе, по-видимому, не связаны между собой, хотя их аномалии практически совпадают в районе Монктона над старым отработанным месторождением нефти. По геохимическим ассоциациям можно заключить, что большая часть вод контактирует с кислыми вулканическими породами, богатыми фтористым апатитом и другими урансодержащими минералами. Региональные исследования колодезных вод проведены в Юго-Западном Саскачеване. Здесь по 900 пробам воды из колодцев с питьевой водой, взятым на площади в 15 000 км<sup>2</sup>, обнаружено четкое совпадение аномалий гелия и метана, но нет никакой связи с аномалиями радона и урана. Этот район известен своей добычей нефти и газа из месторождений, залегающих на глубине 1500 м. Следует отметить региональное разделение урана и радона. Наивысшие содержания радона приходятся на район Сайпресс Хилз, а концентрации урана повышаются в более сухих пологих частях этого района, что показывает разделение этих элементов гидрологическим перемещением, которому способствовала малая подвижность радия и короткий период полураспада радона.

Среднеарифметическое значение, стандартное отклонение и вариации гелия и других растворенных газов по трем описанным выше районам представлены в таблице. Более высокое содержание гелия в пробах из Сайпресс Хилз связывается с минерализованными водами, расположенными на большей глубине. Их высокая минерализованность объясняется засушливым климатом и физическими характеристиками окружающей среды. Наблюдаемое закономерное увеличение содержания гелия с глубиной будет объяснимо лишь при более детальных исследованиях аномалии.

При гелиевой съемке, выполненной Л. А. Погорским с соавторами [Pogorski e. a., 1976] на пегматитовых телах урановой шахты Мадаваска в Банкрофте (Онтарио), выявлено значимое обогащение гелием грунтовых вод. Пробы из шахты содержали гелия в 12 раз, из скважин — в 10 раз, донные воды озера — в 4 раза больше его фоновых содержаний.

В. Б. Кларк и другие [Clarke e. a., 1977] измерили содержание растворенных He и Ne, определили отношение <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в 60 пробах воды, взятых из 50 озер района Кайпокок в Лабрадоре, и обнаружили увеличение содержания <sup>4</sup>He, связанное с разложением урана и его дочерних продуктов распада. Определение трития в восьми пробах указывает, что тритий распадается первым, при этом опробование может быть корректным в том случае, если учтено отношение <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He. Полученные результаты, представленные в виде карты, показывают отличное совпадение с известными проявлениями урановой минерализации.

Проведенное В. Б. Кларком и Ж. Куглером [Clarke, Kugler, 1973] измерение содержаний растворенных в пробах <sup>4</sup>He, <sup>3</sup>He, Ne и <sup>3</sup>H недалеко от известных залежей урана на оз. Эллиот, штат Онтарио, и оз. Инда, штат Лабрадор, дали положительную корреляцию между <sup>4</sup>He и отношением <sup>4</sup>He/<sup>3</sup>He, а также общее содержание гелия, превышающее нормальную растворимость в 600 раз. Определение H<sup>3</sup> в пробах из Лабрадора показывает, что вода в озере обновляется менее чем за 20 лет и что высокие содержания не обуславливаются нормальным содержанием U и Th в породах.

Большинство озер Канады довольно мелки и летом быстро уравнивают свое содержание гелия с атмосферным. Аномальные содержания гелия

Результаты анализов воды и параметры распределения компонентов

Местонахождение	Оттава, Онтарио				Маритайме, Восточная Канада				Горы Ципресс, Саскатчеван			
	$\bar{x}_a$	$\sigma$	Max	Min	$\bar{x}_a$	$\sigma$	Max	Min	$\bar{x}_a$	$\sigma$	Max	Min
Площадь, км <sup>2</sup>	2200				25 000				15 000			
Номер образцов	130				1700				855			
CH <sub>4</sub> , мл/л	0,1	0,4	3,1	0	0,1	1,6	44	0	0,9	8,2	132	0
He, 0,1 л/л	505	1140	6660	60	550	3810	102 000	20	1097	3350	34 000	37
Rn, %/л	505	808	6150	10	857	816	9900	<2	360	338	4140	<2
O <sub>2</sub> , 1·10 <sup>-4</sup> %	3,7	4,0	15,6	0,2	7,2	2,3	13,5	1,1	3,7	2,6	14,0	0,4
Eh, mV	355	54	622	128	410	54	750	-170	387	104	906	7
pH	7,51	0,33	8,9	6,7	7,31	0,73	9,4	3,1	7,63	0,38	9,0	4,9
Общая щелочность, 1·10 <sup>-4</sup> %(CaCO <sub>3</sub> )	—				102	67	523	4	384	165	1810	8
Удельная электропроводность, мом <sup>-1</sup> /см <sup>-1</sup>	770*	370	1900	210	301	298	3660	8	1524	1210	15 000	110
Mn, 10 <sup>-7</sup> %	—				116	564	15 200	<10	348	816	9640	<10
Fe, 10 <sup>-7</sup> %	—				726	1640	32 700	<20	2450	11 700	244 000	<20
Zn, 10 <sup>-7</sup> %	340	1760	19 900	<4	351	883	19 400	<4	1040	3400	75 700	<10
Cu, 10 <sup>-7</sup> %	78	283	3000	<2	87	279	3810	<2	26	79	1650	<2
Pb, 10 <sup>-7</sup> %	20	105	810	<2	12	27	794	<2	5,0	12	175	<2
F, 10 <sup>-7</sup> %	—				140	580	10 000	<20	290	290	4100	40
U, 10 <sup>-7</sup> %	1,4	6,4	73	<0,2	1,0	3,0	52	<0,2	12,3	21,2	220	<0,2
Глубина, м	27	19	77	2	21	16	110	0	31	38	500	1

\* Только 21 проба;  $\sigma$  — стандартное отклонение.

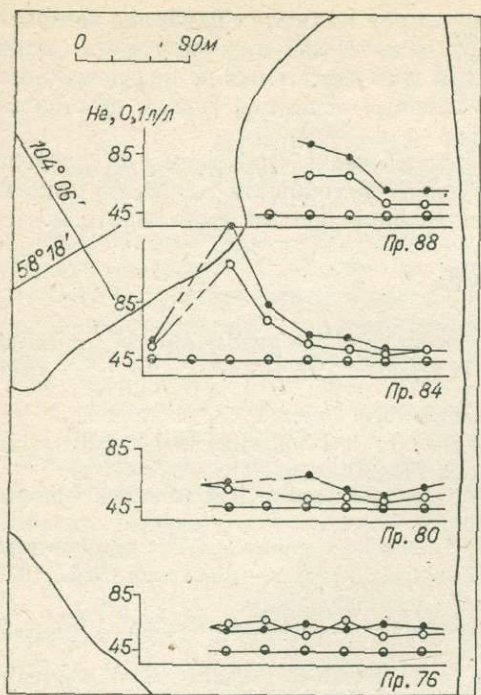


Рис. 3. Содержания гелия в придонных водах и осадках оз. Азе (июнь 1979 г.) [Dyck, Da Silva, 1980].

Осадки (см. сверху вниз): в трубке, в шарике; нижняя линия — пузырек газа в воде.

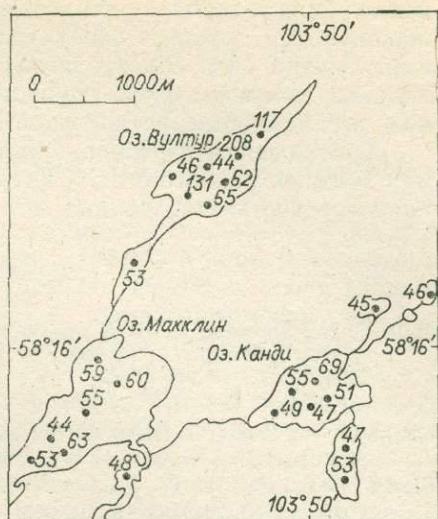


Рис. 4. Содержание гелия в пробах осадков из трех озер (июнь 1979 г.) [Dyck, Da Silva, 1980].

подвержены температурным колебаниям и действиям ветра, чем вода. Методика шарика для пинг-понга испытана в Северном Саскатчеване и позволила обнаружить две разрывные зоны (рис. 3, 4). В оз. Азе зимой подо льдом обнаружена аномалия гелия, однако после таяния снегов его концентрация уравнивается с содержанием He в воздухе.

Резкая аномалия гелия установлена в осадках озера вдоль западного побережья. Обнаружена также аномалия гелия в осадках оз. Валче вдоль основной оси. К сожалению, пробы воды, полученные следующей зимой подо льдом, не подтвердили аномалию гелия. Можно предположить, что богатая гелием вода импульсами поступает на дно озера.

Гелиевый метод поисков используется частными компаниями Канады, но результаты исследований, как правило, не публикуются. Поэтому трудно установить степень использования этой методики. Она, несомненно, нова, и многое нужно сделать, чтобы доказать ее важность, в частности использовать изотопы гелия при поисках урана. Т. Торгерсен и В. Б. Кларк [Torgersen, Clarke, 1978] обнаружили увеличенное содержание  $^4\text{He}$  (больше, чем в 5 раз) в оз. Тегган на северо-западе штата Онтарио и сделали вывод, что такой избыток вызван близко расположенными урановыми залежами мощностью не менее 10 000 кг урана. Исследования изотопов гелия поглощают большие денежные средства и требуют большой затраты времени. Это происходит из-за неопределенности выводов. И только тщательный сбор данных с большого числа аномалий гелия, как связанных, так и не связанных с залежами урана, несомненно подтвердит важность метода изотопов гелия при поисках урановых месторождений.

\* \* \*

Гелиевые методы поисков в Канаде применяются около 10 лет. Аномалии гелия в подземных водах, как правило, характеризуют геологическую структуру, а не месторождения урана. При исследовании озерных

вод глубина и температура мест отбора проб являются наиболее важными переменными, которые необходимо учитывать при интерпретации аномалий. Осадки озер более благоприятны для детальных и полудетальных поисков, чем воды озер. Грунтовые озерные воды под снегом приемлемы для региональных исследований.

Соотношения изотопов гелия обещают стать средством для разделения местных радиогенных и мигрирующих источников гелия, но пока не получено достаточно данных для тщательной оценки этой гипотезы.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ball N. L., Snowdon L. R. A preliminary evaluation of the applicability of the helium survey technique to prospecting for petroleum.— *Geol. Surv. Can.*, 1973, Paper 73-1, Pt 8, p. 200—202.
- Chemical Projects Ltd. Helium Surveys Technical, 1976. Paper CPL-6/76. 27 p.
- Clarke W. B., Kugler G. Dissolved helium in groundwater: A possible method for uranium and thorium prospecting.— *Econ. Geol.* Vol., 1973, v. 68, p. 243—251.
- Clarke W. B., Jenkins W. J., Top Z.— *Inter. Jour. of Applied Radiation and Isotopes*, 1976, v. 27, p. 515—522.
- Clarke W. B., Top Z., Beavan A. P., Gandhi S. Dissolved helium in lakes: uranium prospecting in the Precambrian terrain of Central Labrador.— *Economic Geol.*, 1977, v. 72, p. 233—242.
- Dyck W. The use of helium in mineral exploration.— *J. Geochem. Explor.*, 1976, v. 5, p. 3—20.
- Dyck W. Application of hydrogeochemistry to the search for uranium. *Geol. Survey of Canada Econ. Geol. Report 31 — Geophysics and Geochemistry in the search for metallic ores*. P. J. Hood ed., 1979, p. 489—510.
- Dyck W. Uranium, radon, helium and other trace elements and gases in well waters of parts of the St. Lawrence lowlands (Ottawa Region) Canada.— *J. Geochem. Explor.*, 1980, v. 13, p. 27—39.
- Dyck W., Pelchat J. C., Meilleur G. A. Equipment and procedures for the collection and determination of dissolved gases in natural waters.— *Geol. Surv. Can.*, 1976a, Paper 75—34. p. 12.
- Dyck W., Chatterjee A. K., Gemmill D. E., Murrice K. Well water trace element reconnaissance, eastern maritime Canada.— *J. Geoch. Explor.*, 1976b, v. 6, p. 139—162.
- Dyck W., Jonasson I. R. The nature and behavior of gases in natural waters.— *Water Research*, 1977, v. 11, p. 705—711.
- Dyck W., Pelchat J. C. A semi-portable helium analysis facility.— *Geol. Surv. Can.*, 1977, Paper 77—4C, p. 85—87.
- Dyck W., Tan B. Seasonal variations of helium, radon and uranium in lake waters near the Key Lake uranium deposit, Saskatchewan.— *J. Geoch. Explor.*, 1978, v. 10, p. 153—167.
- Dyck W., Da Silva F. G. The use of ping-pong balls and latex tubing for sampling the helium content of lake sediments.— *J. Geochem. Explor.*, 1980, v. 14, p. 41—48.
- Elworthy R. T. Helium in Canada.— *Can. Dept. Mines, Mines Branch*, 1926, v. 679, p. 64.
- Goldak G. E. Helium-4 mass spectrometry for uranium exploration.— *Preprint 74-L-44*. Society of Mining Engineers of AIME, 1974. 12 p.
- Harper C. T. Track etch emanometer, spectrometer, and soil geochemistry surveys across the Carswell structure, northwestern Saskatchewan.— In: *Uranium Exploration Techniques*, G. R. Parslow ed. Saskatchewan Geological Survey Special Publication, 1978, N 4, p. 189—249.
- Lenkins W. J., Clarke W. B. The distribution of He in the western Atlantic Ocean.— *Deep-Sea Research*, 1975, v. 23, p. 481—494.
- Keevil N. B. The distribution of He and radioactivity in rocks.— *Amer. J. Sci.*, 1943, v. 241, N 5, p. 277—306.
- Kugler G., Clarke W. B. Mass spectrometric measurements of  $^3\text{H}$ ,  $^3\text{He}$ , and  $^4\text{He}$  produced in thermal-neutron ternary fission of  $^{235}\text{U}$ : evidence for short-range  $^4\text{He}$ .— *Physical Review*, 1972, ser. C, v. 5, N 2, p. 551—560.
- Pogorski L. A., Quirt G. S., Blaschek G. A. Helium surveys: a new tool for locating uranium deposits.— *Chemical Projects limited, Toronto*, 1976, Technical Paper CPL 6/76. 27 p.
- Pogorski L. A., Quirt S. G. Helium surveys emerging in exploration.— *The Northern Miner*, 1976, N 25.
- Torgersen T., Clarke W. B. Excess helium-4 in Teggaug Lake: Possibilities for a uranium ore body.— *Science*, 1978, v. 199, p. 769.

## ПРИМЕНЕНИЕ ИЗОТОПОВ КАЛЬЦИЯ ПРИ ИЗУЧЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Последние годы характеризуются повышенным темпом развития масс-спектрометрических изотопных методов и расширением номенклатуры элементов, применяемых в геохимии изотопов. Наряду со «стандартными» рубидий-стронциевым, уран-свинцовым и калий-аргоновым методами получены эффективные результаты как новыми (неодим-самариевым, лютеций-гафниевым), так и возрожденными рений-осмиевым и калий-кальциевым методами. Последний предложен А. Холмсом [Holmes, 1932].

Сильвиниты являются классическим объектом геохронометрии. Калий-аргоновый метод был применен к эльзасским эвапоритам [Smits, Gentner, 1951]. Уже ранние исследования показали, что диффузия аргона, переотложения, пластические течения соляных толщ нарушают сохранность радиогенного аргона.

Обзоры применения калий-кальциевого метода содержатся в работах В. Штала [Stahl, 1968] и Э. К. Герлинга с соавторами (1980). Возможность применения рубидий-стронциевого метода к эвапоритам оговорена Г. Формом и В. Пауэллом (1975).

12% радиоактивного изотопа  $^{40}\text{K}$  превращаются путем К-захвата в  $^{40}\text{Ar}$ , а остальные 88% — путем  $\beta$ -распада — в  $^{40}\text{Ca}$ . Тот факт, что 95% широко распространенного элемента кальция составляет  $^{40}\text{Ca}$ , сильно ограничивает применимость калий-кальциевого метода для минералов с высоким калий-кальциевым отношением. Таковыми являются, например, калийные эвапориты и некоторые не содержащие кальция слюды. Но даже в этих минералах, как показывает опыт, радиогенный кальций часто составляет небольшую долю общего примесного  $^{40}\text{Ca}$ .

Наиболее эффективным методом учета нерадиогенной составляющей дочернего вещества является построение изохроны. Об этом свидетельствует вся история применения рубидий-стронциевого метода. Наряду с исключением нерадиогенной добавки изохронный метод дает возможность оценить стадийность процессов и геохимическую замкнутость системы. Только изохроны дают возможность получить единый возрастной параметр для множества когенетичных проб независимо от начального изотопного состава общей примеси кальция. Неизохронный вариант при наличии начального радиогенного кальция даст спектр завышенных значений возраста, не поддающийся геологической интерпретации. В представленной статье калий-кальциевый метод в изохронном варианте описан впервые. С методической точки зрения (химические процедуры, масс-спектрометрия) он соизмерим по сложности с рубидий-стронциевым.

В настоящей работе приводятся данные по определению возраста сильвинитов Непско-Гаджинского района калий-кальциевым и калий-аргоновым изохронными методами.

Пробы для исследования калий-аргоновым методом отобраны из образцов трех скважин и представляли собой мелкокристаллический материал без следов примесей. Приведем аналитические данные по этим пробам:

Скважина	Глубина, м	K, %	$^{40}\text{Ar}$ , нмм <sup>3</sup> /г	$\tau$ , млн. лет
4к	718,5	26,77	0,0361	35
4к	798	6,05	0,00813	35,5
2	586	26,65	0,0474	48,9
2	627,3	5,36	0,0101	49,3
2	656,5	13,99	0,0274	50,9
124	636	9,63	0,0124	33

Калий определялся при помощи фотометрии пламени, а радиогенный аргон — масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления.

## Содержание щелочных (K, Na, Rb) и щелочноземельных (Mg, Ca) элементов в силикатах Ненецкого калиеносного бассейна

Номер образца	Глубина, м	Характеристика образца	Содержание, %								
			K		Na		Rb	Mg	Ca		
			А	А	В	А	А	А	В	В	
1	564	Ржаво-розовый	20,5	24,3			0,0010	0,016	0,20	0,277	
2	564	Прозрачный с голубизной	0,79	37,0			Не обн.	0,120	0,04	0,033	
3	576	Матовое обособление	29,4	17,0	23,0		0,0018	0,009	0,04	0,022	0,019
4	576	Матовая прослойка	50	4,7	3,2		0,0040	0,009	0,05	0,044	0,046
5	576	Ржаво-розовый	32,4	15,6	14,4			0,008	0,095		0,118
6	578	Прозрачный	49,0	0,87	11,4		0,0030	0,010	0,04	0,022	0,052
7	578	Прозрачный с голубизной	0,13	38,6			Не обн.	0,008	0,03	0,002	
8	585	Прозрачный	43,8	7,4	4		0,0030	0,009	0,05	0,045	0,068
9	585	Слабо розовый	0,15	36,6			Не обн.	0,010	0,25	0,35	
10	652	Прозрачный	1,32	37,6			0,0004	0,055	0,04	0,01	
11	652	Выветрелый	1,5	35,2			0,0004	0,025	0,77	0,88	
12	665	Розовый	35,0	12,8	23		0,0156	0,077	0,16	0,145	0,128
13	665	Прозрачный	2,75	34			0,0014	0,139	0,05	0,026	
14	665	Ярко-розовый	12,7	4,4			0,0184	3,55	0,04	0,037	
15	770	Полупрозрачный	22,8	22,0			0,0030	0,015	0,36	0,47	
16	770	Прозрачный	1,55	36,4			Не обн.	0,014	0,11	0,15	
17	781	Полупрозрачный	50,0	0,69	1,6		0,0068	0,007	0,01	0,002	0,002
18	785	Матовый	9,0	30,0			0,0024	0,031	0,19	0,246	
19	785	Прозрачный	1,17	36,4			Не обн.	0,015	0,03	0,013	
20	785	Полупрозрачный	14,0	26,6			0,0034	0,017	0,17	0,205	
21	790	Матовый	0,67	35,8			Не обн.	0,007	0,04	0,045	
22	790	Ржаво-розовый	31,4	16,0	18,2			0,004	0,12		0,234
23	790	Прозрачный с голубизной	0,081	37,2			Не обн.	0,012	0,15	0,191	
24	792	Слабо розовый	13,6	26,6			0,0023	0,017	0,14	0,18	

Примечание. А — прослой, Б — обособление, В — кристалл.

Погрешности определения калия и аргона не превышали 3% каждая. На рис. 1 представлены результаты анализов в координатах Ar (нмм<sup>3</sup>/г) и K(%). Они определяют две калий-аргоновые изохроны, отвечающие возрасту 50 и 33 млн. лет.

Образцы для исследования калий-кальциевым методом отобраны из материала кернов скв. 3 и 4 по разнообразным морфологическим признакам (цвет, прозрачность, зернистость, идиоморфность) с различной глубины. Во всех образцах определены содержания калия, натрия, рубидия, кальция и магния методом фотометрии пламени на спектрофотометре фирмы Перкин—Элмер (табл. 1).

Данные спектрофотометрического анализа показывают существенные вариации содержания натрия и кальция в пробах, взятых из одного и того же образца (прослой, обособление, кристалл). Поэтому в дальнейшем все определения проводились на аликвотах одних и тех же проб.

Для получения калий-кальциевой изохроны из образцов 1 — 5, 9, 13, 19, 28 изготовлены пробы, имеющие большие содержания калия, при низких варьирующих содержаниях кальция. Им присвоены индексы *z* (табл. 2). Пробы весом в 2 г растворялись в тридистиллированной воде. Растворение происходило без образования осадка. Аликвота раствора использовалась для определения содержания калия методом фотометрии пламени, а оставшаяся часть раствора — для определения кальция весовым методом по методике, описанной Ю. Н. Книповичем и Ю. В. Морачевским (1956). При этом малая величина произведения растворимости оксалата магния при низком его содержании (см. табл. 1), а также низкое содержание бария обеспечивали осаждение только кальция. Содержание

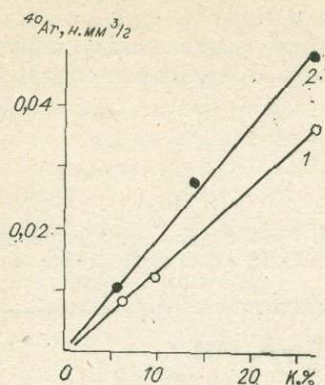


Рис. 1. Калий-аргоновые изохроны по образцам сильвинитов. 1 — скв. 4к и 124; 2 — скв. 2.

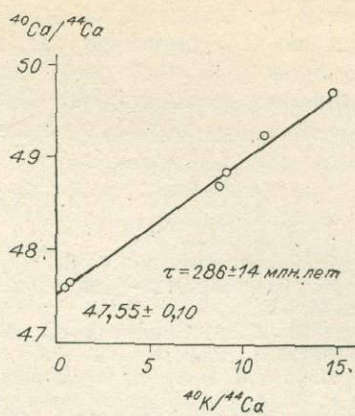


Рис. 2. Калий-кальциевая изохрона сильвинитов.

кальция в оксалате аммония марки ОСЧ пренебрежительно мало. Химические процедуры выполнялись в кварцевой посуде.

Изотопный состав кальция определялся на масс-спектрометре МИ-1201 с трехленточным источником ионов (вольфрамовые стандартные нити). Кальций наносился на ленту-испаритель в виде окиси. Рабочие токи: испарителя — 1,8 А, ионизатора — 4,1 А. Измерение производилось однопучковым методом. Нормализация изотопных отношений  $^{40}\text{Ca}/^{44}\text{Ca}$  производилась, исходя из значения  $^{42}\text{Ca}/^{44}\text{Ca}$ , равного 0,3120 [Герлинг и др., 1980]. Относительная погрешность определения калия составляла 0,03, кальция — 0,05, а изотопных отношений — 0,02.

Изотопно-аналитические данные по калицию сведены в табл. 2, на основании которой построена изохрона (рис. 2). Все точки хорошо группируются вокруг изохроны, определяющей возраст 286 млн. лет и отсекающей на оси ординат отрезок  $(^{40}\text{Ca}/^{44}\text{Ca})_0 = 47,5$ . Изохрона проведена методом наименьших квадратов.

Расчет возраста производился по формуле:  $\tau = 1,895 \cdot 10^9 \ln(1 + 1,118 \text{ tg } \alpha)$ ;  $\lambda_{\text{Ca}} = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ;  $\lambda_{\text{K}} = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ , где  $\text{tg } \alpha$  — наклон изохроны.

Калий-аргоновый возраст соответствует двум фазам деформации и перекристаллизации солей, имевшим место в начале каменной (50 млн. лет) и карлукской (33 млн. лет) складчатости палеогенового этапа.

Калий-кальциевый изохронный возраст непских сильвинитов  $286 \pm \pm 14$  млн. лет, по-видимому, фиксирует карбоновую фазу деформации и перекристаллизации солей. Внимания заслуживает начальное изотопное отношение  $(^{40}\text{Ca}/^{44}\text{Ca})_0 = 47,55$ .

Оно значительно превышает отношение 47,1, которое соответствует изотопному составу кальция земной коры [Krauskopf, 1967; Stahl, 1968; Герлинг и др., 1980]. Возникает вопрос о происхождении радиогенной добавки  $(^{40}\text{Ca}/^{44}\text{Ca})_0 = = 47,55 - 47,15 = 0,4$ , которая свидетельствует о существовании калийных эвапоритов до рубежа 286 млн. лет. Оценка длительности их «предыстории» (до рубежа 286 млн. лет) требует знания отношения  $^{40}\text{K}/^{44}\text{Ca}$  в эвапоритах до переотложения

Таблица 2

Аналитические данные проб сильвинитов, отобранных для построения калий-кальциевой изохроны

Номер пробы	Содержание, %		$(^{40}\text{Ca}/^{44}\text{Ca})_{\text{H}}$	$^{40}\text{K}/^{44}\text{Ca}$
	K	Ca		
1-г	20,5	0,230	$47,60 \pm 0,10$	0,516
3-г	22,0	0,0118	$49,23 \pm 0,10$	11,16
4-г	47,4	0,0325	$48,70 \pm 0,10$	8,63
5-г	33,6	0,0464	$48,26 \pm 0,10$	4,25
8-г	48,4	0,0197	$49,72 \pm 0,10$	14,83
12-г	22,0	0,0143	$48,84 \pm 0,10$	9,14
22-г	30,0	0,245	$47,65 \pm 0,10$	0,710

и может быть произведена достаточно произвольно. Зная по фауне, что становление галогенной формации завершилось в Непском районе в нижнем кембрии (550 млн. лет), можно считать, что радиогенная добавка накапливалась за период  $550 - 286 = 264$  млн. лет. Это соответствовало бы  $^{40}\text{K}/^{44}\text{Ca} \approx 4$ , что вполне правдоподобно.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Герлинг Э. К., Овчинникова Г. В., Яковлева С. З. и др. Датирование слюд докембрийских образований К-Са методом. — Известия АН СССР, серия геол., 1980, № 12, с. 14—22.
- Клипович Ю. Н., Морачевский Ю. В. Анализ минерального сырья. Изд. 2. Л.: ГНТИХЛ, 1956, с. 193—196.
- Фор Г., Пауэлл В. Изотопы стронция в геологии. М.: Наука, 1975. 213 с.
- Holmes A. The origin of igneous rocks. — Geol. Mag., 1932, v. 69, p. 563—568.
- Krauskopf K. V. Introduction to geochemistry. Mc Graw Hill Book Co. NY., 1967. 727 p.
- Smits F., Gentner W. Agronbestimmungen an Kaliummineralien. 1. Bestimmungen an tertiaeren Kaliumsalzen. — Geoch. Cosmoch. Acta, 1951, v. 1, N 1, p. 22—27.
- Stahl W. Massenspektrometrische Untersuchungen naturlicher Schwankungen des Isotopenverhaltens des Kalziums. — Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. Ein Laboratoriumsbericht, Hannover, 1968. 98 S.

Е. И. ВОРОБЬЕВ

(СССР)

### КАЛЬЦИТОМЕТРИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Одним из наиболее перспективных направлений развития поисковой геохимии является создание новых минералого-геохимических методов, в основе которых лежат исследования свойств минералов. Это совершенно закономерный этап развития геохимических методов поисков, базирующийся на возможности использования качественно новой информации, получаемой по минералам, слагающим породы и руды.

Общеизвестно, что практически все минералы обладают способностью фиксировать любые изменения физико-химических условий минералообразования, аккумулировать эти сведения при помощи самых различных свойств. Это и определяет их как потенциальные источники геологической информации. В то же время расшифровка такой информации была и остается одной из труднейших задач минералогии.

Свойства минералов весьма непостоянны, а их количественные характеристики практически всегда варьируют в каких-то пределах. Относительно стабильные свойства минералов, слабо меняющиеся при разных условиях кристаллизации, обычно называют диагностическими, так как именно они позволяют выявлять определенную минеральную фазу. Группа этих свойств (или признаков) всегда была в поле зрения исследователей и изучена наиболее детально. Диагностические признаки минералов давно используются в поисковой практике. Ряд методов на этой основе достиг совершенства (шлиховой анализ, магнитометрия, радиометрия и др.) и дает хорошие результаты.

Основное внимание здесь уделяется другой категории признаков (или свойств) минералов, которые обычно в геологической литературе называются типоморфными. Под ними подразумеваются свойства, которые отражают условия минералообразования и изменения этих условий. Это очень широкая группа признаков, количественные характеристики которых могут значительно варьировать в зависимости от условий минералообразования. Четкой границы между диагностическими и типоморфными свойствами практически нет, но типоморфные свойства более многочисленны и разнообразны. Для каждого минерала существует множество типо-

морфных свойств, находящихся в сложной взаимосвязи и четко отражающих не только условия возникновения минерала, но и всю дальнейшую историю его существования.

Уже сейчас можно уверенно утверждать, что включение в сферу геохимических методов поисков способов, основанных на типоморфизме минералов, весьма перспективно, поскольку открываются широкие возможности использования большого числа типоморфных признаков не только минералов — главных объектов поисков (собственно рудных минералов), но и многочисленных их минералов-спутников.

В предлагаемом сообщении рассматриваются некоторые результаты исследований типоморфных свойств эндогенных кальцитов и примеры их использования в поисковой практике. Речь пойдет о так называемых типохимических свойствах, включающих только особенности химического состава.

Формируясь в очень широком диапазоне физико-химических условий и отражая важнейшую петрологическую роль углекислоты в природных процессах, кальцит отличается исключительной распространенностью, являясь составной частью самых разнообразных пород и руд. Для него характерны простота диагностических признаков, широкая распространенность, высокие содержания в породах и рудах, относительная легкость выделения мономинеральных фракций и другие качества, существенно облегчающие исследования и упрощающие технологию практического использования полученных результатов.

Геохимические свойства кальцита (или его типохимизм) обусловлены широкими возможностями изоморфных замещений в нем кальция на стронций, барий, магний, железо, марганец, редкие земли, свинец, цинк и другие элементы-примеси. Вариации содержаний данных примесей очень велики, их количества могут меняться в пределах трех-четырех и даже пяти порядков, четко отражая особенности условий формирования кальцита и сингенетических с ним пород и руд. Связь между величинами содержаний примесей в кальците и условиями его образования весьма сложная, так как обусловлена большим числом разных факторов. Не останавливаясь подробно на этих еще во многом не решенных вопросах, можно только отметить, что геохимические особенности кальцита в целом определяются внутренними и внешними факторами. В числе первых главную роль играют свойства кристаллической решетки кальцита и степень геохимического родства элемента-примеси и кальция; в числе вторых — состав минералообразующей среды, температура и давление. Сложные взаимоотношения всех этих факторов обуславливают очень широкое разнообразие эндогенных кальцитов. Практически любой генетический тип кальцита обладает своей, только ему присущей, спецификой состава, но выбор наиболее информативных признаков (элементов-примесей) и количественная оценка данной специфики вызывают наибольшие трудности. В качестве наиболее простых вариантов для целей выделения определенного генетического типа кальцита могут быть использованы абсолютные величины содержаний одного, двух или трех элементов-примесей. Часто этого бывает достаточно для прогнозных оценок, так как одновременно можно использовать обычные геологические данные (визуальные петрографические, минералогические и др.). В частности, данные по абсолютным содержаниям в кальцитах только двух элементов (стронция и бария) могут быть достаточными для четкого разделения не только многих кальцитов из месторождений разных формаций (рис. 1), но и разных кальцитов в одном месторождении (рис. 2). Так, для кальцитов из карбонатитов характерно повышенное содержание стронция, бария и редких земель одновременно. Практически только по содержанию первых двух элементов можно весьма точно установить принадлежность данного кальцита к карбонатитовому типу (см. рис. 1). Весьма сходны с ними по этим показателям только первичные кальциты кимберлитов.

Примером большого разнообразия кальцитов в пределах одного месторождения может служить Слюдянское флогопитовое месторождение

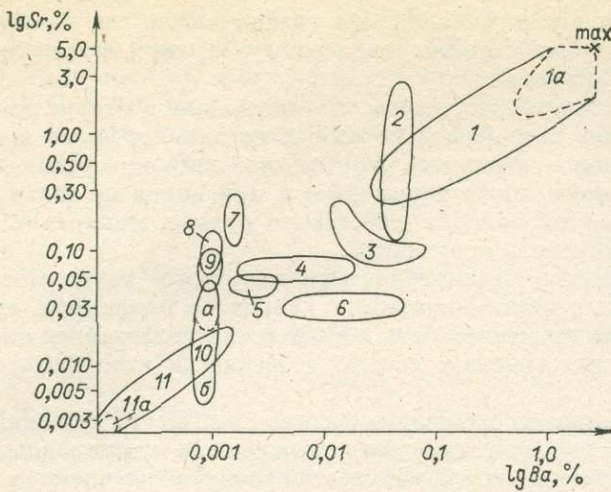


Рис. 1. Схема составов эндогенных кальцитов карбонатных пород разных генетических типов (по содержанию стронция и бария).

Цифры на схеме: 1 — карбонаты 12 массивов СССР и других стран (1а — карбонатиты ультракалийевых щелочных комплексов Мурунского массива СССР; max — область максимальных содержаний стронция (5%) и бария (2%) в кальцитах карбонатитов); 2 — неизмененные (первичные) кимберлиты Якутии; 3 — магнезиальные (флогопитоносные) постмагматические скарны глубинных комплексов Алдана и Прибайкалья; 4 — известковые скарны Закавказья; 5 — известковые и магнезиальные мраморы и кальцифиты высокометаморфизованных комплексов Прибайкалья и Алдана; 6 — измененные мраморы (скарны магматической стадии) на контакте с гранитами и пегматитами Прибайкалья; 7 — кальцитовые прожилки с сульфидами в магнезиальных скарнах Прибайкалья; 8 — полиметаллические руды с кальцитом Забайкалья; 9 — медно-молибденовые руды с кальцитом Закавказья; 10 — кальцитосодержащие магнетитовые руды ангаро-илшимских железорудных месторождений Восточной Сибири: а — ранние, б — поздние; 11 — кальцитосодержащие жильные породы месторождений исландского шпата Сибири (11а — собственно исландский шпат).

енные мраморы (скарны магматической стадии) на контакте с гранитами и пегматитами Прибайкалья; 7 — кальцитовые прожилки с сульфидами в магнезиальных скарнах Прибайкалья; 8 — полиметаллические руды с кальцитом Забайкалья; 9 — медно-молибденовые руды с кальцитом Закавказья; 10 — кальцитосодержащие магнетитовые руды ангаро-илшимских железорудных месторождений Восточной Сибири: а — ранние, б — поздние; 11 — кальцитосодержащие жильные породы месторождений исландского шпата Сибири (11а — собственно исландский шпат).

(Юго-Западное Прибайкалье), где по содержаниям стронция и бария в кальцитах большая часть типов карбонатных пород достаточно четко различается (см. рис. 2). Использование большого числа элементов-примесей может сделать эти различия более значимыми. Здесь следует отметить закономерность, выражающуюся в том, что именно синрудные кальциты (т. е. кальциты, сокристаллизующиеся с рудами) часто обладают ярко выраженными аномалиями в составе. В общем это закономерно, если учитывать, что в абсолютном большинстве случаев для формирования руд необходимы аномальные условия.

Возможность достоверного распознавания генетических типов кальцитов по их геохимическим особенностям может быть использована в геологических исследованиях:

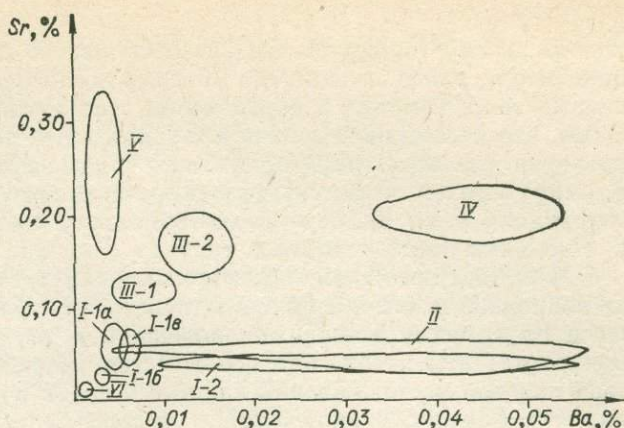
- 1) для непосредственного поиска месторождений на всех этапах поисковых работ;
- 2) для выделения и оконтуривания рудных тел в пределах месторождений и рудных полей;
- 3) для распознавания интересных в промышленном отношении генетических типов кальцитовых и кальцитосодержащих пород;
- 4) для установления генетической (или формационной) принадлежности выявленных рудопоявлений, геофизических и геохимических аномалий;
- 5) для оценки перспектив разных участков разведываемых месторождений;
- 6) для повышения информативности керна буровых скважин.

В целом данные по типоморфным особенностям эндогенных кальцитов могут быть использованы на всех этапах поисков месторождений, вплоть до разведки и эксплуатации. Правда, их применение ограничено лишь участками развития эндогенной кальцитовой минерализации.

Сопровождая разные типы руд, эндогенные кальциты распространяются много шире, нежели искомый минерал. Это значительно облегчает поиски месторождений по известной геохимической специфике синрудного кальцита. Яркий пример этого — случай с карбонатитами, когда по анализу кальцита можно с высокой степенью достоверности выявить карбонатитовые породы (кальцитовые и кальцитосодержащие), в то время как при обычных геологических изысканиях карбонатиты часто пропускаются (их путают с метаморфическими, скарновыми и другими образованиями). История изучения карбонатитовых массивов мира, в том числе и вмещаю-

Рис. 2. Средние содержания стронция и бария (90%-ные доверительные интервалы) в кальцитах разных генераций из пород слюдяных флогопитовых месторождений Прибайкалья.

I — кальциты метаморфических карбонатных пород: I-1а — мраморы кальцитовые белые, I-1б — мраморы и кальцифиры доломит-кальцитовые, I-1в — диоксид-кварц-кальцитовые породы с апатитом, I-2 — мраморы и кальцифиры розовые; II — кальциты магнетитовой стадии; III — кальциты постмагматических магнетитовых скарнов: III-1 — тела на контакте с гранитоидами — «корковый» тип, III-2 — пластовые тела на контактах мраморов с гнейсами — «гнездовой» тип ослюдения; IV — кальциты лестничных жил; V — кальциты из сульфидно-кальцитовых гидротермальных постфлогопитовых прожилков; VI — низкотемпературные и холодноводные кальциты из пустот выщелачивания в лестничных жилах.



Эти крупнейшие месторождения, избобилует такого рода примерами. В подтверждение эффективности способа распознавания карбонатитов по геохимическим особенностям кальцитов [Воробьев, 1979] можно приве-

сти пример обнаружения нового карбонатитового массива на северо-западе Алданского щита (Южная Якутия), вмещающего новый вид самоцветного сырья — чароит. В детально геологически изученном районе, где карбонатиты не обнаруживались и не предполагались, по результатам анализа нескольких проб кальцита из ранее выявленных чароитовых пород были предположены, а вскоре целенаправленным поиском точно установлены карбонатиты.

Этот пример может служить также иллюстрацией возможностей использования кальцитов для установления формационной принадлежности выявленных рудопоявлений (в данном случае — выявления карбонатитовой природы чароитовой минерализации).

В качестве примера практического использования геохимических особенностей кальцитов можно привести способ обнаружения флогопит-кальцитовых жил [Воробьев и др., 1977] на Слюдянском флогопитовом месторождении (Южное Прибайкалье). Широкое развитие в пределах месторождения разных по генезису, но близких по минеральному составу (кальцит, диоксид, флогопит, апатит) существенно кальцитовых пород весьма затрудняло применение буровых работ для обнаружения лестничных флогопит-кальцитовых жил — главного источника флогопита. В керновом материале эти жилы почти не отличались от других флогопитсодержащих кальцитовых пород. Специфика состава кальцита из жил (см. рис. 2) полностью решила эту проблему, так как кроме достоверного установления пересечения скважиной жил позволила по тому же составу кальцита устанавливать потенциальную ценность каждой конкретной жилы. Данный пример может также служить иллюстрацией возможностей использования кальцитов для повышения информативности керна буровых скважин. В качестве примера, показывающего, насколько широко можно использовать практически любые геохимические особенности кальцитов, приведем следующее.

При исследованиях типоморфных особенностей кальцитов из железорудных месторождений ангаро-илимского типа, располагающихся в южной части Сибирской платформы в структурах типа «трубок взрыва», по характеру многочисленных включений минералообразующего флюида установлены аномальная минерализация рудообразующих растворов, достигающая величины 500–600 г/л [Воробьев, 1978]. Это явление получает удовлетворительное объяснение, если учесть, что указанные рудовмещающие структуры (трубки взрыва) пересекают осадочный чехол платформы, включающий пласты каменной соли мощностью в сотни метров. Все указывает на мобилизацию гидротермальными растворами солей из

подстилающей галоидной толщ. Полученные данные подтвердили предположения, ранее выдвинутые многими исследователями, об участии соленосных толщ кембрия в образовании этих месторождений. Наши выводы о том, что аномально высокая минерализация растворов должна быть характерна для всех гидротермальных образований Сибирской платформы, формирующихся в структурах, пересекающих галоидные толщи, подтвердились и на примере гидротермальной кальцитовой минерализации в отдельных кимберлитовых трубках Якутии.

Мобилизация солей гидротермальными растворами прямо указывает на возможность оценки наличия и состава глубокозалегающих галоидных толщ по химизму флюидных включений в рассматриваемых кальцитах. Эти результаты послужили основой для разработки геохимического метода поисков месторождений калийных солей на Сибирской платформе по анализу флюидных включений в кальцитах из гидротермалитов многочисленных трубок (их уже насчитывается несколько сотен), распределенных на очень больших площадях и представляющих собой готовые природные глубокие скважины.

Приведенные три совершенно разных примера использования геохимических особенностей эндогенных кальцитов в поисковой практике наглядно показывают многообразие практических задач, которые могут быть решены таким способом. В целом опыт многолетней практики разработки и применения такого рода геохимических методов на самых различных объектах полностью подтвердил их высокую надежность и несомненную эффективность.

Необходимо заметить, что геохимические особенности кальцитов не ограничивают весь набор их типоморфных признаков. Не менее ценная информация может быть получена и по целому ряду других его свойств (микротвердость, цвет, люминесценция, состав твердых включений и т.д.). Весь потенциальный комплекс поисковых методов, основанных на типоморфных свойствах эндогенных кальцитов, обозначен нами единым термином — «кальцитометрические методы». Суть этих методов состоит в том, что в качестве минерала-информатора (или минерала-индикатора) выступает кальцит, а качественные и количественные измерения его типоморфных свойств — главный источник получения полезной геологической информации.

Продолжая исследования по разработке и практическому применению кальцитометрических методов поисков, мы надеемся, что они могут быть использованы для выявления типоморфных особенностей других минералов и окажут положительное влияние на ускоренное развитие минералого-геохимических методов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Воробьев Е. И. К проблеме поисков калийных солей на Сибирской платформе по флюидным включениям в гидротермальных минералах. — В кн.: Теория и практика термобарогеохимии. М.: Наука, 1978, с. 206—209.
- Воробьев Е. И. Геохимическая специфика кальцитов из карбонатитов как поисковый критерий. — В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск: изд. Сибирского института геохимии, 1979, с. 100—103.
- Воробьев Е. И., Резницкий Л. З., Онготоев А. Р. Использование данных керновых проб при геохимическом опробовании (на примере Слюдянских месторождений Юго-Западного Прибайкалья). — Известия вузов. Геология и разведка, 1977, № 8, с. 62—68.

## ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ВЫВЕТРИВАНИИ

Процессы выветривания играют исключительную роль в распределении рудных, в том числе и редких, элементов в зоне гипергенеза. Выявление закономерностей поведения и распределения редких элементов в процессах выветривания и их продуктах позволяет ответить на ряд вопросов, стоящих перед геохимическими поисками. Прежде всего, в какой мере продукты выветривания унаследуют повышенные концентрации редких элементов в исходных породах и, следовательно, в какой мере могут быть использованы для выявления первичных ореолов рудных месторождений.

В этом отношении важно установление взаимосвязи форм нахождения редких элементов в исходных породах и продуктах выветривания, а также причин накопления (концентрации) или выноса (рассеяния) их в корах выветривания.

Ответ на эти вопросы, по нашему мнению, внесет свой вклад в важное дело геохимических поисков как в традиционных районах, так и на территориях освоения, к которым могут быть отнесены районы мощного развития кор выветривания (Украинский кристаллический щит, Кокчетавская глыба, Салаир, Енисейский край, Северное предгорье Алтая и др.).

Изучение поведения Be, V, Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Zr и Hf при формировании мезозойских и кайнозойских кор выветривания, широко развитых в СССР, показало, что наиболее важными факторами, определяющими поведение и конечное распределение этих редких элементов в продуктах выветривания, являются: а) форма нахождения их в исходных породах; б) физико-химическая обстановка выветривания, отраженная в качественном и количественном составе новообразованных глинистых минералов; в) характер и интенсивность наложенных на кору выветривания вторичных процессов и др.

Анализ полученных нами материалов показывает, что распределение редких элементов в исходных породах, в том числе и когда они образуют геохимические поля концентрирования, в зоне гипергенеза в одних случаях существенно преобразуются, в других — четко наследуются.

В коре выветривания независимо от полноты профиля всегда хорошо сохраняются такие поля концентрирования, в которых редкие элементы представлены собственными минералами, устойчивыми при выветривании, такими как турмалин, тантало-ниобаты, циркон, циртолит, малакон и др. Более сложная картина распределения редких элементов в элювии наблюдается, когда в исходных породах они связаны в породообразующих минералах или неустойчивых к выветриванию аксессуориях. В процессах выветривания происходит разделение геохимически родственных пар элементов, таких как V и Be, Nb и Ta и др.

**Бор и бериллий.** Обобщение данных по распределению V и Be в каолиновых корах выветривания и гранулометрических фракциях позволяет считать их геохимически активными элементами в зоне гипергенеза. Во всех без исключения разрезах V и Be испытывают значительное перераспределение или вынос. Эти процессы приводят к тому, что коэффициенты концентрации элементов резко варьируют не только для кор выветривания различных регионов и различных типов пород, но и от профиля к профилю в пределах одного района и даже от зоны к зоне в одном разрезе (табл. 1). Например, для V эти колебания в целом по корам выветривания составляют от 0,25 (элювий гранитов Зерендинского массива на Кокчетавской глыбе) до 4,9 (в выветрелых габбро-анортозитах и мигматитах Украинского щита). Для Be соответственно: от 0,63 (плагииграниты Восточного Саяна) до 4,55 (амфиболиты Юго-Западного Салаира). В коре

Распределение Ве и В в корях выветривания

Порода	Зона									Кора в целом		
	исходная		дезинтеграции			глин			n	$\bar{x}$	K	
	n	$\bar{x}$	n	$\bar{x}$	K	n	$\bar{x}$	K				
<i>Енисейский край</i>												
Гранит	13	2,0 5,5	11	2,0 7,5	0,80 1,1	8	2,4 12,0	0,75 1,53	19	2,2 10,0	0,78 1,30	
<i>Юго-Западный Салаир</i>												
Диорит	3	1,9 21,0	3	2,0 52,0	0,96 2,23	11	2,4 26,0	0,84 0,81	14	2,2 32,0	0,86 1,10	
Амфиболит	3	0,6 20,0	4	3,4 26,0	4,44 1,60	9	1,9 26,0	1,78 0,74	13	2,4 26,0	2,50 0,84	
<i>Кокчетавская глыба</i>												
Гранит	2	2,6 29,0	6	3,4 11,0	1,00 0,32	12	3,2 9,5	0,76 0,22	18	3,2 10,0	0,25 0,82	
»	1	5,4 42,0	2	4,2 71,0	0,67 1,45	6	3,6 16,0	0,45 0,26	8	3,8 29,0	0,51 0,56	
Спелит	4	3,5 51,0	5	4,2 89,0	1,8 1,57	5	4,2 33,0	0,72 0,39	10	4,2 61,0	0,86 0,90	
Габбро	1	3,5 23,0	4	3,5 65,0	0,86 2,20	4	6,0 22,0	0,97 0,54	8	4,7 46,7	0,92 1,35	
<i>Чаткало-Кураминская зона</i>												
Кварцевый порфир	16	Не опр. 19,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
			24	27,0	1,33	36	46,0	1,70	60	38,4	1,55	
<i>Украинский кристаллический щит</i>												
Мигматит	2	Не опр. 3,0	6	14,7	3,40	6	22,5	4,90	12	18,6	4,05	
Габбро-анартозит	3	11,0	5	79,0	4,83	15	82,0	4,16	20	80,0	4,30	

Примечание. Здесь и далее: n — число анализов;  $\bar{x}$  — среднее содержание элемента, г/т; K — коэффициент концентрации; прочерк — данные отсутствуют; для каждой группы пород верхняя строка — по Ве, нижняя — по В.

выветривания габбро Еленовского массива Кокчетавской глыбы В существенно накапливается в зоне дезинтеграции ( $K = 2,2$ ), но энергично выносится из зоны глин ( $K = 0,54$ ). Аналогичная картина наблюдается и для Ве, при этом В проявляет черты более подвижного элемента в сравнении с бериллием.

Одним из факторов накопления В и Ве в профилях выветривания является возникновение сорбционно-емких новообразований, и в первую очередь гидрослюд, смешаннослойных минералов и гидроокислов железа, что подтверждено n,  $\alpha$ -радиографическими исследованиями [Щербов, Сухоруков, 1980]. Отклонения наблюдаются в тех случаях, когда выветриванию предшествует гидротермальная проработка пород [Сухоруков, Щербов, 1979]. Зависимость поведения В и Ве от типа новообразованных минералов часто маскируется уровнем содержания их в исходных породах: чем ниже содержание, тем выше вероятность увеличения концентрации элементов в элювии за счет захвата гипергенными минералами из циркулирующих в корях выветривания растворов. Первоначальное распределение В и Ве в профиле выветривания может изменяться вторичными процессами в результате дополнительного привноса их фильтрующимися водами из вышележащего осадочного чехла, как это отмечается во многих разрезах кор выветривания Кокчетавской глыбы и Салаира. Здесь часто происходит увеличение содержаний В непосредственно на кон-

такте элювиальных пород с перекрывающими рыхлыми образованиями, когда последние обогащены им. Если перекрывающие кору выветривания породы не содержат высоких концентраций В, то обогащение ими верхних горизонтов не происходит. На Украинском щите в большинстве разрезов содержание В увеличивается, даже если влияние вышележащих пород исключено. Это увеличение содержания В в корах выветривания Украинского щита, скорее всего, происходило во время элювиального процесса. Источником В при этом могла быть вулканическая деятельность Кавказа и Карпат.

Если исходные породы содержат турмалин, то основная масса В при гипергенных изменениях остается стабильной, а миграция В из коры выветривания за счет разрушения породообразующих минералов мало ощущается. Неравномерное распределение турмалина в выветривающихся породах может создавать аномалии элемента, которые почти полностью наследуются корой выветривания.

Распределение В и Ве в гранулометрических классах имеет самый различный характер и зависит от многих причин: накопления или выноса элементов в профиле выветривания, минерального состава фракций, размера и удельной поверхности частиц [Сухоруков, Щербов, 1979].

Величина В/Ве варьирует в широком диапазоне даже в пределах одного элювиального разреза от зоны к зоне и представляется нам малоинформативной в отношении поведения этой пары элементов.

**Литий, рубидий, цезий.** Поведение этих элементов изучено в профилях выветривания кислых пород, не содержащих их собственных минералов.

Литий обычно выносится из профиля выветривания пород, причем преимущественно на начальных стадиях выветривания, а в зоне глин, где он прочно связан в каолините, накапливается по сравнению с зоной дезинтеграции. Вероятно, Li, ион которого имеет размер, близкий к иону Al, в шестерной координации входит в решетку каолинита. Подтверждением этому служит наблюдаемая прямая зависимость между содержанием Li в каолинитах и степенью упорядоченности его структуры.

Рубидий ведет себя при выветривании прямо противоположно Li. Он почти всегда накапливается в зоне дезинтеграции и выносится из зоны глин. Причем эта закономерность сохраняется и при высоких содержаниях его в исходных породах.

Цезий в большинстве случаев ведет себя аналогично Rb. Уменьшение величины отношений K/Rb, K/Cs и Rb/Cs в зоне глин по сравнению с таковыми в исходных породах (табл. 2) свидетельствует о более энергичном выносе из профилей выветривания K по отношению к Rb и Cs, и Rb по отношению к Cs, что полностью соответствует направленному ряду уменьшения энергии гидратации щелочных элементов [Лебедев, 1957].

Рубидий и цезий должны удерживаться в профиле выветривания сильнее, чем K, что и наблюдается в зоне дезинтеграции, где формируется основная масса трехслойных минералов. Важным является то, что относительный вынос редких щелочей не зависит от уровня содержания их в исходных породах и колеблется от 40 до 60% (см. табл. 2).

**Ниобий, тантал, цирконий и гафний.** Nb и Ta, так же как Zr и Hf, при гипергенных изменениях первичных ореолов являются подвижными элементами, причем степень миграционной способности Nb и Ta заметно выше таковой Zr и Hf. В изученных продуктах преобразования первичных ореолов коэффициенты концентрации Nb и Ta обычно изменяются в пределах 0,4—0,8 (табл. 3). Максимальный вынос Ta (до 62%) установлен в элювии биотит-роговообманковых гранитов Зерендинского массива, где этот элемент концентрируется в неустойчивых к выветриванию акцессориях, прежде всего в сфене, а также в породообразующих минералах (биотите, амфиболе). Отсутствие собственных устойчивых минералов Nb и Ta в первичных ореолах уменьшает степень подвижности этих элементов при гипергенных изменениях. Вторичные наложенные процессы могут существенно изменять распределение Nb и Ta в элювиальных про-

Распределение Li, Rb, Cs в корах выветривания гранитов

Зона									Кора в целом		
исходная		дезинтеграции			глин						
n	$\bar{x}$	n	$\bar{x}$	K	n	$\bar{x}$	K	n	$\bar{x}$	K	
<i>Украина</i>											
6	19,21	11	15,4	0,80	16	30,09	1,56	27	22,7	1,48	
6	203,16	11	274,5	1,35	16	86,1	0,42	27	162,8	0,88	
6	1,26	11	2,16	1,71	16	1,32	1,04	24	1,66	1,26	
	215,8		168,5			209,6			181,5		
	34761,9		21342,5			13636			17710,8		
	191,2		127,0			65,2			98,5		
<i>Северный Казахстан</i>											
4	34,4	8	22,8	0,66	22	21,8	0,63	30	33,89	0,98	
4	273,2	8	278,7	1,02	22	130,8	0,47	30	170,3	0,52	
4	5,57	8	5,53	0,99	22	4,26	0,76	30	4,59	0,82	
	131,0		126,3			123,8			124,5		
	6409,3		6365,3			3779,3			4618,7		
	49,0		50,4			30,7			37,1		

Примечание. Первая строка сверху в каждой группе пород — данные по Li, вторая — по Rb, третья — по Cs, четвертая — по величине отношения K/Rb, пятая — по K/Cs, шестая — по Rb/Cs.

дуктах первичных ореолов. Можно полагать, что значительное накопление Nb и Ta (см. табл. 3) в корах выветривания из предгорий Алтая связано не только с процессами остаточного накопления и аккумуляции гидроокислами Fe, но также с возможной миграцией этих элементов из перекрывающих осадочных отложений, нередко содержащих залежи бокситов с повышенным содержанием Nb и Ta.

В процессах гипергенного изменения первичных ореолов происходит также разделение геохимически родственных Nb и Ta при большей подвижности последнего и, кроме того, отделение этих элементов от геохимически близкого элемента-гидролизата Ti. Наиболее существенными процессами концентрирования Nb и Ta при выветривании являются сорбция их гидроокислами Fe и тонкодисперсными глинистыми минералами, а в случаях, когда в первичных ореолах присутствуют собственные минералы Nb и Ta, — процессы остаточного накопления этих минералов. Поэтому наиболее индикаторными для обнаружения Nb и Ta в элювии на первичных ореолах являются тонкие глинистые фракции (<0,001 мм) и фракции песчаной размерности (>0,05 мм).

Коэффициенты концентрации Zr и Hf в элювии первичных ореолов (см. табл. 3) обычно колеблются в пределах 0,8—1,2, причем величины этих коэффициентов для Hf, как правило, всегда ниже, чем для Zr. Таким образом, в процессе несущественного выноса или накопления этих элементов при выветривании достаточно прослеживается тенденция разделения и этой геохимически родственной пары при большей подвижности Hf [Цибульчик и др., 1979; Цибульчик, Пономарчук, 1980]. В первичных ореолах Zr и Hf чаще всего связаны с устойчивым к выветриванию цирконом, поэтому наиболее информативной для обнаружения этих элементов в продуктах выветривания является фракция 0,01—0,5 мм, в которой обычно концентрируется циркон.

Таким образом, при гипергенных преобразованиях первичные ореолы Zr и Hf наследуются элювиальным материалом в большей мере, нежели Nb и Ta. Для Nb и Ta, как элементов более подвижных, процессы вторич-

Распределение Та, Nb, Zr, Hf в корах выветривания

Порода	Зона								Кора в целом		
	исходная		дезинтеграции			глин			n	$\bar{x}$	К
	n	$\bar{x}$	n	$\bar{x}$	К	n	$\bar{x}$	К			
<i>Кокчетавская глыба</i>											
Граниты ордногорского комплекса	52	54,6	6	35,2	0,55	16	39,4	0,52	22	38,3	0,53
	58	6,0	14	6,9	0,93	101	4,3	0,53	115	4,6	0,60
	32	134,3	16	156,3	1,01	74	240,5	1,30	90	225,5	1,27
	12	5,4	9	5,3	0,92	35	6,4	0,92	44	6,2	0,92
Граниты Зерендинского массива	10	28,0	4	13,0	0,39	6	27,2	0,65	7	25,1	0,63
	4	1,3	9	0,4	0,26	14	1,0	0,50	23	0,7	0,38
	2	160,0	3	249,0	1,31	12	263,5	1,10	15	260,6	1,15
	1	6,9	2	7,9	1,0	4	13,8	1,33	6	11,8	1,22
Сиептиты Еленовского массива	5	66,2	9	49,4	0,63	9	55,4	0,50	18	52,1	0,57
	18	3,5	10	1,8	0,45	10	3,8	0,66	20	2,8	0,60
	5	221,4	9	379,3	1,46	9	631,7	1,70	18	505,4	1,67
	7	6,4	6	7,6	1,00	1	16,0	1,53	7	8,8	1,06
<i>Предгорья Алтая</i>											
Граниты Горного Алтая	10	5,5	5	19,3	3,00	17	19,5	2,50	22	19,4	2,64
	7	0,6	5	1,7	2,31	16	1,9	2,12	21	1,8	2,18
	10	167,3	5	158,3	0,81	20	173,2	0,72	25	170,2	0,76
	2	6,0	—	—	—	7	5,7	0,66	—	—	—
Диориты Горного Алтая	2	1,7	3	10,5	5,22	12	27,0	10,00	15	23,7	8,91
	2	0,5	4	1,4	2,35	15	1,3	1,64	19	1,3	1,78
	2	177,6	4	186,8	0,92	14	255,3	0,92	18	240,0	0,92
	—	—	2	3,1	—	2	5,5	—	4	4,3	—
Граниты Рудного Алтая	4	3,2	2	20,7	5,42	5	32,8	7,10	7	29,3	6,74
	3	1,0	3	1,3	1,07	5	1,5	1,04	8	1,4	1,04
	6	171,4	3	177,6	0,86	7	232,5	0,93	10	216,0	0,91
	2	5,4	2	5,6	0,85	3	5,8	0,71	5	5,7	0,78

Примечание. Первая строка сверху в каждой группе пород — данные по Nb, вторая — по Та, третья — по Zr, четвертая — по Hf.

ного наложения могут существенно изменять картину их распределения в элювии, способствуя возникновению ложных аномалий, что необходимо учитывать при поисковых геохимических исследованиях в закрытых районах.

\* \* \*

\*

Рассмотрение особенностей поведения В, Ве, Li, Rb, Cs, Nb, Та, Zr, Hf в процессе гипергенного преобразования их первичных ореолов в различных типах пород изученных районов показало, что при значительных различиях в поведении все они обладают подвижностью при выветривании. При этом В оказывается подвижнее Ве, Nb—Та, Zr—Hf и Rb—Cs, т. е. в процессах выветривания происходит разделение этих геохимически родственных пар элементов. Различное поведение этих элементов прежде всего обязано различным механизмам удержания их в профиле выветривания. В, Ве, Li фиксируются в новообразованных глинистых мипералах путем изоморфного вхождения в их решетки или так же, как

Rb и Cs, сорбируются глинистыми минералами и гидроокислами Fe; Nb, Ta, Zr, Hf либо накапливаются в виде остаточных собственных минералов во фракциях  $>0,01$  мм, либо также сорбируются глинистыми минералами и гидроокислами Fe; В, если он в первичном ореоле связан в турмалине, концентрируется во фракциях  $>0,01$  мм. Выветривание пород, содержащих В в других собственных минералах, приводит к существенному его выносу.

При геохимических поисках в полях, преобразованных выветриванием первичных ореолов, необходимо исходить из того, что наиболее информативны остаточные концентрации, представленные собственными минералами редких элементов. Поэтому в элювии наиболее контрастно первичные ореолы проявляются во фракциях  $>0,01$  мм. Значительной «памятью» о первичных концентрациях обладает также фракция  $<0,001$  мм, в которой редкие элементы удерживаются благодаря сорбционным процессам.

В элювиальном профиле могут формироваться и ложные аномалии редких элементов: в зоне дезинтеграции в случае широкого развития трехслойных глинистых минералов; и в зоне глин погребенных кор выветривания в случае дополнительного привноса их фильтрующимися водами из вышележающих пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1957. 342 с.
- Сухоруков Ф. В., Щербов Б. Л. Бор и бериллий в корях выветривания Красноярского края. — В кн.: Геохимия рудных элементов в процессах выветривания, осадконакопления и катагенеза. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 57—92.
- Цибульчик В. М., Пономарчук В. А. Ниобий, тантал, цирконий, гафний в корях выветривания из предгорий Алтая. — Литология и полезные ископаемые, 1980, № 5, с. 14—26.
- Цибульчик В. М., Пономарчук В. А., Трунова В. А. Ниобий, тантал, цирконий, гафний в корях выветривания Кокчетавского поднятия (Северный Казахстан). — В кн.: Геохимия рудных элементов в процессах выветривания, осадконакопления и катагенеза. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 49—56.
- Щербов Б. Л., Сухоруков Ф. В. Поведение бора при минеральных преобразованиях в корях выветривания кислых пород (по данным  $n$ ,  $\alpha$ -радиографии). — В кн.: Теоретическая и генетическая минералогия. Новосибирск: Наука, 1980, с. 95—98.

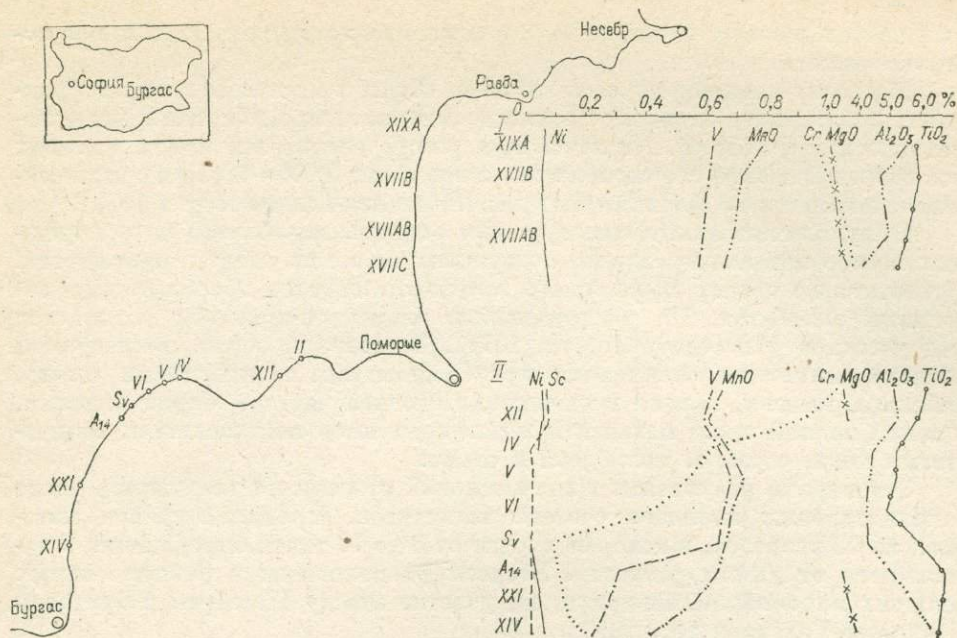
#### В. ЦВЕТКОВА-ГОЛЕВА

(Болгария)

### ЗНАЧЕНИЕ МАГНЕТИТА ПРИ РЕШЕНИИ ВОПРОСА ПИТАНИЯ ОСАДКОВ ШЕЛЬФА

(на примере Бургасского залива)

Изучение процессов питания осадков шельфа выявляет многосторонние связи между породами прилегающей суши и действующими факторами в шельфовой зоне. Предлагаемая статья — результат приложения минералогических методов исследования магнетитов из материнской породы как источника питания песков шельфа, и из песков разных частей шельфа как последнего этапа минералогической дифференциации. В работе используются результаты системных минералогических исследований, проводимых в последнее время на наблюдательных пунктах береговой зоны, мельководья и шельфа южного сектора болгарского побережья Черного моря.



Изменение содержаний основных окислов и элементов-примесей в магнетитах из песков береговой зоны и акватории болгарского шельфа (на примере Бургасского залива), %. Римские цифры и буквы — изученные профили.

Породы побережья по своему петрографическому составу очень пестры. Они относятся к Старопланинской структурной зоне (флиш и молласы) и к Среднегорской зоне, где в состав вулканогенно-осадочного комплекса входят туфы, туфобрекчии и туффиты, тейфродные породы, лавовые вулканисты, интрузивные породы широкого спектра и молодые осадки морского и континентального типа [Цветкова-Голева и др., 1979].

Разнообразие составов коренных пород и сложное строение склонов дополняется интенсивными оползнями, определяющими расчлененный характер надводного склона. В сочетании с режимом волн они благоприятствуют формированию россыпей [Цветкова-Голева, Симеонова, 1980].

Кварцевые пески в северной части изучаемой области (их питание идет из Старопланинской зоны) по направлению к югу становятся полимиктовыми, связанными с влиянием Среднегорской зоны. Граница двух провинций прослеживается вблизи дер. Равда (см. рисунок). Изменение состава песков выражается также повышенным содержанием тяжелой фракции, которая показывает предельные максимумы — 78%. Магнитная фракция достигает 93%, особенно вблизи дер. Сарафово. Высокие содержания тяжелых минералов характеризуются резким разнообразием их видового состава. В настоящее время описано около 42 минералов. Они представлены широким спектром разновидностей, начиная от самородных (золото) через моасанит до минералов со сложным составом, например, турмалина, пироксенов, ортита и др.

Магнетит составляет основную часть объема магнитной фракции. Минерал встречается в слабоокатанных октаэдрических кристаллах или в виде неправильных зерен с сохранившимися редкими гранями. Преобладают простые формы октаэдра, но встречаются и комбинации более сложных форм из (100) и (111). Соотношение кристаллов и неправильных зерен изменяется в пробах в следующих границах: 5—15 для фракции 0,50—0,25 мм; 15—32 для фракции 0,25—0,125 мм и 32—54 для фракции 0,125—0,063 мм. Это наблюдается в центральной части исследуемой области и в незатопленной долине р. Ахелой, севернее Бургаса. В северной части района соотношение значительно уменьшается и по мере исчезновения магнетита падает до 10—15 во фракции 0,125—0,063 мм. На осталь-

ных частях шельфа определение соотношения затрудняется низкими содержаниями магнетита.

Магнетит концентрируется главным образом в мелкозернистых фракциях. Установлена зависимость между содержанием магнетита и гранулометрической фракцией. Исследования распределения магнетита в песках показали изменение его содержания в границах 0,075—0,15 мм с максимумом накопления во фракции 0,12 мм [Цветкова-Голева и др., 1979].

Полуколичественные спектральные анализы магнетитов из прибрежных песков показали различие содержащихся в них элементов-примесей. Магнетиты из песков Бургасского залива отличаются преобладанием отдельных элементов. По распределению элементов-примесей выделяется ряд участков [Tsvetkova-Goleva, 1977]. В северной части исследуемой области магнетиты отличаются преобладающими количествами цинка, кобальта, никеля, галлия и скандия, в средней части — бария и калия, в самой южной части магнетиты характеризуются повышенными количествами меди, серебра, молибдена и олова.

Эти первые результаты в значительной степени подтвердились после дополнительных анализов состава магнетитов. Проанализирован материал из 13 разрезов, в которые входят от 3 до 10 точек опробования в зависимости от длины разрезов. Разрезы расположены в районе самых больших накоплений минерала, на участке между Несебром и Бургасом [Цветкова-Голева и др., 1979].

На рисунке приводятся вариационные кривые содержания в магнетитах основных окислов и элементов-примесей в процентах по разрезам с севера на юг. Заметны разные тенденции их накопления. Они выражаются в следующем: количество примесей ванадия, хрома и окиси марганца уменьшается в южном направлении; содержание примесей никеля, скандия и MgO остается почти на одном уровне; количество примесей  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  изменяется в узких границах без явно выраженной закономерности.

Эти результаты становятся более интересными, если учесть особенности состава магнетитов из пород прилегающей суши (см. таблицу). При сравнении содержания примесей в магнетитах из песков (см. рисунок) и из коренных пород (см. таблицу) устанавливается, что некоторые элементы содержатся в одинаковых количествах во всех исследованных породах, другие — только в определенных типах, например в пирокластитах или вулканитах. Самые высокие содержания ванадия установлены в магнетитах из габбро, сиенитов, андезитовых и базальтовых туфов. Хром, который показывает четко выраженную тенденцию убывания в магнетитах из песков, обнаруживается в заметных количествах в магнетитах из базальтов, трахиандезитов, андезитовых и базальтовых туфов. Содержание никеля связывается преимущественно с магнетитами вулканических и пирокластических пород, в интрузивных — оно уменьшается. Свинец и скандий не показывают ясно выраженной тенденции к накоплению в изученных минералах. Цинк встречается в магнетитах из габбро, базальтов, а медь — в магнетитах из базальтов и сиенитов.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что для исследуемых магнетитов характерны элементы-примеси, свойственные основным породам (ванадий, никель, кобальт); присутствие же бериллия, олова, скандия и цинка — о наметившейся щелочной тенденции. Полученные результаты соответствуют результатам, установленным для магнетитов из гранитоидов [Ляхович, 1973]. Было бы интересно проследить намеченные тенденции и в остальных типах коренных пород Странджанского синклинория и вне области непосредственного сноса материала.

Выявлены также закономерные изменения в содержании окислов в магнетитах в границах одного из разрезов в латеральном направлении. Это наблюдается как в береговой зоне, так и на шельфе и выражено возрастанием содержаний  $TiO_2$ , FeO и  $F_2O_3$  при снижении содержаний MnO. На современном уровне наших знаний это трудно объяснить. Объяснение, возможно, следует искать в изменении условий минералогической дифференциации в связи с явлением оксидации на участке надводного склона

Состав магнетитов из питающей провинции (Mg, Al, Mn в %, остальные в г/т)

Элемент	Туфы андезитовые	Туфы базальтовые	Базальты	Андезиты	Трахиандезиты	Латиты	Габбро	Габбро-диориты	Слениты
Cu	100	600	6000	10	600	30	100	300	3000
Ag	—	—	2	—	1	—	0,3	0,1	—
Au	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Be	2	2	30	2	20	10	—	—	Сл.
Mg	1	0,5	1	1,5	6	1	2	2	1,5
Sr	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zn	600	100	1000	100	600	300	1000	600	—
Al	3	3	5	3	1	3	3	0,1	0,2
Ga	20	30	30	10	6	30	30	30	10
Tl	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ge	—	—	—	6	—	—	1	—	—
Sc	30	6	30	30	10	60	30	3	6
Ti	5	1	3	6	1	8	4	1,5	2
Zr	—	—	1	—	—	1	1	1	1
Pb	100	60	200	100	60	200	100	100	60
Sn	—	—	30	—	10	—	6	6	10
As	600	—	300	300	—	300	200	—	300
Mo	2	2	1	1	1	Сл.	1	1	2
W	30	30	30	30	30	30	30	30	30
V	6000	3000	3000	6000	1000	3000	6000	6000	6000
Mn	1,5	0,3	0,5	1	0,3	3	0,5	0,4	0,4
Co	10	10	30	60	30	30	20	20	20
Ni	300	600	300	300	300	100	20	50	30
Cr	1000	1000	8000	1000	3000	100	100	700	100
n	3	3	8	6	2	2	8	2	3

Примечание. n — количество исследованных проб.

и в целом на шельфе. Согласно методу Кацуро и Кушико [Katsuro, Kushiiko, 1961], степень оксидации и коэффициент окисления магнетитов изменются в зависимости от глубины его нахождения. Анализ магнетитов из песков джеметинского возраста показал, что для осадков пляжа степень оксидации обычно не превышает 21. В то же время магнетиты из акватории характеризуются более высокими значениями — в интервале 22—23, что позволяет отнести их к группе магхемита.

Проведенные исследования на наблюдательных пунктах береговой зоны и мелководья позволили наметить основные черты накопления тяжелых минералов. Минералогическое районирование области позволило выявить изменение в равновесии между аккумуляционными и абразионными процессами. Намечена тенденция обогащения осадков тяжелыми минералами в южном направлении [Цветкова-Голева, Симеонова, 1980]. Локализация самых высоких содержаний тяжелых минералов на пляже и на шельфе между Несебром и Бургасом указывает на прямое питание осадков из абрадируемых клифов при активизации оползневых процессов.

В исследуемых пробах наблюдается высокая степень сохранности магнетитовых кристаллов, устойчивые соотношения кристаллов и неправиль-

ных зерен во фракциях. Это характерно для осадков, претерпевших небольшую транспортировку в результате прямого сноса материала непосредственно с участка прилегающей суши (Среднегорской зоны). В северной части (питание из Старопланинской зоны) содержание магнетита резко падает. Здесь соотношение кристаллы — зерна намного ниже, причем кристаллы встречаются только в мелкозернистых фракциях, а в основном минерал сильно обработан. Сопоставление состава магнетитов из песков побережья и акватории показывает несомненное сходство с магнетитами из пород вулканогенно-осадочного комплекса Среднегорской зоны. Повышенные содержания в магнетитах таких элементов, как ванадий, хром, никель, кобальт, цинк, доказывают генетическую связь магнетитов из песков с минералами из коренных пород прилегающей суши.

Сравнительное изучение примесей в магнетитах в сочетании с анализом морфологических особенностей минерала может успешно использоваться при решении вопросов питания осадков шельфа. Это, в частности, относится к условиям болгарского шельфа, где продольный транзит наносов не имеет определяющего значения при образовании морских осадков.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ляхович В. В. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. М.: Недра. 1973. 310 с.
- Цветкова-Голева В., Георгиев В., Пулец М., Приходска З. Состав и распределение тяжелых минералов в осадках пляжа и акватории Бургасского залива. — Палеонтология, стратиграфия и литология. 1979, в. 11.
- Цветкова-Голева В., Симеонова Г. А. Изменение в условията на формиране на съвременни морски утайки в Бургаската крайбрежна зона на черноморския шелф. — Океанология, Варна, 1980, в. 6.
- Katsuko T., Kushiko. Titanomaghemite in igneous rocks. — Amer. Miner., 1961, v. 46.
- Tsvetkova-Goleva V. Composition of the magnetite in the beach sands in the bay of Burgas. — Comt. REND. Bulg. Akad. Sci., 1977, v. 30, N 9.

С. В. ЛОНЦИХ

(СССР)

### ПРОБЛЕМА АНАЛИТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ ДЛЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ

При геохимических исследованиях и разработке методов поисков месторождений полезных ископаемых используется большое число различных физических и химических способов анализа. С помощью этих методов исследуется химический состав горных пород, почв, воды и многих других природных объектов. Погрешность результатов анализа, не учтенная при интерпретации результатов геохимических исследований и поисков, может привести к неверным гипотезам и выводам. Отсюда очевидно, что проблема достоверности анализа — одна из актуальных проблем не только аналитики, но и современной геохимии.

В последние годы для обеспечения точности методов анализа сделано очень много, но проблема в целом далеко не решена. Особенно остро эта проблема стоит при обеспечении единообразия измерений и точности приближенно-количественного спектрального анализа. Ни для кого не является секретом, что огромная информация, накопленная с помощью этого метода, по одним и тем же регионам, но полученная в различных лабораториях, остается несопоставимой.

Сложность анализа веществ различного типа, необходимость обеспечения единообразия методов определения концентраций элементов, особенно фоновых содержаний, обусловили в последние годы развитие нового

направления в аналитической химии — метрологии анализа веществ и материалов.

Изучение процессов измерений, разработка и совершенствование теоретических основ анализа вещества, минимизация погрешностей результатов определений, оценка их соответствия действительному содержанию элемента в пробе, разработка средств градуирования методик измерений и контроля правильности анализа, стандартизация и унификация метода определений — все это составляет основу метрологического подхода в аналитической химии.

На современном этапе развития теории методов анализа и их аппаратного оснащения одним из основных средств обеспечения правильности аналитических измерений являются стандартные образцы (СО). В общем случае работы по созданию СО представляют сложные многопрофильные исследования, требующие привлечения совместных усилий высококвалифицированных сотрудников лабораторий, владеющих принципиально различными методами анализа, и минералогов, геохимиков, математиков.

Исследования, связанные с созданием стандартных образцов для геологии и геохимии, реализуются в СССР, США, Франции, Канаде, Японии, ГДР и других странах. В последние годы разработано свыше 50 типов СО горных пород, почв, донных осадков и других природных веществ, представляющих значительный интерес для геохимии в целом.

Нами в течение 1968—1981 гг. создано большое число стандартных образцов горных пород, почв, донных осадков, информация о которых представлена в табл. 1. При их разработке использовался комплекс средств и способов обеспечения достоверности межлабораторного эксперимента, рассмотренный С. В. Лончихом и А. К. Паршиной (1979)\*.

В настоящее время намечена программа дальнейших работ в указанном направлении.

Тем не менее номенклатура СО остается весьма ограниченной. Отсутствуют СО для градуирования, оценки массового (приблизительно-количественного) спектрального анализа, широко используемого при геохимических методах поисков по ореолам и потокам рассеяния. Недоступны аналитикам СО для градуирования микроспектральных анализаторов (оптических и рентгеновских). Значительные затруднения возникают при создании и использовании СО для контроля правильности определений ряда редких и благородных металлов, распределение которых в анализируемых пробах характеризуется значительной величиной погрешности.

Применение СО для градуирования и контроля правильности различных методов анализа зависит от ряда факторов, к ним относятся: масса представительной пробы для анализа; крупность (размер) частиц, составляющих материал СО и анализируемой пробы; величина погрешности аттестации СО (погрешности, с которой установлено в нем содержание того или иного элемента); соответствие общего химического состава и физико-химических свойств СО анализируемым пробам.

Для чего следует использовать СО в практике геохимических исследований и анализа? Прежде всего для решения следующих задач:

- градуирования методик анализа;
- контроля правильности методов анализа;
- постановки внутрилабораторного и межлабораторного контроля;
- обеспечения единообразия и точности методов анализа;
- разработки новых методик анализа;
- апробации результатов аналитических и геохимических исследований;
- сравнительной оценки и объективного выбора оптимальных по точности методик и методов анализа;
- аттестации аналитической аппаратуры;
- аттестации методик анализа;

\* Лончих С. В., Паршина А. К. Журнал аналитической химии, 1979, вып. 12, с. 2453—2456.

Стандартные образцы, созданные в 1968—1980 гг.

Наименование и тип СО	Номер по Госреестру средств измерений СССР	Число аттест. элементов
СВТ-1, руда тантало-ниобиевая, амазонитовый гранит	101—71	2
СВТ-3, руда тантало-ниобиевая, карбонатит	102—71	2
СВТ-5, руда тантало-ниобиевая, альбитизированный гранит	103—71	2
СВТ-6, концентрат тантало-ниобиевый	104—71	2
СВТ-7, руда тантало-ниобиевая, пегматит	105—71	2
СВТ-8, концентрат тантало-ниобиевый	106—71	2
СВТ-9, концентрат ниобиевый	107—71	2
СВТ-12, руда тантало-ниобиевая, карбонатит	346—73	2
СВТ-13, руда тантало-ниобиевая, пегматит	347—73	2
СВТ-14, концентрат танталитовый	348—73	2
СВТ-15, концентрат колумбитовый	349—73	2
СВТ-16а, концентрат лопаритовый	350—75	12
СВТ-17, концентрат тантало-ниобиевый	651—75	3
ГВЧ-1, графит высокой чистоты	344—73	5
СТ-1А (СТ-1), горная порода, трапп	519—76	54
СГД-1А (СГД-1), горная порода, габбро-эссекситовое	521—74	54
СНС-1, руда нефелиновая	728—75	15
СБ-1, боксит	729—75	14
СБ-2, боксит	730—75	14
СА-1, горная порода, алевролит	811—80	39
СГ-2, горная порода, аляскитовый гранит	812—80	37
СИ-1, горная порода, доломитизированный известняк	813—80	27
СП-1, курский чернозем	901—76	36
СП-2, почва московская дерново-подзолистая	902—76	
СП-3, почва прикаспийская светло-каштановая	903—76	36
СКО-1—СКО-8 оловянные концентраты	1284—79	5
	1291—79	
СНС-2, нефелиновый спенит	1345—78	42
СНК-1, руда кобальто-никелевая	1346—78	4
СНК-2, руда кобальто-никелевая	1347—78	18
СДО-1, терригенная глина	1757—80	26
СДО-2, вулканогенно-терригенный ил	1756—80	28
СДО-3, известковый ил	1758—80	23
СЗР-1, руда золотосодержащая	1789—80	5
СЗК-1, флотоконцентрат	1787—80	5
СЗХ-1, хвосты флотации	1790—80	5
СЗХ-2, хвосты гравитации	1791—80	4
СЗК-2, флотоконцентрат	1788—80	5
СК-1, криолит	1824—80	7

— разработки государственных стандартов и др.

В настоящее время представляют интерес две системы стандартных образцов для геологии и геохимии. К первой можно отнести все стандартные образцы, которые используются в качестве аналитических стандартов, т. е. все образцы, о которых мы говорили выше. Ко второй группе можно отнести «геохимические стандартные образцы». Эта группа СО включает в себя природные материалы, которые должны характеризовать тот или иной геологический (геохимический) регион. В них достаточно надежно устанавливается и оценивается элементный, минеральный состав и другие параметры, представляющие интерес для поисковой геохимии.

Очевидно, что при разработке таких СО должны особо тщательно соблюдаться требования к отбору представительной исходной пробы и подготовке материала к исследованию и анализу.

В настоящем сообщении рассматриваются в основном аналитические стандартные образцы и некоторые актуальные вопросы обеспечения достоверности, необходимой при получении первичной геохимической информации, т. е. тех данных, которые получает геохимик в результате анализа вещества.

Полная погрешность анализа  $\sigma_{\Sigma}$  включает в себя погрешность из-за неоднородности распределения анализируемого элемента в исследуемых пробах —  $\sigma_n$ , и погрешность, характеризующую сходимость результатов измерений, —  $\sigma_{сх}$ .

Способы минимизации погрешности, характеризующей сходимость результатов измерений традиционно являются предметом исследований аналитиков и широко обсуждаются в монографиях и периодической печати. В то же время погрешность из-за неоднородности, величина которой имеет во многих случаях доминирующее значение, изучена в работах сравнительно небольшого числа авторов и не привлекла к себе того внимания исследователей, которое она заслуживает.

Информацию о выборе представительной массы анализируемой пробы и величине погрешности, характеризующей однородность распределения анализируемого элемента, наиболее полно получают в результате исследований, связанных с созданием СО. Этим, пожалуй, и объясняется, что практические рекомендации для аналитики не частного, а общего плана стало возможным делать только в последние годы.

В основу оценок погрешностей из-за неоднородности природных смесей положены представления о химической и остаточной неоднородности поликомпонентных дисперсных веществ и материалов. Использование этих понятий связано с тем, что получение гомогенной смеси, отвечающей метрологическим требованиям, зависит от двух основных факторов: от равномерности распределения элементов в природных веществах (природной дисперсии) и от качества пробоподготовки. Поэтому в рассмотрение вводится понятие дисперсии остаточной неоднородности  $V_{он}$ , которое используется в качестве критерия для оценки однородности рандомизированных смесей, и понятие дисперсии химической неоднородности  $V_{хн}$ , с помощью которой оценивается однородность реальных смесей. Первая вычисляется с помощью теоретических зависимостей и характеризует рассеяние исследуемого компонента в материале при хаотическом (рандомизированном) распределении частиц. Вторая дисперсия  $V_{хн}$  оценивается по результатам эксперимента, при планировании опытов по схемам одно-, двух- и трехфакторного дисперсионного анализа. Она характеризует изменчивость содержания элемента в различных частях вещества при использовании определенной массы пробы, идущей в анализ.

Когда образец в результате пробоподготовки по своим характеристикам приближается к рандомизированной смеси,  $V_{хн}$  имеет максимальную величину, в предельном случае —  $V_{хн} \approx V_{он}$ .

Предложенная Л. В. Кусакиной и С. В. Лонцихом (1971)\* методика исследования и оценки однородности применена как к созданию СО, так

Таблица 2

Рекомендуемые представительные массы проб ( $P^1$ ) (в г) для различных по точности методов анализа (СО—СТ-1А)

Элементы	$S_{r, он}$	$P^1$	$S_{r, b}$
Li, Ba, Be, Sr, Co, Cr, Cu, Pb, Ga, Ni, Si, Al, Ca, Na, K, Mg, Fe, Nb, Ta, V, Ti, Mn	0,0005	0,05	0,01
B, Y, P, Sn, F, PЗЭ	0,005	1	0,015
Zr, U, Th, Zn	0,011	1	0,03
W, Ge, Mo, S, As	0,027	2	0,06
Pb	0,058	5	0,06

Примечание. Относительные стандартные отклонения:  $S_{r, он}$  — характеризующее величину остаточной неоднородности;  $S_{r, b}$  — характеризующее сходимость параллельных определений метода анализа.

\* Кусакина Л. В., Лонцих С. В. Метрология. № 6. Приложение в ж. «Измерительная техника», М., 1971, с. 34—44.

Представительные массы проб для определения некоторых элементов в горных породах (мг)

Образцы	Определяемые элементы							
	Pb	Zr	Ti	Cu	Co	Be	Ge	Zn
СА-1, алевролит	150	150	150	150	150	50	50	150
СИ-1, доломитизированный известняк	250	400	250	250	250	250	100	250
СТ-2, аляскитовый гранит	1000	3000	3000	1000	300	100	100	1000
СТ-1А, альбитизированный гранит	2000	1000	1000	2000	2000	1000	—	2000
СТ-1А, трапп	5000	1000	1000	—	—	—	2000	1000
СГД-1А, габбро эссекпитовое	50	2000	2000	50	50	50	2000	50

и к разработке рекомендаций по минимизации погрешностей из-за неоднородности при анализе в геологии и геохимии.

В качестве примера в табл. 2 приведены величины относительных стандартных отклонений, характеризующих остаточную неоднородность СО СТ-1, и рекомендуемые для анализа представительные массы пробы. В табл. 3 приводятся массы представительных навесок для ряда элементов в различных образцах. Как видно из этой таблицы, одни и те же элементы, но в разных образцах, должны анализироваться с использованием различной массы пробы для анализа. Таким образом, для минимизации погрешностей определений, связанных с пробоподготовкой, необходимо провести классификации образцов и принять общие для аналитиков рекомендации. С этой целью нами в течение последних лет в свидетельствах на СО горных пород и в инструкциях по применению СО приводится дополнительная информация о том, какие массы пробы целесообразно использовать для определения различных элементов в природных веществах и материалах.

Опыт работы в указанном направлении позволяет считать, что применение предложенных ранее расчетных формул и рассмотренной методологии дает возможность разработать такую классификацию. Для этого необходимо иметь априорную информацию об общем химическом и минеральном составе исследуемых объектов. Такая информация всегда находится в распоряжении исследователей, работающих в области создания стандартных образцов дисперсных веществ и материалов.

В сообщении обсуждался только один из важных этапов работ по проблеме СО. Нерешенных задач здесь еще немало. Создание СО и разработка рекомендации по их применению уже сыграли большую роль в повышении качества первичной геохимической информации. Очевидно, что еще многое предстоит сделать. Представляется важным создание рациональной системы СО для градуирования и контроля различных методов анализа. Повидимому, важным фактором повышения эффективности такого рода исследований является развитие международных комплексных программ межлабораторного анализа, организация обмена СО среди участников кооперированных исследований, создание международного научного центра по этой проблеме.

В решении этих задач, безусловно, большое значение имеет научное сотрудничество в рамках международной ассоциации геохимии и космохимии.

**СОВМЕСТНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ  
СУБМИКРОГРАММОВЫХ КОЛИЧЕСТВ ЗОЛОТА,  
ПАЛЛАДИЯ, ПЛАТИНЫ И РОДИЯ СПЕКТРАЛЬНЫМ МЕТОДОМ  
С ХИМИЧЕСКИМ ОБОГАЩЕНИЕМ И ЕГО ПРИМЕНЕНИЕ  
В ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ**

Для изучения металлов группы золота и платины требуются высокочувствительные аналитические методы. В большинстве методов определения очень низких концентраций благородных металлов используется способ предварительного концентрирования методом пробирной плавки с последующим эмиссионным спектрографированием королька, содержащего благородные металлы [Hagen, 1954; Scobic, 1954], атомно-абсорбционной спектофотометрией благородных металлов после кислотного разделения или отделения со специальными реагентами. Ф. Бимин и Ван Лун [Beamish, Van Loon, 1972] описали использование тиобарбитуровой кислоты в качестве группового осадителя для Pt, Pd, Rh, Au. А Диамантатос [Diamantatos, 1978] использовал тиобарбитуровую кислоту для отделения благородных металлов после пробирной плавки и растворения королька в хлорной кислоте. Определение сделано с атомно-абсорбционным окончанием.

Авторы [Malhotra e. a., 1980] использовали тиобарбитуровую кислоту для осаждения родия и смогли определить до  $1 \cdot 10^{-5}\%$  Rh испарением озолонного осадка в 8-амперной дуге постоянного тока 3,4-метрового спектрографа марки Metre Jarrel Ash Ebert. С пределом обнаружения  $1 \cdot 10^{-6}\%$  методика была применена для палладия [Malhotra e. a., 1981]. Используя тиобарбитуровую кислоту в качестве группового осадителя для Au, Pd, Pt, Rh, авторы смогли определить спектральным методом с предварительным обогащением до 0,1 мкг Au, Pd, 0,3 мкг Pt и 0,5 мкг Rh. Спектр имеет небольшой фон, и отсутствуют наложения. Такие же пределы были известны для золота, только с использованием метода адсорбции на активированном угле с последующим спектральным определением озолонного остатка [Рубинович и др., 1963; Савичев, Шугуров, 1965]. Описываемый метод имеет явные преимущества в том, что можно одновременно определить четыре благородных металла. При использовании метода активированного угля присутствие кремния в золе приводит к значительному потемнению пластинки.

Метод с соответствующими изменениями применим для геологических проб, в которых при 50 г навески возможно определение  $2 \cdot 10^{-7}\%$  Au и Pd,  $6 \cdot 10^{-7}\%$  Pt и  $1 \cdot 10^{-6}\%$  Rh. В настоящее время исследования направлены на разработки подходящего быстрого метода разложения благородных металлов в геологических пробах до их группового выделения.

**МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ**

Тонкоизмельченный образец (—200 меш) обрабатывают царской водкой, а избыток азотной кислоты удаляют выпариванием с соляной кислотой. Затем добавляют около 20 мл хлорной кислоты и отдымляют. После отдымления избыток хлорной кислоты удаляется обработкой концентрированной HCl, затем пробу упаривают почти досуха. Остаток обрабатывают 150 мл 2N соляной кислоты и фильтруют через бумагу № 40.

Фильтрат, содержащий благородные металлы, нагревают до кипения и добавляют 20 мл тиобарбитуровой кислоты (1% в ледяной уксусной кислоте). Раствор выдерживается при слабом нагревании в течение часа,

охлаждается и фильтруется через фильтр средней плотности. Затем промывают 4—5 раз горячей водой.

Если в образце обнаружено высокое содержание железа, то целесообразно провести восстановление раствора 10%-ным хлористым оловом, так как осадок должен быть небольшим. Осадок озоляется в фарфоровом тигле в муфельной печи при 700°C.

Если осадок больше чем 100 мг, его растворяют в царской водке, упаривают, обрабатывают 2N-ным раствором HCl и пересаждают, как сказано выше.

Осадок смешивается со спектральночистым графитовым порошком и количественно переносится в графитовый электрод через полиэтиленовую «загрузочную» воронку. Смесь сжигают, используя анодное возбуждение без предварительного зажигания дуги и ток 8 А. Спектр записывается на пластинках Kodak N1 3,4-метровым спектрографом марки Ebert mounting Jarrel-Ash. После проявления пластинок спектральные линии расшифровываются на спектральном компараторе Jarrel-Ash console с 20-кратным увеличением.

Стандарты готовятся по приведенной выше методике. Для приготовления серии стандартов берутся следующие количества драгоценных металлов: 0,1, 0,3, 0,4, 0,5, 1,0, 2,0, 4,0 мкг Au, Rh, Pt, Pd. Использовались следующие спектральные линии:

Au: 2675,95 и 2427,95

Pd: 3404,50 и 3421,24

Pt: 3064,71 и 2659,45

Rh: 3396,85 и 3323,09

Чувствительность:

Au и Pd: 0,1 мкг каждого металла

Pt: 0,3 мкг

Rh: 0,5 мкг

### УСЛОВИЯ СПЕКТРОГРАФИРОВАНИЯ

Анод — спектральночистый графитовый стержень, имеющий размеры 3,8, 1,0 и 3,0 мм, глубиной 5 мм. Изготовитель — Ringedorf werke.

Катод — 6-миллиметровый спектральночистый угольный стержень, заостренный в форме карандаша. Дуговой промежуток — 3 мм. Ток — 8 А. Ширина щели — 0,015 мм. Проявление — проявитель Kodak D 19, разбавленный 1 : 1, при 15°C в течение 3,5 мин. Дуга фокусируется на щель, излучение концов электрода отсекается диафрагмой. Область — 2350—4850 Å в первом порядке.

### ПРИГОТОВЛЕНИЕ СТАНДАРТНЫХ РАСТВОРОВ

а. Золотые и палладиевые стандарты.

1) 1000 мкг/мл Au или Pd

Растворяют 0,1000 г спектральночистых Au или Pd в царской водке. Азотную кислоту удаляют выпариванием с соляной кислотой и разбавляют до 100 мл 2N HCl.

2) 100 мкг/мл Au или Pd

10 мл раствора, содержащего 1000 мкг/мл Au или Pd, разбавляют 2N HCl до 100 мл.

3) 10 мкг/мл Au или Pd

10 мл раствора, содержащего 100 мкг/мл Au или Pd, разбавляют 2N HCl до 100 мл.

4) 1 мкг/мл Au или Pd

10 мл раствора, содержащего 10 мкг/мл Au или Pd, разбавляют 2N HCl до 100 мл.

**Сравнительная характеристика двух методов анализа**

Номер образца	Место взятия образца	Природа образца	Предлагаемый метод	Метод атомной абсорбции
			10 <sup>-7</sup> %	
1	Сингххут (Бихар)	Керн	$\frac{\text{Pd}}{30}$	$\frac{\text{Pd}}{25}$
2	Голар Голд Филде (Карнатака)	Порода	25	30
3	То же	»	50	45
4	Маллар Конда (Андхра Прадеш)	Керн	120	125
5	Тичуванир (Карнатака)	Порода	$\frac{\text{Pt}}{200}$	$\frac{\text{Pt}}{225}$
6	Колар Голд Филде (Карнатака)	»	$\frac{\text{Rh}}{50}$	$\frac{\text{Rh}}{40}$
7	Андаманс	Почва	$\frac{\text{Au}}{150}$	$\frac{\text{Au}}{140}$
8	Салем (Тамилнаду)	Порода	120	125
9	КГФ (Карнатака)	Почва	80	85
10	То же	»	4	4,5

**б. Стандартные родиевые растворы.**

**1) 1000 мкг/мл Rh**

0,1000 г спектральночистого пористого родия сплавляют с пиросульфатом калия с последующим выщелачиванием охлажденного плава в 2N HCl. Затем раствор разбавляется с 2N HCl до 100 мл.

**2) 100 мкг/мл Rh**

10 мл стандарта, содержащего 1000 мкг/мл Rh, разбавляют 2N HCl до 100 мл.

**3) 10 мкг/мл Rh**

10 мкг/мл раствора, содержащего 100 мкг/мл Rh, разбавляют 2N HCl до 100 мл.

**4) 1 мкг/мл Rh**

Разбавляют 10 мл стандартного раствора, содержащего 10 мкг/мл Rh, 2N HCl до 100 мл.

**с. Стандартные растворы платины.**

**1) 1000 мкг/мл Pt**

Растворяют 0,2277 г спектральночистого хлороплатината аммония в 2N HCl и доводят до 100 мл.

**2) 100 мкг/мл Pt**

10 мл раствора, содержащего 1000 мкг/мл Pt, разбавляют 2N HCl до 100 мл.

**3) 10 мкг/мл Pt**

Разбавляют 10 мл раствора, содержащего 100 мкг/мл Pt, 2N HCl до 100 мл.

**4) 1 мкг/мл Pt**

10 мл раствора, содержащего 10 мкг/мл Pt, разбавляют 2N HCl до 100 мл.

**Реактивы.**

1. Использовались кислоты марки ч. д. а.

2. Раствор тиобарбитуровой кислоты: 5 г(L.R., V.D.N) реактива растворяли в 500 мл горячей ледяной уксусной кислоты.

Результаты для нескольких образцов, проанализированных по приведенной выше методике, приводятся в таблице. Геологические образцы включают керн, горные породы и почвы. Результаты хорошо сошлись с данными атомно-абсорбционного анализа. К инертному материалу, такому как графит, добавлено известное количество вышеупомянутых благородных металлов, и их извлечение было полным.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тиобарбитуровая кислота является прекрасным групповым реактивом для Au, Pd, Pt, Rh. Остаток после озоления содержит все вышеупомянутые драгоценные металлы. Количественно определены содержания этих металлов в образцах. Этим методом проанализированы образцы с известным содержанием Au, Pd, Rh. Полученные результаты совпадают с данными атомно-абсорбционного метода. Этот метод пригоден для определения субмикrogramмовых количеств драгоценных металлов. Микрофотометрирование спектральных линий вообще не проводится, поскольку это считается излишним. Образцы, содержащие более высокие концентрации, анализируются методом атомной абсорбции после растворения озоленного осадка тиобарбитуровой кислоты в соответствующих кислотах.

В настоящее время авторы изучают международные геологические стандарты — CANMET PTC 1, Su 1a, содержащие Pt, Pd, Rh, Au.

Авторы выражают благодарность доктору М. В. Марти, Генеральному директору Геологической службы Индии за помощь в работе.

## ЛИТЕРАТУРА

- Рубинович Р. С., Эпштейн Р. Я., Сошальская О. Н. Спектрохимическое определение платины, палладия и золота в горных породах.— Журнал аналит. химии, 1963, т. XVIII, вып. 2, с. 216—224.
- Савичев Е. И., Шугуров Э. В. Химико-спектральный метод определения золота в геологических пробах.— Заводская лаборатория, 1965, т. XXI, № 8, с. 959—961.
- Beamish F. E., Van Loon J. C. Recent advances in the analytical chemistry of noble metals Pergamon Press. 1972.
- Diamantatos A. A new procedure for the wet chemical analysis of the lead-noble metals button.— Anal. chem. Acta, 1978, v. 98, N 2, p. 315—321.
- Hagen J. C. Some aspects of the geochemistry of Pt, Pd and Au in igneous rocks with special reference to Bushveld Comple Transval, Ph. D. Thesis MIT Cambridge, 1954.
- Malhotra P. D., Venkaji K., Das H. B. Abstract 8th International Geochemical Symposium hold at Hannover, 1980. 75 p.
- Malhotra P. D., Venkaji K., Das H. B. International symposium on trace analysis and technological Development held at Bhabha Atomic Research Centre. Bombay, India, 1981.
- Scobie A. E. Spectroscopic assay for Au and the platinum metals.— Trans. Canadian Inst. Min., 1954, Met 40, v. 309.

УДК 550.4 : 550.84

Теория геохимических полей и геохимические поиски месторождений полезных ископаемых. Таусон Л. В. Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1983.

После краткого исторического обзора развития в СССР геохимических методов поисков рассматриваются общие условия рассеяния и концентрирования атомов химических элементов в земной коре.

Использование понятия о геохимическом поле позволяет дать классификации полей рассеяния и концентрирования. Показано, что для классификации полей рассеяния наиболее эффективна их геохимическая типизация. При анализе полей концентрирования кроме понятия об их генетическом происхождении весьма важно установление масштабов и стадийности процессов концентрирования. Ил. 3, табл. 2, библиогр. 18.

УДК 550.84

Основные закономерности формирования первичных ореолов рудных месторождений (модель процесса). Овчинников Л. Н. Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1983.

Ореол и рудные залежи месторождений халько- и сидерофильных ассоциаций образуются из стандартного в своей основе рудообразующего раствора в сходных физико-химических условиях. Конечным свидетельством развития процесса является зональность, определяющаяся разной устойчивостью хлоридных комплексов. На интенсивность ореола, его размеры и внутреннюю структуру, на контрастность зональности оказывают влияние концентрация осадителя,  $T^{\circ}$ ,  $P$ ,  $pH$  среды, наличие посторонних ионов, а также изначальная концентрация в растворе самого металла. Ил. 1, библиогр. 5.

УДК 550.4 : 480

Представление региональных, локальных и остаточных вариаций геохимических данных с помощью метода фильтрации. Бёркхунд А., Лумаа М. Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1983.

Исследована одна из наиболее критических проблем поисковой геохимии — определение фона. Использование фиксированной величины порога аномалии не эффективно при выделении аномалий. Разработаны метод фильтрации локальных и случайных вариаций, основанный на модификации стандартного среднезвешенного переменного (скользящего), и метод уменьшения отрицательного влияния неравномерности сети опробования на скользящую среднюю. Составлена программа для автоматизированного оконтуривания опробованных участков. Ил. 11, библиогр. 3.

УДК 550.84

Минералого-геохимическая зональность прожилковой и жильной кварц-сульфидной минерализации и использование ее при поисках и разведке месторождений. Поликарпички В. В. Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1983.

Устанавливаются две зоны сульфидной минерализации, разделенные зоной окварцевания. Кремнезем мобилизуется в нижней, сульфидной, зоне и отлагается в кварцевой. Причиной смены зон является отток углекислоты и накопление ее в кварцевой, где создается кислая обстановка и протекают процессы выщелачивания. Верхняя, сульфидная, зона образуется на фронте подщелачивания кислых растворов. Корни месторождений характеризуются вырождением сульфидной минерализации, развитием кислородсодержащих минералов и явлений выщелачивания. Ил. 5, библиогр. 5.

УДК 550.84 : 553.261/065/4 + 549.3

Единая геохимическая зональность первичных ореолов сульфидсодержащих гидротермальных месторождений и ее практическое значение. Григорян С. В., Овчинников Л. Н. Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1983.

Сравнительное изучение многочисленных гидротермальных месторождений показало, что, несмотря на значительное их различие по составу и условиям нахождения, они обладают, по существу, одной и той же зональностью строения, что позволяет составить обобщенный ряд зональности главных индикаторных элементов гидротермальных месторождений. Ил. 3.

УДК 551.217.5(73)

Флюиды из мантии и метаморфические флюиды близ вулкана Сент-Хеленс и их связь с рудными отложениями. Барнс И. Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1983.

Вода из водоёма, заполнявшего старый кратер вулкана Сент-Хеленс, по своему изотопному и химическому составу отвечает атмосферной. Выделявшийся из водоёма  $^{13}CO_2$  поступал из захороненного внутри вулкана органического вещества. После сильнейшего извержения вулкана Сент-Хеленс газообразная проба, извлеченная из кратера, на 85% состояла из жидкости, которая представляет собой 0,2N HCl. Конденсат образуется в результате испарения рассола в метавулканических подстилающих породах при высокой температуре ( $T^{\circ} > 600^{\circ}C$ ) и является потенциальным рудообразующим флюидом. Ил. 1, табл. 1.

**Относительные коэффициенты концентрации пар элементов в прикладной геохимии.** Щербачков Ю. Г. Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1983.

Сопоставление относительных коэффициентов концентрации (ОК) родственных элементов в породах, рудах и хондритах используется для повышения генетической и прогнозной информативности аналитических данных, позволяет прослеживать основные тенденции эволюции рудных месторождений и служит наилучшим индикатором вероятных глубин, масштабов и уровней эрозионного среза месторождений и их ореолов рассеяния. Табл. 5, библиогр. 11.

УДК 550.84

**Интерпретация данных при литохимических поисках.** Соловов А. П. Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1983.

Для подсчета прогнозных запасов  $Q_H$  пригодны любые методы, обеспечивающие несмещенную оценку, симметрично (равновероятно) отклоняющуюся от истинных запасов. В зависимости от стадии поисковых работ цифры прогнозных запасов имеют различную достоверность, которая возрастает с увеличением детальности съемок. Для повышения точности оценок предложены специальные коэффициенты, учитывающие местные условия, первичную зональность, уровень эрозионного среза и показатель подобия рудных месторождений. Критерием правильности интерпретации литохимических данных является совпадение предсказанных прогнозных и истинных запасов руд. Ил. 7, табл. 2, библиогр. 7.

УДК 551.8 : 911.2 : 550.4 + 550.84

**Палеогеохимия ландшафтов и поиски рудных месторождений.** Перельман А. И., Касимов Н. С., Кулешова Н. А. Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рудные месторождения и их вторичные ореолы рассеяния в ряду рудных провинций пережили сложную и длительную историю континентального развития. Для повышения эффективности геохимических поисков рудных месторождений по вторичным ореолам и потокам рассеяния целесообразно составление палеогеохимических ландшафтных карт, на которых показываются геохимические условия миграции и концентрации рудных элементов в ландшафтах отдельных геологических эпох. Палеогеохимические карты составлены на территории СССР для верхнего мела, олигоцена, миоцена и отдельных эпох четвертичного периода. Проведен региональный палеогеохимический анализ и установлены основные этапы формирования вторичных ореолов рассеяния рудных месторождений на территории Казахстана в кайнозой. Библиогр. 5.

УДК 550.4

**Геолого-геохимическая модель эндогенного рудообразования для вулканогенных полев.** Гончаров В. И. Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1983.

В вулканогенных поясах месторождения золота и серебра парагенетически связаны с вулканоструктурами. На ранних этапах развития оруденение несет признаки связи с глубинными вулканическими очагами, на поздних — с гипабиссальным гранитоидным магматизмом, завершающим вулканический цикл. На основе предложенной модели предлагается проводить дифференциацию месторождений вулканогенных поясов на генетические типы, разрабатывать новые поисковые критерии на золото, серебро, ртуть, редкие элементы и полиметаллы, судить об эрозионном уровне и давать прогнозную оценку оруденения. Ил. 2, библиогр. 13.

УДК 550.84 : 553.45

**О конвекционном массопереносе в замкнутых гидротермальных системах с градиентом температур и критериях прогнозной оценки рудных месторождений (по экспериментальным данным).** Жилинский Г. В., Кислицына В. П., Караваев И. В. Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1983.

Приводятся результаты экспериментальных исследований по изучению температурных полей в замкнутых гидротермальных системах с градиентом температур. Установлены новые закономерности конвекционного массопереноса, определена важная роль так называемой «безградиентной» зоны. Пути движения конвективных токов, образующихся в замкнутых системах с градиентом температур, могут быть прослежены в рудных телах по распределению характерных парагенетических ассоциаций минералов и температурам образования первичных включений в минералах. Ил. 3, библиогр. 10.

УДК 550.42 : 553.41 (571.55)

**Эндогенные аномальные поля и потоки рассеяния в купольных структурах.** Зорина Л. Д., Романов В. А., Саина Н. Б., Андрулайтис Л. Д. Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1983.

Изучены эндогенные аномальные поля и потоки рассеяния редкометалльного, турмалинового, колчеданного, полиметаллического, сульфосолевого и сурьмяного типов минерализации, связанных с купольными структурами. Установлено зональное распределение типов минерализации, эндогенных аномальных полей и потоков рассеяния, что позволяет оценивать уровни вскрытия рудных объектов и целенаправленно вести поиски месторождений в этих структурах. Ил. 2, табл. 3, библиогр. 9.

**Состояние и направление развития теоретических и методических основ геохимической съемки по первичным ореолам.** Б у р д э Б. И. Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1983.

Первичные геохимические ореолы окружают не только рудные месторождения, но и сопровождают более мелкие рудные объекты (т. е. рудные тела, концентрации и т. д.). Геохимические ореолы разных порядков образуют эпигенетические геохимические поля с явлениями гидротермального метасоматоза.

Целью геохимической съемки по первичным ореолам является определение состава и структуры эпигенетического геохимического поля для прогнозирования и поисков минерализации. Статья посвящена теоретическим и методическим принципам такой съемки. Особое внимание уделено зависимости между составом и структурой первичных ореолов разного порядка и распределению их по зонам. Библиогр. 17.

УДК 550.84 : 551.71/72

**Геохимические основы поисков метаморфогенных месторождений в докембрийских комплексах.** Ку л и ш Е. А. Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1983.

Основа геохимических поисков метаморфогенных месторождений в докембрийских регионах — выявление геохимической специализации суперкристалльных докембрийских толщ, изначально специализированных в металлогеническом отношении. Главная задача анализа многоэтапных преобразований исходных пород — выделение вторичных концентраций рудных элементов, обусловленных наложенными процессами ультраметаморфизма, диффузии, метасоматоза, гидротермального метаморфизма.

УДК 550.84

**Вопросы зональности околорудных ореолов и аномальных полей площадного типа.** Г у н д о б и н Г. М. Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассмотрены аномальные поля площадного типа; дан анализ распределения летучих компонентов, отражающих зональное развитие рудной минерализации; установлено качественное соответствие между масштабами аномалий и оруденения. Обсуждаются причины, влияющие на зональное распределение элементов в околорудных ореолах. Показана взаимобусловленность зональности первичных ореолов и околорудно измененных пород. Ил. 6, табл. 2, библиогр. 8.

УДК 550.84 : 553.44 : 517.3

**Определение уровня эрозионного среза цинковых месторождений Восточной Монголии.** Г о т о в с у р э н А. Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1983.

Проведена оценка уровня эрозионного среза оруденения цинковых месторождений Восточной Монголии на основе выяснения зонального строения первичных ореолов месторождения Тумуртуйн-Обо. Использовался коэффициент зональности, представляющий собой отношение мультипликативных значений содержаний элементов-индикаторов верхней части эндогенного ореола (Bi-Cu-Ag) к элементам-индикаторам нижней части этого ореола (Mo-Be-W). Этот способ позволяет значительно упростить фиксирование закономерностей распределения ряда основных элементов-индикаторов рудоносности и дать оценку выявленным геохимическим аномалиям. Полученные результаты по разработке выявленных аномалий хорошо согласуются с результатами поисковых работ. Табл. 1, библиогр. 3.

УДК 550.84 : 540

**Геохимические поиски рудных месторождений на территории штата Мадхья Прадеш, Индия.** Б у г р о в В. А., В а д в а Н. П., М и ш р а К. К. Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1983.

Систематические разномасштабные геохимические поиски на территории штата Мадхья Прадеш проводились по Программе развития ООН в сотрудничестве с Директоратом Геологии и Горного Дела. При выборе площадей для литохимических поисков использовались снимки со спутников. Выделена потенциально золотосная зона в регионе Сонакхан, которая подтверждена при поисках по вторичным ореолам и потокам рассеяния. В районах культивированных земель опробование листо-глинистых осадков искусственных прудов показало высокую надежность получаемых данных. В областях развития горизонтально залегающих докембрийских карбонатных формаций съемка по потокам рассеяния успешно использовалась для поисков месторождений меди, свинца и цинка стратиформного типа (район Чаурия). В районе развития латеритов часто формируются потоки рассеяния, не связанные с эндогенным оруденением. Ил. 6, библиогр. 3.

УДК 550.84 : 439.1

**Состояние геохимических поисковых работ, проводимых Венгерским геологическим институтом в Венгрии.** Ч а л а г о в и ч И., Д у д и ч Е. Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука, 1983.

Дана сводка геохимических работ, проведенных Венгерским геологическим институтом в период с 1956 г. по настоящее время. Геохимические методы поисков нашли в Венгрии широкое применение и включают разномасштабные гидрогохимическую съемку, металлометрическую съемку по почвам и коренным породам, поиски по потокам рассеяния. Намечены первоочередные задачи — развитие современной аналитической техники и гибких методов обработки данных, базирующихся на вычислительной технике.

**Практическое значение и основные направления развития геохимических поисков в Западном Забайкалье.** Шобогоров П. Ч., Игнатович В. И., Мареєв З. М., Лбов В. А. Проблемы прикладной геохимии. — Новосибирск: Наука, 1983.

Проанализировано общее состояние геохимических методов поисков, их роль и значение на всех стадиях геологоразведочного процесса. Рассмотрены категории площадей, выделяемых по трудности выявления вторичных ореолов и других поисковых признаков рудных месторождений. Освещены вопросы, касающиеся оптимизации методов управления геохимическими поисками. Библиогр. 4.

**Опыт применения геохимической съемки на Жанчивланском массиве редкометалльных гранитов.** Гэрэл О., Балжинням В., Сэрээготов Ч. Проблемы прикладной геохимии. — Новосибирск: Наука, 1983.

Обсуждаются результаты геохимической съемки по коренным породам на одном из эталонных массивов редкометалльных гранитов Монголии. Делается вывод о достаточно высокой эффективности подобных работ в районах с хорошей обнаженностью для оценки выявления рудных тел, а также рудоносных купольных структур в пределах эманационного ореола интрузий. Ил. 4.

**Применение первичных литохимических и газовых ореолов при оценке эндогенного оруденения.** Бабурип Л. М., Демин Б. Г., Левицкий В. В., Хренов П. М. Проблемы прикладной геохимии. — Новосибирск: Наука, 1983.

Геохимическими критериями зональности, вертикального размаха и уровня эрозионного среза эндогенного оруденения на изученных разноглубинных рудно-магматических системах Восточной Сибири и Восточной Африки являются отношения  $Co/Ni$ ,  $Au/Ag$ ,  $Pb/Zn$  в твердой,  $K/Na$  и  $F/Cl$  — в жидкой,  $CO_2/CH_4$  и  $H : C : N : O$  в газовой фазах руд и околорудных измененных пород. Табл. 3, библиогр. 7.

**Гелиевые методы поисков в Канаде.** Дик В. Проблемы прикладной геохимии. — Новосибирск: Наука, 1983.

Определены содержания гелия в породах, почвах, в осадках водоемов, водах и воздухе. Установлено, что гелий является прямым индикатором тектонических нарушений. Исследование вод искусственных водоемов показало, что аномалии гелия, совмещенные с аномалиями других элементов (урана, радона, фтора, метана), могут служить индикаторами геологической обстановки. Ил. 4, табл. 1, библиогр. 23.

**Применение изотопов кальция при изучении месторождений калийных солей.** Брандт С. Б., Замаараев С. М., Лепин В. С., Егорова Т. В., Раглинский Э. И., Цыханский В. Д. Проблемы прикладной геохимии. — Новосибирск: Наука, 1983.

Приводятся новые данные абсолютного возраста сильвинита Непского калиеносного бассейна, определенные калий-аргоновым и калий-кальциевым методами. К-Са изохронный подход впервые применен в настоящей работе. Абсолютный возраст  $286 \pm 14$  млн. лет, определенный этим методом, показывает карбонную фазу складчатости и перекристаллизации солей. Радиогенная добавка  $\Delta (^{40}Ca/^{44}Ca)_0 = 0,4$  свидетельствует о существовании калиевых солей до кристаллизации. Истинный возраст сильвинитов по выполненному определению является кембрийским. К-Аг метод дает каменскую (50 млн. лет) и курлукскую (33 млн. лет) фазы складчатости и перекристаллизации солей палеогенового возраста, которые ранее определялись как С — J на основании проб, отобранных по краю соленосного бассейна. Ил. 2, табл. 2, библиогр. 7.

**Кальцитометрические методы поисков месторождений полезных ископаемых.** Воробьев Е. И. Проблемы прикладной геохимии. — Новосибирск: Наука, 1983.

Одним из наиболее перспективных направлений развития поисковой геохимии является создание новых минералого-геохимических методов, в основе которых лежат исследования геохимических свойств минералов. В статье рассматриваются некоторые результаты исследований типоморфных свойств эндогенных кальцитов и примеры их использования в поисковой практике (кальцитометрические методы). Суть данных методов состоит в том, что в качестве минерала-информатора (или минерала-индикатора) выступает кальцит, а качественные и количественные измерения его типоморфных свойств — главный источник получения полезной геологической информации.

Практическое использование данных методов позволяет решать самые разнообразные геологические задачи. Ил. 2, библиогр. 3.

УДК 550.4 : 546.27 : 553.068.3

**Преобразование первичных ореолов рассеяния редких элементов при выветривании.** Сухоруков Ф. В., Цибульчик В. М., Щербов Б. Л. Проблемы прикладной геохимии. — Новосибирск: Наука, 1983.

Изучено поведение ряда редких элементов при преобразовании их первичных ореолов в процессе выветривания различных кристаллических пород в Сибири, Казахстане, Узбекистане и на Украине. Основными факторами, влияющими на распределение редких элементов в элювии, являются форма их нахождения в исходных породах, физико-химическая обстановка выветривания и характер вторичных процессов. Табл. 3, библиогр. 5.

УДК 550.4 : 497.2

**Значение магнетита при решении вопроса питания осадков шельфа (на примере Бургасского залива).** Цветкова-Готева В. Проблемы прикладной геохимии. — Новосибирск: Наука, 1983.

Изучен состав магнетитов из осадков шельфовой области Бургасского залива и из прилегающих коренных пород. Показано, что сравнительное изучение примесей в магнетитах в сочетании с анализом морфологических особенностей минерала может успешно использоваться при решении вопросов питания осадков шельфа. Ил. 1, табл. 1, библиогр. 5.

УДК 006 : 065 : 53.089.68/620.1

**Проблема аналитических стандартов для геохимических поисков.** Лончих С. В. Проблемы прикладной геохимии. — Новосибирск: Наука, 1983.

Основным средством обеспечения правильности и единообразия анализа являются стандартные образцы (СО). В настоящее время различными организациями разработано более 50 типов СО горных пород, почв, донных осадков. Среди них отсутствуют СО для градуирования и контроля приближенно-количественного спектрального анализа (ПКСА), поэтому необходимо создание рациональной системы СО. Табл. 3.

УДК 543 : 552.1 : 540

**Совместное определение субмикrogramмовых количеств золота, палладия, платины и родия спектральным методом с химическим обогащением и его применение в геохимических исследованиях.** Малхотра П. Д., Венкайи К., Дас Х. Б. Проблемы прикладной геохимии. — Новосибирск: Наука, 1983.

Геологическая служба Индии занимается исследованием благородных металлов, в частности золота, палладия, платины и родия. Был разработан высокочувствительный спектральный метод с химическим обогащением, с помощью которого можно определить 0,1 мкг золота и палладия, 0,3 мкг платины и 0,5 мкг родия. Эти металлы осаждаются тиобарбитуровой кислотой, и осадок осажается. Затем его смешивают с подходящим буфером и набивают в электрод. Используется 3,4-метровый спектрограф Ebert Mounting Larrell Ash с дугой постоянного тока 8 А, спектр записывается на пластинки марки Kodak. Предложенная методика применяется для анализа геологических проб. Она позволяет определять до  $2 \cdot 10^{-7}$  % Au и Pd,  $6 \cdot 10^{-7}$  % Pt и  $1 \cdot 10^{-6}$  % Rh в 50 г навески. Табл. 1, библиогр. 8.

2 р. 70 к.

4015



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ