

В. А. АЛЕКСЕЕНКО  
Г. В. ВОЙТКЕВИЧ

Геохимические  
методы поисков  
месторождений  
полезных  
ископаемых

В. А. АЛЕКСЕЕНКО, Г. В. ВОЙТКЕВИЧ

550,84.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
МЕТОДЫ ПОИСКОВ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ПОЛЕЗНЫХ  
ИСКОПАЕМЫХ

3008



МОСКВА «НЕДРА» 1979



**Алексеев В. А., Войткевич Г. В.** Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М., Недра, 1979, 311 с.

В книге излагаются закономерности миграции элементов, их концентрации и рассеяния как основы для разработки геохимических методов поисков. Рассматриваются характерные особенности первичных и вторичных ореолов и возможности использования их в поисковых целях. Значительное внимание уделено минералогической характеристике зон околорудных изменений, являющейся важным поисковым признаком. Для различных геологических и ландшафтно-геохимических условий рассматривается поисковая эффективность литохимического, биогеохимического, гидрохимического, физико-химического и шлихового методов. Для каждого метода указываются условия применения, масштаб работ, а также требования, предъявляемые к проведению опытных исследований, отбору, обработке и анализу проб. Приведены данные, показывающие возможность установления потенциальной рудоносности изверженных горных пород и определения уровня эрозионного среза выявленных рудных тел. Отдельный раздел книги посвящен математической обработке результатов анализов геохимических проб.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, работающих в области поисков месторождений полезных ископаемых в различных ландшафтных зонах и сложных геологических районах.

Табл. 48, ил. 89, список лит.—216 назв.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

---

После издания в 1963 г. А. А. Сауковым первого учебного пособия по геохимическим методам поисков опубликован еще ряд учебных пособий и монографий: К. И. Лукашев и В. К. Лукашев (1967), Н. И. Сафронов (1971), В. А. Алексеенко (1973, 1974), А. А. Беус и С. В. Григорян (1975), М. И. Толстой (1976). Все перечисленные монографии быстро разошлись, что указывает на высокую потребность в подобной литературе у геологов-поисковиков.

В основу настоящей книги положены курсы лекций по геохимии и геохимическим методам поисков в Карагандинском политехническом институте (1969—1976 гг.) и Ростовском университете (1976—1978 гг.). Авторы стремились по возможности полнее осветить разделы, посвященные как первичным, так и вторичным геохимическим ореолам и методам поисков месторождений полезных ископаемых, основанным на выявлении этих ореолов. В предлагаемой книге даны также теоретические основы геохимических методов, на базе которых может быть произведен выбор наиболее рационального метода геохимических поисков в зависимости от конкретных геологических и ландшафтно-геохимических условий.

Основная цель данной книги — способствовать широкому внедрению относительно новых, прогрессивных геохимических методов в широкую практику геологопоисковых работ. В связи с этим авторы будут полностью удовлетворены, если представленная книга поможет геологам более эффективно вести поиски месторождений. Бóльшая часть рукописи была просмотрена проф. А. П. Солововым. Она обсуждалась на кафедре полезных ископаемых МГУ, где проф. Н. П. Ермаковым и доцентом Е. М. Захаровой были сделаны критические замечания, способствовавшие улучшению. Большую помощь авторам оказали А. И. Перельман, а также Вал. Ап. Алексеенко при подготовке рукописи к изданию. Всем им авторы выражают искреннюю благодарность.

## Глава I

### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Последние десятилетия характеризуются огромным ростом потребления полезных ископаемых во всех индустриальных странах мира. По подсчетам А. Е. Ферсмана, сделанным еще в 1934 г., за последнее столетие ежегодное потребление железа, марганца, меди возросло более чем в 50 раз. Особенно резко оно увеличилось в период второй мировой войны. Спрос на важнейшие руды продолжает возрастать и сейчас. Добыча многих металлов за последние 30 лет превысила их суммарную добычу за все предыдущее время. Так, если в начале века добыча урана не превышала нескольких тонн, то к 1965 г., по данным американского геохимика Б. Мейсона, его годовая добыча составляла 30 тыс. т.

Резко возросло и число используемых элементов. По подсчетам В. И. Вернадского, до XVIII столетия человечество использовало всего 19 химических элементов, в XVIII в.— 28, в XIX в.— 50 и в начале XX в.— 59 элементов. Число используемых элементов продолжает возрастать особенно за счет редких элементов. Цирконий, полученный впервые в чистом виде в 40-х годах текущего столетия, получил уже сейчас широкое применение. Еще недавно в учебниках писали, что, вероятно, этот металл найдет применение в будущем, хотя и не скоро. Однако уже в 1965 г. добыча циркония превысила 1000 т. В 1955 г. германий относили к «металлам будущего», а спустя 10 лет его мировая добыча за год составила 100 т. Элемент рений был открыт только в 1925 г. Его мировая добыча в 1930 г. составляла всего... 3 г, а 10 лет спустя только в Германии рения было добыто около 200 кг. Ежегодная добыча этого металла в настоящее время измеряется тоннами.

Увеличение добычи металлов приводит, а в отдельных странах и районах уже привело к истощению фонда «легко открываемых» месторождений, для выявления которых часто даже не нужно было геологического образования. Зато почти не тронутым остался фонд «трудно открываемых» месторождений, хотя есть все основания предполагать, что его запасы намного больше. Какие же месторождения следует относить к «трудно открываемым»?

1. В первую очередь к ним следует отнести перекрытые месторождения, которые имели выход на дневную поверхность, но были перекрыты более молодыми рыхлыми отложениями.

Визуальное обнаруживание таких месторождений затруднено. Вероятные ресурсы этой группы месторождений можно оценить по аналогии с геологически равноценными обнаженными участками, на которых проводились детальные поисковые работы.

2. К «трудно открываемым» относятся и так называемые «слепые месторождения», не затронутые эрозионным срезом. Рудные тела на таких месторождениях совершенно не затронуты процессами выветривания, но верхние части первичных геохимических ореолов отдельных тел могут выходить на дневную поверхность. Поиск слепых рудных тел особенно важен в старых рудных районах с работающими горнообогатительными предприятиями. Количество слепых месторождений и их запасы, по всей вероятности, очень велики, но разработать методы их прогнозной оценки в настоящее время трудно.

3. Особую группу составляют месторождения, на которых первичные и вторичные минералы руд легко поддаются физическому и химическому выветриванию и не образуют видимых ореолов. На таких месторождениях при достаточной продолжительности процессов выветривания рудные тела, разрушаемые быстрее вмещающих пород, могут полностью уничтожиться в приповерхностной зоне или перекрыться безрудными обломками вмещающих пород. Примером месторождений этой группы могут быть молибденовые месторождения. Оценить потенциальные ресурсы рассматриваемой группы месторождений можно, сопоставляя перспективные площади с площадями, находящимися в одинаковых геологических условиях и на которых уровень эрозионного среза лишь недавно достиг рудных тел.

4. Следующую группу «трудно открываемых» составляют месторождения, рудные тела на которых визуально не отличимы от вмещающих безрудных пород. К таким месторождениям В. И. Красников (1965 г.) относил оловорудные, с мелкой вкрапленностью катаклазированного касситерита в доломитах. К этой же группе можно отнести и ряд месторождений редких, радиоактивных и рассеянных элементов.

Для обнаружения «трудно открываемых» месторождений разрабатываются новые геофизические и геохимические методы поисков. Выбор наилучшего поискового метода обуславливается геологическими, геохимическими, климатическими и геоморфологическими особенностями исследуемого района. Часто для повышения эффективности поисковых работ проводятся комплексные работы с применением нескольких поисковых методов.

Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых включают любой метод поисков, основанный на изучении закономерностей распределения элементов и их соединений, встречающихся в природных условиях. При проведении

геохимических поисков учитываются закономерности распределения элементов в коренных породах и перекрывающих их рыхлых отложениях, в растениях, в водных растворах и в газовых смесях.

Литохимический метод поисков рудных месторождений по первичным ореолам основан на изучении распределения химических элементов в коренных породах путем их систематического опробования и анализа отобранных проб. А. А. Сауков еще в 1936 г. выявил широкие геохимические ореолы ртути в коренных породах вокруг ртутных месторождений. Позже были установлены геохимические ореолы в коренных породах вокруг медных, свинцово-цинковых, железорудных месторождений. Многочисленные данные об использовании первичных ореолов для поисков рудных месторождений обобщены в ряде монографий [Янишевский Е. М. и др., 1963; Григорян С. В., Янишевский Е. М., 1968; Беус А. А., 1968; Беус А. А., Григорян С. В., 1975]. На западе поиски месторождений по первичным ореолам начали проводиться только в 50-е годы, однако уже в 1971 г. на их долю приходилось 44% всех геохимических проб, отобранных в США, и 14,6% — отобранных в Канаде [Левинсон А., 1976].

Можно не сомневаться, что литохимические поиски месторождений по первичным ореолам получают еще большее распространение. Особенно перспективно применение этого метода при поисках слепых рудных тел на рудниках с истощающимися запасами, дальнейшее существование которых полностью зависит от нахождения новых слепых рудных тел.

Обычный анализ геохимических проб дает представление об общем распределении элементов в породе независимо от их форм нахождения. А отдельные элементы в коренных породах могут образовывать и самостоятельные минералы и изоморфные примеси и находиться в виде газовой-жидких включений. Как показали работы последних лет, проведенные на редкометальных полиметаллических и железорудных месторождениях, содержание элементов-примесей в минералах-хозяевах часто может указывать и на расстояние от основного центра оруденения, и на уровень эрозионного среза, и на общность глубинного источника вещества ряда месторождений (а следовательно, и на перспективность выявленных проявлений). Все это позволяет считать, что определение элементов-примесей в мономинеральных пробах может значительно увеличить эффективность поисковых работ, особенно в пределах известных рудных районов.

Начиная с 1963 г., Н. П. Ермаковым разрабатываются теоретические основы физико-геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых. В их основу положено использование включений в минералах «минералообразующих и преобразующих растворов, которые ранее, фильтруясь и диф-

фундируя в породы вверх по восстанию от формирующихся рудных тел и в стороны от них, самоконсервировались в минералах и фиксировали собою сингенетичные первичные ореолы пропаривания, макроскопически невидимые и значительно большие по объему, чем сами рудные тела и ореолы видимых изменений вмещающих пород» [Ермаков Н. П., 1969]. Первоначально физико-геохимические методы использовались для поисков нерудных полезных ископаемых, но работы последних лет показывают, что этот метод может с успехом использоваться при поисках рудных месторождений.

В 1959 г. Н. И. Сафронов обратил внимание на необходимость изучения изотопного состава элементов в пределах литогеохимических ореолов, связанных своим происхождением с процессами диффузии. Работы, проведенные А. И. Тугариновым, В. И. Виноградовым, Л. И. Шиловым и другими, показали, что в ряде случаев по данным изучения изотопного состава элементов можно судить о перспективности геохимических аномалий и рудопроявлений. Основным препятствием для внедрения рассматриваемого метода является высокая стоимость определения изотопного состава элементов.

При поисковых работах часто бывает необходимо установить, представляет ли выявленная аномалия геохимический ореол около не выходящего на поверхность рудного тела, или это «корешки» уже почти эродированных и не представляющих промышленного интереса тел. Для выяснения этого вопроса использование статистических методов обработки геохимических данных дает хорошие результаты.

Началом изучения вторичных литохимических ореолов можно считать работы, проведенные в 1934 г. А. П. Солововым на оловорудном месторождении Хапчеранга. В 1935 г. литохимические (их тогда называли металлометрическими) поиски по вторичным ореолам, проведенные также А. П. Солововым в Восточном Забайкалье, привели к первым открытиям промышленных месторождений. В это же время в печати появились работы Б. Л. Флерова и М. Ф. Зенина о результатах металлометрических исследований при разведке месторождений меди.

Обобщение первых поисковых работ по литохимическим вторичным ореолам, анализ понятия «ореолы рассеяния» и классификацию ореолов произвел в 1936 г. Н. И. Сафронов в статье «К вопросу об ореолах рассеяния месторождений полезных ископаемых и их использовании при поисках и разведке». В 1940 г. вышла монография А. Е. Ферсмана «Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых», а в 1959 г. — монография А. П. Соловова «Основы теории и практики металлометрических съемок».

Объем металлометрических исследований в СССР начиная с 1940 г. все время возрастал, чему способствовало открытие ряда рудопроявлений и месторождений. В практику же всех

геологических организаций на всех этапах геологических работ металлометрические исследования были введены в 1955 г.

В западных странах, по данным Х. Е. Хокса и Д. С. Уэбба [1964], первая опытная работа по почвенно-геохимическим поискам была проведена Геологической службой США в 1947 г. К началу 50-х годов опытные литохимические исследования были проведены во всех климатических зонах США, и часть крупных горнопромышленных компаний начала массовые почвенно-геохимические поиски. Применение литохимических методов поисков по вторичным ореолам в США дало положительные результаты.

В Африке и в Юго-Восточной Азии литохимические исследования вторичных ореолов проводились, начиная с 1953 г., Научно-исследовательским центром по геохимическим поискам при Имперском научно-техническом колледже в Лондоне. Наибольший успех эти исследования принесли при поисках полезных ископаемых в Замбии. В значительном объеме поисковые работы по потокам рассеяния проводятся в Индонезии и в Австралии.

Влияние состава коренных пород и руд на растения было замечено очень давно. Еще в 1550 г. Г. Агрикола отмечал: «Трава над рудными жилами... отличается от растущей по соседству. Трава здесь низкая и нездоровая». М. В. Ломоносов описал подобное явление в 1763 г.: «На горах, в которых руда и другие минералы рождаются, растущие деревья бывают обыкновенно нездоровы..., а трава, над жилами растущая, бывает обыкновенно мельче и бледнее». Изучение этого явления позволило по особенностям развития определенных растений (и даже по их появлению) судить о содержании ряда элементов и в растениях, и в породах, над которыми они произрастают. Так появился геоботанический метод поисков месторождений полезных ископаемых. Начиная с 1938 г. геоботанические исследования в Сибири проводил С. М. Ткалич, а Н. Г. Несветайлова обобщила результаты геоботанических исследований в книге «Поиски руд по растениям» (1970 г.).

Одновременно с геоботаническим методом развивался и собственно биогеохимический метод поисков, сущность которого заключается в выявлении зон оруденения по увеличению содержания элементов в растениях, произрастающих над этими зонами. Теоретические основы этого метода (так же, как и геоботанического) заложены трудами В. И. Вернадского, который ввел термин «биогеохимия», и А. П. Виноградова. Биогеохимические поиски в СССР начал проводить с 1937 г. Д. П. Малюга. Им были проведены исследования на месторождениях никеля, кобальта, хрома, меди, урана.

Начиная с 50-х годов опытные биогеохимические исследования проводятся в различных климатических зонах СССР. Можно считать, что к настоящему времени разработана мето-

дика рационального ведения биогеохимических поисков металлов в различных ландшафтно-геохимических зонах. Очень много для этого было сделано А. И. Перельманом и М. А. Глазовской, развившими на современном научном уровне учение о геохимии ландшафтов.

Геоботанические методы поисков применялись в течение последних 30 лет для поисков ряда металлов в Центральной и Западной Европе. Первые экспериментальные работы по применению биогеохимических методов для поисков рудных месторождений на Западе были проведены в 1963 г. Палмквистом и Брундином (Шведская поисковая компания). В 1939 г. на основании биогеохимических исследований, проведенных в Корнуэлле и Уэллсе, был получен патент «на метод поисков путем систематического опробования растительного материала с последующими спектральными анализами золы растений». Начиная с этого времени биогеохимические поиски проводила Шведская поисковая компания. С периода «уранового бума» (1948—1956 гг.) проводятся биогеохимические поиски в США и в Канаде.

Сущность гидрогеохимического метода поисков заключается в выявлении гидрогеохимических ореолов, связанных с рудными телами при изучении особенностей распределения элементов в гидросфере, путем систематического опробования подземных и поверхностных вод. Начало научной разработки гидрогеохимических методов поисков относится к 1917 г., когда Н. С. Курнаков, по данным анализов рассолов соляных варниц, предсказал открытие ряда калийных месторождений в районе Верхнекамска. В 1938 г. О. А. Алекин доказал возможность применения гидрогеохимического метода поисков золота в условиях Дальнего Востока, а в 1941 г. Е. А. Сергеев изучил водные ореолы рассеяния на свинцово-цинковых месторождениях Алтая. Позднее большую работу по изучению возможностей применения гидрогеохимического метода при поисках рудных месторождений провели А. А. Бродский, А. И. Германов, А. А. Сауков, А. Н. Токарев, А. В. Щербаков, Н. И. Долуханова, П. А. Удодов и ряд других исследователей.

На Западе первые гидрогеохимические поиски проводились в 1954 г. в Восточной Канаде, где поисками было охвачено 27 тыс. кв. миль. Позже большой объем гидрогеохимических исследований был проведен при поисках меди, свинца, цинка и никеля в Африке и в Юго-Восточной Азии.

Применение атмохимических методов поисков основано на опробовании воздуха, находящегося в почвах, и выделении, на основании данных анализов этих проб, аномалий, связанных с месторождениями полезных ископаемых. Первоначально атмохимический метод применялся только для поисков нефти и газа.

Позже, применяя атмохимические методы, стали выделять

радиогенные газовые аномалии, связанные своим образованием с ядерным распадом ряда радиоактивных элементов. Использование газовых методов для поисков радиоактивных руд привело к открытию ряда месторождений, примером которых может служить месторождение асфальтита, содержащего до 1,6% урана, обнаруженное в Техасе.

В начале 60-х годов были получены данные, позволяющие рекомендовать атмохимический метод для поисков ртутных месторождений. В последние годы ведутся исследования по разработке рациональной методики поисков сульфидных руд по газовым ореолам рассеяния. Весьма перспективным может быть использование для поисков рудных месторождений данных о составе газов, находящихся в виде включений в минералах.

Шлиховой метод поисков основан на прослеживании путей миграции элементов, находящихся в минеральной форме, от точки обнаружения минерала до месторождения путем отбора шлиховых проб. Как правило, прослеживаются пути миграции наиболее тяжелых и устойчивых к процессам выветривания минералов, таких, как касситерит, рутил, золото. Однако были получены хорошие результаты и при поисках киновари; с помощью шлихового метода были открыты и месторождения алмазов в Якутии. Многочисленные данные об использовании шлихового метода поисков обобщены в монографии Е. М. Захаровой [1960].

Н. П. Ермаков предложил для увеличения эффективности шлихового метода использовать физико-геохимические анализы (декрепитацию). Опытные работы показали перспективность проведения исследований в этом направлении.

Положительные результаты, полученные при промышленном применении геохимических методов, привели к значительному расширению объема геохимических исследований. Так, в СССР, по данным А. А. Саукова, в 1948 г. было отобрано 67 тыс. металлометрических проб, а в 1961 г. — свыше 6 миллионов. В Африке геохимические исследования начали применяться практически после 1953 г., а уже в 1959 г. годовой объем отобранных геохимических проб составил, по данным Х. Е. Хокса и Д. С. Уэбба, 1,5 млн. проб. В Канаде в 1971 г. было отобрано свыше 812 тыс. проб, а в США — 337 тыс. [Левинсон А., 1976].

Большие успехи, достигнутые Советским Союзом в развитии геохимических методов поисков, обусловлены в первую очередь высоким уровнем развития в нашей стране геохимии, основоположниками которой как самостоятельной науки являются В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман и норвежский исследователь Виктор-Мориц Гольдшмидт. Очень много для развития геохимии и геохимических методов поисков сделали советские геохимики — ученики и последователи В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана.

## МЕТОДЫ АНАЛИЗА, ПРИМЕНЯЕМЫЕ ПРИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ

### ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

При поисках рудных месторождений геохимическими методами необходимо выполнение весьма многочисленных анализов. При этом количество анализов должно быть таким, чтобы можно было бы выявить геохимические аномалии, образование которых связано с формированием или разрушением месторождений. Опыт показывает, что только за один полевой сезон одна партия может отобрать до 100 тыс. геохимических проб, в подавляющем большинстве которых содержание элементов близко к кларковому. В настоящее время разработаны многочисленные методы определения содержания элементов в геохимических пробах в зависимости от форм нахождения элементов (минеральная форма, водные растворы, газовые смеси и т. д.). Однако необходимость анализа большого количества проб при низкой концентрации в них металлов обуславливает применение при геохимических поисках только тех методов анализа, которые при небольшой стоимости обладают высокой чувствительностью, достаточно большой точностью и высокой производительностью.

При геохимических методах в различных соотношениях применяются следующие анализы: спектральный, атомно-абсорбционный, колориметрический, рентгенофлуоресцентный, бумажной хроматографии, радиометрический, газовый. Кроме того, полезными могут оказаться методы определения свойств различных минералов (декрепитация, ТЭДС сульфидных минералов и др.).

### СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

При поисках руд особенно широкое применение получил эмиссионный спектральный анализ. Он может быть использован для определения содержания элементов в коренных породах, рыхлых отложениях, золе растений, сухих остатках водных проб и в отдельных минералах.

Основой спектрального анализа является возможность измерения длины волны и интенсивности излучения, испускаемого атомами, молекулами и ионами вещества в источниках света. Определение содержания отдельных элементов произво-

дится путем измерения и сравнения интенсивности их линий в спектре.

Широкое применение спектрального метода при геологических поисках обусловлено рядом его преимуществ по сравнению с другими методами анализа различных геохимических объектов. Спектральный анализ позволяет производить определение в исследуемых объектах свыше 70 элементов без существенного изменения методики работ; к легкоопределяемым элементам относятся подавляющее большинство металлов, включая редкие земли. При спектральном анализе возможно одновременное определение большого числа элементов без увеличения объема пробы. Метод отличается простотой и не требует производства сложных операций по предварительной обработке проб. Простота выполнения спектрального анализа обусловила очень высокую производительность, пока недоступную при других методах анализа. Спектральный метод позволяет определять содержание элементов при очень низких концентрациях их в пробах ( $10^{-3}$ — $10^{-4}\%$ ), а использование некоторых дополнительных операций увеличивает чувствительность анализа до  $10^{-4}$ — $10^{-5}\%$ . Кроме того, спектрограммы, получаемые на фотопластинках при этом методе, позволяют достаточно объективно производить оценку содержания элементов. Спектрограммы могут также служить для проверки результатов анализа и для дополнительного определения тех элементов, которые при первичном анализе не учитывались. Эти особенности выгодно отличают спектральный метод от большинства других аналитических методов.

Однако спектральный метод анализа имеет и ряд недостатков: на спектрограммах возможно наложение линий, мешающее определению содержаний элементов, при определении больших содержаний (больше 1%) спектральный анализ часто уступает по точности другим методам. Недостатком является и то, что невозможно путем расчета учесть влияние на результат анализа общего химического состава проб и формы соединения определяемого элемента.

По данным С. В. Лонциха [1969], в СССР при поисковых работах ежегодно выполняется несколько миллионов спектральных анализов.

Процесс спектрального анализа можно разделить на три этапа: 1) возбуждение спектра (данные о составе вещества преобразуются в совокупность спектральных линий); 2) передача и регистрация данных; 3) расшифровка зарегистрированных данных (переход от измерений спектра к химическому составу проб).

Каждый из этапов делится на ряд операций, которые различаются в зависимости от того, производится полуколичественный (приближенно-количественный) или количественный анализ.

Приближенно-количественный спектральный анализ по сравнению с количественным дает менее точное определение содержания исследуемых элементов, но производительность его выше. В большинстве случаев точность этого метода удовлетворяет требованиям поисковых работ, поэтому он получил широкое распространение. Чаще всего приближенное определение содержания элементов производится одним из четырех основных методов.

1. Метод визуального сравнения основан на сравнении почернений линий на спектрограммах проб и близких к ним по составу эталонов. Для повышения достоверности сравнения почернений производят по двум-трем аналитическим линиям.

2. Метод появления и усиления спектральных линий основан на учете общего числа линий элемента на спектрограммах, увеличивающегося с увеличением концентрации элемента в пробе, и визуальной оценке почернения этих линий. Рассматриваемый способ расшифровки был предложен в 1935 г. В. К. Прокофьевым и в настоящее время получил наибольшее распространение в аналитической практике. Недостатком этого метода, как и первого, является влияние на результат индивидуальных качеств и опыта аналитика.

3. Метод ослабления интенсивности спектральных линий был разработан М. М. Клером. В его основе лежит ступенчатое освещение щели спектрографа светом, проходящим через вращающийся спектр (или специальный ослабитель), установленный перед щелью. В результате такого освещения все линии на спектрограмме разбиваются на отдельные участки (ступени) уменьшающейся интенсивности. С возрастанием концентрации элемента в пробе возрастает число ступенек, наблюдаемых вдоль линий на спектрограмме, и усиливается их почернение.

Фотографируя спектры эталонов, составляют таблицы, в которых указывают число и номера ступенек при различных содержаниях элемента. Затем эти таблицы используют для построения градуировочных графиков, на которых по оси ординат откладывают число наблюдаемых на спектрограмме ступенек вдоль аналитической линии, а по оси абсцисс — концентрацию элемента в логарифмическом масштабе. Полученные графики используются для определения по ступенчатой спектрограмме содержания элемента в пробе.

Применение рассматриваемого метода особенно удобно для определения элементов, имеющих мало линий, пригодных для интерпретации (Cu, P, Ag, As и др.), так как определение в этом случае можно вести по одной-двум аналитическим линиям.

4. Метод появления и усиления спектральных линий в комплексе со ступенчатым ослаблением значительно повышает точность определения содержания элемента. Его применение

особенно целесообразно при выделении слабоконтрастных аномалий среди первично обогащенных пород.

В тех же случаях, когда необходима особо высокая точность анализа, а концентрация элемента в пробе невысока, производится количественный спектральный анализ. «Все количественные спектральные методики основываются на эмпирически устанавливаемой зависимости измеряемой функции аналитиче-

Таблица 1

Оптимальные условия спектрального определения групп элементов при помещении проб в канал угольного электрода. По С. В. Лончих [1969]

Месторождения	Группы элементов	Сила тока дуги, А	Диаметр канала, мм	Глубина канала, мм	Толщина стенок, мм	Время экспозиции, с	
						первой	второй
Полиметаллические	Zn, Pb, Ag, Au, As, Bi, In, Ge, Ga, Cd	8—10	3	4	1,5	20	40
Оловянно-вольфрамовые Золоторудные	Hg, Sb, As, Bi	8—10	3	15	1,5	45	
	Sn, W, Mo, In, Be	15—18	4	4	1	60	
Медноколчеданные	Au, Ag, Bi, Ti, Mo, Cu	10—12	3	4	1,5	20	40
	Cu, Co, Ni, Zn, Pb, Au, Ag	10—12	3	4	1,5	20	40
Железорудные	Fe, Ti, V, Nb, Zn, Ta, Cr, Mn	18—20	3	4	0,5	60	
Пегматитовые	Li, Be, Nb, Ta, Rb, Cs, Zr, Hf, Sc	16—18	4	3	0,5	30	150
	U, Th, Ge, Y, La	18—20	3	4	0,5	30	120

ской линии от концентрации определяемого элемента в анализируемых веществах» [Лончих С. В., 1969]. Опыт показывает, что при количественном спектральном анализе ошибка обычно не превышает 10—15%.

При проведении спектрального анализа пробы можно вводить в зону дугового разряда, либо помещая пробы в канал угольного электрода, либо нанося материал на поверхность подвижного электрода, либо вводя пробу в разряд воздушной струей. Каждый из этих способов имеет свои достоинства и недостатки.

Наиболее простым и распространенным является первый способ. Для увеличения его эффективности рекомендуется группировать пробы в зависимости от «летучести» определяемых элементов. С. В. Лончих рекомендует выделять группы

проб, учитывая также ассоциации элементов, характерные для различных типов месторождений. Всего им выделено шесть основных групп, для каждой из которых установлены оптимальные условия анализа (табл. 1).

Нанесение пробы на подвижный электрод позволяет повысить относительную чувствительность определения германия, галлия, индия и таллия до десятитысячных долей процента. Введение проб в разряд воздушной струей повышает производительность работ и увеличивает чувствительность определения легколетучих элементов; при этом уменьшается чувствительность определения труднолетучих элементов.

### **МЕТОД АТОМНО-АБСОРБЦИОННОЙ СПЕКТРОМЕТРИИ**

Метод атомно-абсорбционной спектроскопии в геохимических поисках стал применяться сравнительно недавно. Однако его применение непрерывно расширяется. Особая ценность метода для геохимических поисков состоит в том, что из одного раствора после разложения образца можно определять много химических элементов. Это связано с малыми материальными затратами и одновременно дает обширную информацию. Практически методом можно определять около 40 элементов.

Метод атомно-абсорбционной спектроскопии основан на измерении поглощения излучения определенной длины волны (или длин волн). В целях количественных определений образец переводят в простой раствор, который содержит элементы, подлежащие определению. Затем раствор помещают в камеру атомно-абсорбционного спектрофотометра, где сам раствор диспергируется и испаряется с помощью пламени. Пламя имеет температуру, достаточно высокую (порядка 2000°С), чтобы перевести большую часть капелек в атомную форму. Пар, содержащий определяемый элемент, освещается источником света, обычно лампой с катодом того элемента, который подлежит определению. Поглощение пропорционально концентрации элемента в паре. Измеряя энергию, дошедшую до детектора, можно количественно определить содержание этого элемента в паре.

Атомно-абсорбционная спектроскопия относится к типичным методам определения следовых количеств элементов в разнообразных природных объектах — почвах, породах, золе растений, в природных водах.

### **ДРУГИЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА, ПРИМЕНЯЕМЫЕ ПРИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ**

В тех случаях, когда содержание определяемых элементов велико и точность спектрального анализа не удовлетворяет предъявляемым требованиям, применяются весовые и колори-

метрические методы химических анализов. Из многочисленных весовых методов при анализе геохимических проб нашел широкое применение только пробирный анализ для определения золота, серебра и металлов платиновой группы.

Несколько чаще, чем весовые методы, для определения содержания элементов в геохимических пробах применяются колориметрические методы. Они основаны на способности многих элементов, находящихся в специальном растворе, поглощать или рассеивать свет с определенной характерной длиной волны. Если такое поглощение или рассеяние света связано количественно с содержанием металла, этот эффект используется для определения содержания элемента. Преимуществами колориметрических методов являются простота анализа (для овладения этим методом достаточно небольшой стажировки) и портативность оборудования. Существенный же недостаток метода состоит в невозможности одновременного определения группы элементов.

Капельный метод основан на том, что некоторые элементы образуют сильно окрашенные соединения, которые при переносе на бумагу оставляют цветные пятна. По цвету получаемых пятен можно судить о присутствии определяемого элемента. Но этот метод не дает нужной точности определения.

Хроматография на бумаге основана на различной скорости движения находящихся в растворе ионов при продвижении раствора по фильтровальной бумаге. При определенных условиях ионы располагаются в виде ряда полос в зависимости от силы их сцепления с целлюлозой бумаги. Бумагу обрабатывают специальными растворами, образующими окрашенные соединения с определяемыми ионами — так называемые хроматограммы. Элемент определяют по цвету и относительному положению на хроматограмме. Содержание элемента устанавливают по интенсивности окраски и ширине полосы. Недостатками метода являются не всегда высокая точность анализа и необходимость поддержания в лаборатории строго заданных температуры и влажности воздуха.

Полярнографический метод определения содержания элементов является единственным электрическим методом, сравнительно широко применяющимся при геохимических поисках. Он отличается высокой точностью по сравнению с другими методами при определении малых содержаний элементов в природных водах. Но для проведения полярнографических анализов необходимы хорошо оборудованная лаборатория, дорогостоящее сложное оборудование и высокая квалификация исполнителей.

Флуоресцентный (люминесцентный) анализ применяется при геохимических исследованиях в основном для определения содержаний урана. Пробы, содержащие уран, после сплавления с соответствующими флюсами под воздействием ультрафиолето-

вых лучей излучают видимую люминесценцию. При определенных условиях интенсивность свечения пропорциональна содержанию урана в пробе. Уровень интенсивности свечения может определяться визуально (при сравнении с эталонами) и с помощью фотоэлектрических устройств. Описанный метод анализа является одним из наиболее простых и точных методов определения низких содержаний урана.

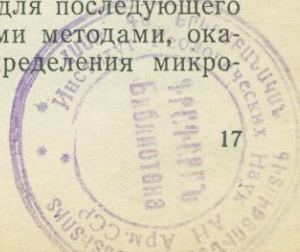
Несмотря на общность ряда методов определения группы элементов, находящихся в разных формах, при анализе гидрохимических проб следует учитывать специфические особенности поведения элементов в водных растворах. Анализ водных проб включает определение газов, макро- и микрокомпонентов, образующих истинные и коллоидные растворы. В зависимости от поставленной задачи и условий выполнения, анализы вод делятся на полевые (сокращенные) и полные.

При полевых анализах необходимо определить химический тип вод. Для этого достаточно сведений о физических свойствах исследуемой воды, о величине щелочности (рН) и о содержании основных микрокомпонентов, к которым относятся  $\text{CO}_2$  свободн.,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NH}_4$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ .

3008 В водных пробах следует определять рН, Eh,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ . Для каждого такого анализа достаточно 0,5 л воды. При необходимости воду, предварительно отфильтровав, можно консервировать. Остаток необходимо сохранить для дальнейшего исследования. Консервацию воды в зависимости от назначения анализа проводят с помощью хлороформа, 1н раствора соляной кислоты и реже — с помощью других реактивов. Для определения макрокомпонентов изготавливают специальные полевые гидрохимические лаборатории (А. А. Резникова — ПЛАВ; А. А. Резникова и И. Ю. Соколова — МЛАВ).

Определение величин рН и Eh можно производить потенциметрически с помощью переносного рН-метр-милливольтметра ППМ-03 МІ. Для определения величины рН часто в полевых условиях используют индикаторную универсальную бумагу.

Важнейшей задачей при проведении гидрогеохимических поисков является определение в водах содержания металлов, которое обычно составляет тысячные и десятитысячные доли миллиграмма на литр. Применение наиболее простых колориметрических методов при анализе гидрогеохимических проб ограничено необходимостью определения большого числа элементов. В связи с этим основным методом определения металлов в водах является спектральный анализ сухого остатка водной пробы. Концентрация микрокомпонентов для последующего спектрального анализа проводится различными методами, оказывающими влияние на чувствительность определения микрокомпонентов.



1. Концентрирование испарением воды до сухого остатка. Преимущество этого метода — чистота получаемого осадка, не загрязненного посторонними примесями. Недостатки метода: длительность выпаривания, удорожающая анализ; наличие в сухом остатке большого количества кальция и магния, затемняющих спектрограммы ряда металлов и в первую очередь цинка.

2. Концентрирование методом экстракции основано на образовании из ионов тяжелых металлов и органических соединений устойчивых комплексов, легко извлекаемых из раствора в слой органического растворителя, где их определяют или непосредственно, или после дополнительного извлечения. Метод применим при анализе водных проб на один или несколько элементов.

3. Извлечение микрокомпонентов с помощью ионообменных смол основано на поглощении из пробы катионов мелкими тонущими частицами ионообменной смолы. Под действием соляной кислоты смола очищается от катионов, переходящих в жидкий концентрат. Недостатки метода: концентрат обогащается кальцием и магнием, что мешает спектральному определению ряда металлов; в концентрат не попадают элементы из коллоидов.

4. Концентрация методами соосаждения. Наибольшее распространение получило концентрирование с гидроокисью алюминия (метод ТПИ) и сульфидом кадмия (метод ВИТР—ЛТИ). Достоинствами этих методов являются простота получения концентрата, практическая независимость чувствительности анализа от минерализации вод и возможность соосаждения металлов в точке отбора пробы. Недостатки метода: необходимость особо чистых реактивов для соосаждения, невозможность определения кадмия методом ВИТР—ЛТИ.

Концентрирование металлов производится также сорбентом, представляющим собой смесь хлорлигнина и активированного угля. Наиболее целесообразно применение этого метода для соосаждения редких элементов при минерализации вод до 5 г/л (Голева и др., 1968 г.; Удодов и др., 1973 г.). Возможно групповое соосаждение металлов и при помощи органических соосаждителей. Чувствительность спектрального определения при соосаждении этим методом значительно возрастает для таких элементов, как Be, V, W, Ge, Au, Cd, Mn, Mo, Ni, Nb, Sn, Sb, Ag, Cr, Zn, Zr. Однако длительность процесса соосаждения (более 12 ч) и удаление легколетучих соединений при озолении органической части концентрата сокращают область применения этого метода концентрации металлов, находящихся в водных растворах (табл. 2).

Газовая съемка и газовый каротаж, сравнительно недавно применяемые при поисках рудных месторождений, требуют специальных методов анализа. Определение углекислого газа, кис-

Чувствительность определения микрокомпонентов вод (мкг/л)  
при различных способах концентрирования. По И. Ю. Соколову

Микрокомпонент	Выпаривание до сухого остатка при величине его 1000 мг/л	Соосаждение способом		Концентрирова- ние на смешан- ном сорбенте
		ТПИ	ВИТР- ЛТИ	
Барий	30	1—2	—	—
Бериллий	3	0,6—1	0,3	0,02
Ванадий	10	0,6—1	3	0,4
Висмут	3	0,6	1	0,4
Вольфрам	100	5	10	4
Галлий	10	—	1	0,1
Гафний	100	—	—	—
Германий	10	4	1	1
Золото	30	2—6	3	0,1
Индий	10	—	0,3	0,1
Иттербий	10	—	3	0,02
Иттрий	100	1—2	3	0,04
Кадмий	100	0,6—1	—	—
Кобальт	30	0,6—1	10	1
Лантан	100	—	10	4
Литий	10	—	—	—
Марганец	10	0,6—1	10	—
Медь	3	0,06	3	10
Молибден	3	0,2	1	0,2
Мышьяк	1000	4—6	3	—
Никель	10	0,6—1	30	4
Ниобий	10	—	100	1
Олово	10	0,2—0,6	1	1
Свинец	10	0,6—1	1	2
Серебро	3	0,06	0,1	0,1
Скандий	500	—	3	0,1
Стронций	30	10—20	—	—
Сурьма	100	1—2	5	4
Таллий	1000	—	3	—
Тантал	100	90	30	10
Теллур	—	—	10	10
Титан	10	0,6—1	—	—
Торий	500	—	—	—
Уран	1000	—	—	—
Фосфор	1000	30	—	—
Хром	30	0,6—1	30	1
Церий	1000	—	—	—
Цинк	1000	2	10	10
Цирконий	10	7	—	—

лорода, водорода, азота, окиси углерода — главных компонентов газовых смесей, проводится на приборе ВТИ. Отдельные газы можно определять по их поглощению определенными реагентами путем сжигания в определенных условиях, путем адсорбции, хроматографическими методами.

## РАДИОМЕТРИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Радиометрические методы определения радиоактивности природных образований широко применяются в геофизических поисковых партиях. В этом отношении разработаны многочисленные радиометры, позволяющие по гамма-излучению судить о содержании радиоактивных рядов тория и урана в полевой обстановке и лабораторных условиях.

Однако при определении содержания некоторых стабильных элементов используется также радиометрическая аппаратура для измерения наведенной с помощью нейтронов радиоактивности. При этом используется ряд новых приборов, представляющих собой сочетание нейтронного источника для облучения пробы с радиометром. Определение самого элемента проводится по гамма-излучению, интенсивность которого пропорциональна содержанию нейтронно-индуцированного элемента. Радиометрические методы определения элементов обладают высокой чувствительностью.

При поисках радиоактивных руд атмосферическими методами определяют находящиеся в составе почвенных газов над месторождениями радиоактивные эманации — радон, торон, актинон. Определение этих газов основано на их способности производить ионизацию воздуха. В качестве измерительного прибора применяется специальный электрометр в сочетании с газовой камерой. Чувствительность определения рассматриваемых газов исключительно велика; для радона она доходит до  $10^{-15}$  кюри (кюри — количество радона, которое находится в равновесии с 1 г радия).

## ИЗОТОПНЫЕ МЕТОДЫ

В отдельных случаях при решении задач поисковой практики определенную помощь могут оказать данные об изотопном составе элементов, связанных с рудообразованием. Применяемые в последние годы в геохимических исследованиях данные об изотопном составе, в частности  $^{18}\text{O}/\text{O}^{16}$ , могут служить указанием на температуру формирования месторождений, на пути движения рудообразующих растворов. Определение изотопного состава элементов производится с помощью специальных приборов — масс-спектрометров.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ ПРИ ПОИСКАХ

При минеральной форме миграции элементов, образующих вторичные ореолы рассеяния, одним из наиболее эффективных методов поисков является шлиховой. Лабораторный анализ шлиховых проб разделяется на два этапа: подготовка шлихов к анализу (разделение шлихов на фракции); изучение состава фракций. Схема разделения шлиха на фракции приведена на

рис. 1. Итогом изучения состава фракций является определение минералов, составляющих отдельные фракции. Данные, полученные при минералогическом анализе шлихов, позволяют судить не только об элементах, мигрирующих в минеральной

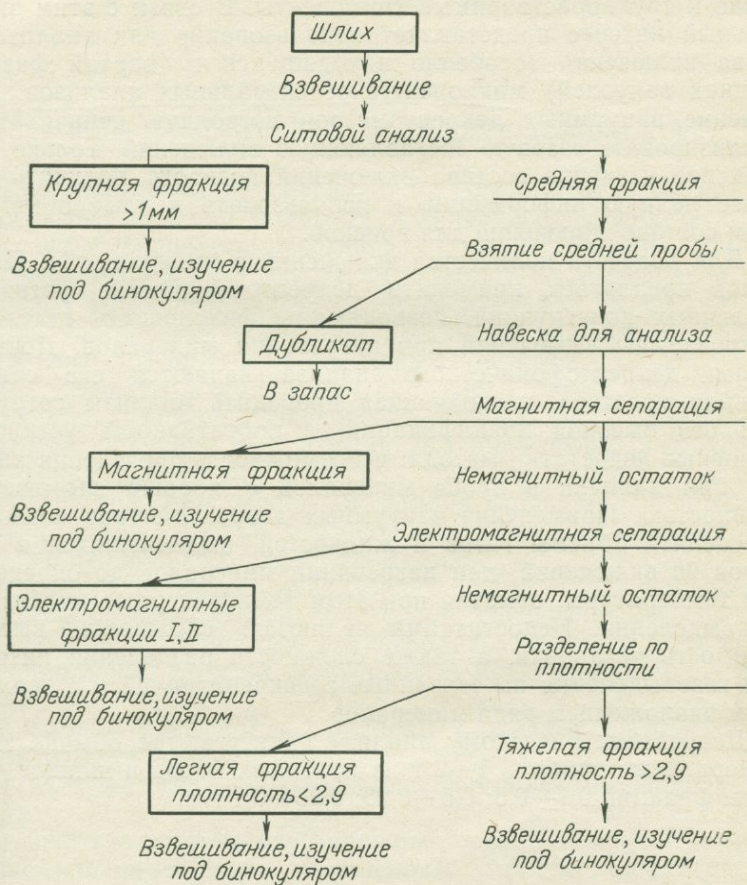


Рис. 1. Схема разделения шлиха на фракции по Е. М. Захаровой

форме, но и об ассоциациях элементов и минералов на разрушаемых месторождениях, являющихся источником минералов в шлихах. Судя по окатанности минералов и характеру поверхности зерен, можно сделать предварительные выводы о дальности миграции минералов.

С развитием в последние годы физико-геохимических методов поисков появилась необходимость определять количество газовой-жидких включений в минералах, их состав и темпера-

туру декриптации. Наиболее сложным является определение состава включений, проводимое в большинстве случаев методом водных вытяжек, который не позволяет получить полную информацию о составе включений, так как «теряются» легколетучие и труднорастворимые компоненты. В связи с этим значительный интерес представляет использование для анализа состава включений (особенно находящихся в твердой фазе на стенках вакуолей) микрорентгеноспектральных анализов. Применение вакуумных декрептометров позволяет откачивать и анализировать газовую составляющую включений. Только комплексное изучение состава включений позволит получить наиболее полную информацию и использовать данные о химическом составе включений для поисков.

Для подсчета количества включений в минералах Н. П. Ермаков предлагает применять декрептофонические установки различных конструкций, позволяющие фиксировать отдельные микровзрывы включений при нагревании минералов. Достоинствами декрептофонического анализа являются его сравнительная простота, позволяющая проводить анализы сотрудникам без высокой квалификации, и портативность установки. Основные недостатки метода: невозможность проведения анализов при наличии в пробе минералов с хорошо выраженной спайностью. Применение вакуумных декрептометров позволяет определять объемы газов и жидкостей, выделившихся в виде паров из включений, при нагревании минералов до определенной температуры, отмечая при этом температурные максимумы газовыделения. Недостатками являются: сложность, высокая стоимость установки, а также сложность разделения интервалов газовыделения на связанные с декрепитацией и с термическим разложением ряда минералов.

Декрептометрическому анализу подвергаются обычно мономинеральные пробы в 1—2 г из коренных пород и шлихов. Размеры фракций 0,1—0,5; 0,5—0,25; 0,25—0,1 мм.

ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ  
В ВЕРХНИХ ОБОЛОЧКАХ ЗЕМЛИ

## ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

При проведении на современном уровне геохимических поисков месторождений полезных ископаемых необходимо знать не только особенности поведения и распространения химических элементов в земной коре, но и форму их нахождения. Это позволяет установить историю и пути миграции изучаемых элементов, способствуя более направленному ведению поисков и увеличению достоверности поисковых прогнозов.

Все элементы в земной коре образуют системы относительно устойчивых химических равновесий. Группы систем равновесия элементов получили в геохимии название форм нахождения химических элементов. Вообще в природе форм нахождения элементов довольно много, в земной коре их значительно меньше, а при поисках месторождений полезных ископаемых учитываются только главнейшие из них:

1) самостоятельные минеральные виды (кристаллические, аморфные и коллоидные — с твердой дисперсионной средой);

2) изоморфные примеси в минералах (изоструктурные смеси и закономерные атомные замещения в кристаллических решетках минералов);

3) водные растворы и коллоиды с жидкой дисперсионной средой (гомогенные и гетерогенные системы);

4) газовые смеси (молекулы, свободные атомы, ионы, аэрозоли);

5) биогенные состояния (сложные органические соединения, растворы, неорганические соединения);

6) магматические расплавы (силикатные, сульфидные и др.);

7) состояние рассеяния.

Самостоятельные минеральные виды — важнейшая форма существования химических элементов в литосфере. В зависимости от агрегатного состояния они могут быть твердыми, жидкими и газообразными. Большинство твердых минералов представлены кристаллическими веществами, однако есть среди минералов аморфные и коллоидные. В условиях земной коры элементы образуют около 2000 самостоятельных минералов.

Расчеты показали, что наибольшая способность к самостоятельному минералообразованию характерна для халькофильных

элементов, образующих минералы с неионной связью и для самородных элементов.

Незначительное количество минералов, характеризующихся беспорядочным расположением структурных единиц, относится к изотропным аморфным веществам. Обычно аморфные минералы образуются при быстром охлаждении расплавленных вязких масс и при разрушении кристаллических решеток, вызываемом окислением и метамиктным распадом.

Небольшое количество минералов условно относится к коллоидным системам с твердой дисперсионной средой. Коллоиды по своим свойствам отличаются от истинных растворов и грубообломочных систем и тем не менее между ними существуют постепенные переходы.

При рассмотрении минеральной формы нахождения элементов в земной коре представляют интерес только те группы коллоидных систем, в которых и дисперсионная среда и дисперсная фаза находятся в твердом состоянии. Среди них выделяются кристаллозоли и кристаллогели.

Кристаллозоли — это такие коллоидные системы, в которых дисперсионная среда резко преобладает над дисперсной фазой. Типичные кристаллозоли — красные барит и карналлит (дисперсная фаза представлена окисью железа), черный кальцит (дисперсная фаза — сульфиды и органические вещества), окрашенные алмазы. О дисперсной фазе непрозрачных кристаллозольей обычно судят по результатам химических и спектральных анализов. Однако о коллоидном состоянии можно говорить только в том случае, если элементы-примеси не могут закономерно входить в кристаллическую решетку минерала-хозяина и если их размеры соответствуют размерам коллоидных частиц. Примерами твердых непрозрачных кристаллозольей могут быть медь и золото в пирите, золото в галените и арсенопирите.

В кристаллогелях резко повышено содержание дисперсной фазы и дисперсионная среда как бы занимает оставшееся пространство между дисперсными частицами. Примерами твердых гелей могут служить опалы, сталактитовые образования углекислого кальция.

Содержание в коллоидных системах так называемых «элементов-примесей», являющихся дисперсной фазой, может колебаться в широких пределах. Эта особенность приближает коллоидные минералы к изоморфным смесям.

Изоморфные примеси в минералах представляют собой закономерное замещение аналогичных элементов друг другом в кристаллических решетках. В свете новых кристаллических представлений можно выделять изовалентный и гетеровалентный изоморфизм. При изовалентном изоморфизме взаимозамещаются ионы равной валентности; при гетеровалентном — ионы разной валентности, но при условии сохранения электростатического баланса соединения. Необходимым условием про-

цесса изоморфизма является также сохранение основных особенностей строения кристаллической решетки минерала-хозяина.

Существенное изменение структуры минерала при изменении его химического состава получило название морфотропии. Так же как и изоморфизм, морфотропия может указывать на повышенное содержание определенных элементов при образовании минерала или при процессах эпигенезиса, что необходимо учитывать при проведении геохимических поисков.

Возможность изоморфного замещения элементов зависит от ряда причин, вызванных термодинамическими условиями процесса (внешние факторы) и особенностям самих атомов и ионов, участвующих в изоморфизме (внутренние факторы) [Войткевич Г. В., Закруткин В. В., 1976].

В виде изоморфной примеси в минералах могут находиться почти все известные элементы, а часть их (Rb, Te, Pr, Nd, Pm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tu, Lu, Hf, Re) в литосфере встречается преимущественно в изоморфном состоянии. Тип химической связи в минералах не препятствует изоморфным замещениям: изоморфные примеси встречаются в ионных, ионно-ковалентных и металлических решетках.

Водные растворы составляют отдельную оболочку Земли, называемую гидросферой. Большая часть их приходится на долю Мирового океана, меньшая — на поверхностные и подземные воды континентов. При геохимических поисках основное внимание уделяется подземным и реже поверхностным водам континентов, в которых элементы могут находиться в виде ионов, молекул, органических соединений и коллоидов.

В виде молекул в растворах находятся газы и некоторые соли, среди которых преобладают сульфаты. Часть молекул находится в гидратированном состоянии (молекулы растворимого вещества связаны в растворе с молекулами воды). Иногда их связь с гидратной водой настолько прочна, что вода остается в минерале при его кристаллизации из раствора. Образовавшиеся таким путем минералы в химии получили название кристаллогидратов. Их примером могут служить халькантит ( $\text{CuSO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$ ) и мирабилит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$ ).

Основная часть элементов в связи с процессом диссоциации в растворах представлена анионами и катионами, анионы в основном комплексные. Катионы часто в растворах связаны с молекулами воды (гидратированные катионы), количество которой пропорционально размеру катиона. Так, небольшой катион бериллия образует тетрагидрат  $[\text{Be}(\text{H}_2\text{O})_4]^{+2}$ , а магния и алюминия — гексагидраты  $[\text{Mg}(\text{H}_2\text{O})_6]^{+2}$  и  $[\text{Al}(\text{H}_2\text{O})_6]^{+3}$ , но чем меньше радиус катиона, тем с большей силой притягиваются молекулы воды. Следует отметить, что распад на ионы происходит при растворении в воде не только веществ с ионной и металлической связью, но и при растворении веществ с ковалентной связью.

В океанских и особенно в континентальных водах значительная часть веществ находится в коллоидной форме. В связи с этим некоторые особенности этой формы нахождения элементов рассматриваются в данном разделе.

В жидкой дисперсионной среде дисперсная фаза может находиться в твердом, жидком и газообразном состоянии. Нас интересует первый случай, когда дисперсная фаза может быть представлена металлами (золото, серебро, платина, висмут, олово и др.), гидратами окислов металлов ( $\text{Fe}(\text{OH})_3$ ,  $\text{Al}(\text{OH})_3$ ,  $\text{Ti}(\text{OH})_4$  и др.), окислами ( $\text{MnO}_2$ ,  $\text{SiO}_2$  и др.), сульфидами ( $\text{PbS}$ ,  $\text{Sb}_2\text{S}_3$ ,  $\text{As}_2\text{S}_3$  и др.), глинистыми минералами (галлуазит, каолинит, монтмориллонит и др.). Образование коллоидов происходит в природе двумя основными способами: дисперсионным (при разрушении кристаллического вещества) и конденсационным (при соединении молекулярных частиц до размеров коллоидных).

В связи с высокой степенью дисперсности и большой суммарной поверхностью дисперсной фазы коллоидные системы обладают повышенным запасом свободной поверхностной энергии. Ее самопроизвольное уменьшение приводит к адсорбции — концентрированию вещества на поверхности раздела фаз [Писаренко А. П., Поспелова К. А., Яковлев А. Г., 1969].

Одновременно с адсорбцией может протекать другой сорбционный процесс — абсорбция — поглощение пара или газа всем объемом твердого тела. В геологии оба эти процесса обычно объединяют одним общим термином — сорбция.

Сорбированные молекулы и ионы играют огромную роль в миграции элементов, в образовании ореолов рассеяния около месторождений и даже в образовании самих месторождений. Хорошей сорбционной способностью обладают коллоиды окиси марганца. По данным А. А. Саукова [1963], они сорбируют К, Ni, Ba, Co, Cu, Zn, Hg, Au, W и другие катионы, общее число которых приближается к 40. При формировании осадочных марганцевых месторождений, кроме самих коллоидов  $\text{MnO}_2$ , практический интерес представляют адсорбированные Co и Ni. Глинистые коллоиды хорошо сорбируют К,  $\text{NH}_4$ , Pb, Cs, Pt, Au, Ag, V, Hg, Cu, коллоиды гидрата окиси железа — As, V, P.

Газовые смеси целиком составляют верхнюю оболочку Земли — атмосферу. Значительное количество газов находится в пустотах и полостях осадочных и магматических пород в сорбированном состоянии, в виде включений в минералах. Газы принимают активное участие в гипергенных и гипогенных геохимических процессах. Все природные газовые смеси можно разделить на две большие группы — газы атмосферы и газы земных недр. Среди газов земных недр В. А. Соколов [1971] выделяет газы: газовых и нефтяных месторождений; каменноугольные; морей, океанов и современных осадков; магматических пород; верхней мантии (вулканические) и благородные.

Постоянными компонентами атмосферного воздуха являются  $N_2$ ,  $O_2$ ,  $CO_2$ , Ar, Ne, Kr, Xe,  $H_2$ , He,  $CH_4$ ,  $H_2O$ . Среди газов газовых и нефтяных месторождений преобладают  $CO_2$ ,  $CH_4$ , Ar,  $N_2$ , He,  $H_2$ ,  $H_2S$ , среди каменноугольных газов —  $CH_4$ ,  $C_2H_6$ ,  $C_3H_8$ ,  $H_2$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ ; в газах морей и современных осадков кроме обычных углеводородов встречаются  $H_2S$ ,  $NH_4$ ,  $N_2$ ,  $CO_2$ , благородные газы; в газах магматических пород — углеводороды,  $N_2$ ,  $CO_2$ ,  $H_2$ , Ar, в вулканических газах — HCl,  $SO_2$ ,  $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $H_2$ ,  $Cl_2$ , CO,  $N_2$ , Ar,  $S_2$ ,  $SO_3$ ,  $H_2O$ ,  $CH_4$ .

подавляющее большинство газов находится в виде молекул, однако в верхних слоях атмосферы встречаются атомы и ионы. Широкое распространение имеют в природе и коллоидные системы с газообразной дисперсионной средой и с твердой и жидкой дисперсной фазой (аэрозоли).

Биогенная форма включает в себя нахождение элементов в животных и растительных организмах. Впервые эта форма нахождения элементов была изучена В. И. Вернадским, основоположником учения о биосфере. По определению А. И. Перельмана [1975] «биосфера — это сложная большая динамическая система, оболочка жизни. Она включает в себя тропосферу, почти всю гидросферу, в том числе Мировой океан, и значительную часть литосферы на глубину в несколько километров». Непосредственно на живое вещество в земной коре приходится 0,01% земной коры. В осадочных породах, являющихся основными хранителями остатков отмиравших организмов, содержание органического вещества равно примерно 2%. Из них  $5 \times 10^{-3}\%$  приходится на уголь,  $1 \times 10^{-4}\%$  — на нефть, а основное количество органического вещества находится в рассеянном состоянии [Дегенс Э., 1967]. Несмотря на сравнительно небольшое содержание живых организмов в земной коре, без учета их деятельности невозможно правильно представить геохимические процессы, протекающие на поверхности земли. Организмы не только участвуют в формировании ореолов рассеяния, но и могут оказать значительное (правда, в большинстве случаев, косвенное) влияние на формирование рудных месторождений.

В живых организмах обнаружены почти все известные элементы, для значительной части их установлены форма нахождения и роль в организме. Особенно большой материал (в связи с биогеохимическими поисками) накоплен по особенностям распределения элементов в растениях, где они встречаются в виде сложных органических соединений, находятся в водных растворах, образуют самостоятельные минеральные виды.

Особо следует отметить, что многие металлы образуют соединения с природными органическими кислотами — так называемые металлоорганические соединения, которые в последнее время стали учитываться при проведении геохимических поисков.

Магматические расплавы — сложные, вечно изменчивые (в связи с изменением термодинамических условий), насыщен-

ные газы системы. Состояние элементов в них до сих пор является проблематичным. Роль магматических расплавов в распределении и перераспределении элементов в земной коре очень велика и поэтому рассмотрение гипотез о состоянии в них элементов представляет интерес. Первое представление о магме было как о расплаве, состоящем из окислов, но уже в 1935 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг писал: «Если в магме происходит магматическая дифференциация, то перемещаются, концентрируясь в той или иной части магматического бассейна не отдельные окислы, как думали раньше, а комплексы, соответствующие будущим минералам». Работами Н. В. Белова и Л. Н. Овчинникова первое предположение Ф. Ю. Левинсона-Лессинга было более детально разработано и дополнено. По мнению Н. В. Белова, в магме существуют два основных вида комплексов. Это октаэдрические группы (среди них преобладают окислы кальция и магния  $[MgO_6]$  и  $[CaO_6]$ ) и тетраэдрические (преобладают  $[SiO_4]$  и  $[AlO_4]$ ). Л. Н. Овчинников кроме комплексных анионов предполагает существование свободных подвижных катионов, атомов растворенных металлов, соединений типа  $FeS$  и  $Fe_3O_4$ , являющихся в какой-то мере электронными жидкостями, а также отдельных молекул, прежде всего молекул газов.

В определенных условиях возможно разделение магмы на две несмешивающиеся жидкости (ликвация) — силикатный и сульфидный расплавы. При отделении сульфидного расплава происходит концентрация преимущественно халькофильных элементов.

Состояние рассеяния было установлено в 1909 г. В. И. Вернадским. Оно представляет особую форму состояния химических элементов земной коры и его следует отличать от ореолов рассеяния, с которыми приходится постоянно иметь дело при геохимических поисках. Состояние рассеяния в кристаллических телах, по-видимому, связывается с расположением атомов в «пустых» пространствах кристаллических решеток. Благоприятствует чрезвычайному рассеянию атмосфера; газ, попавший в смесь других газов, полностью в ней растворяется. В гидросфере наблюдается то же явление, что и в атмосфере. Содержание элементов в состоянии рассеяния достигает величин  $10^{-12}$ — $10^{-15}\%$ , а пределом рассеяния можно считать нахождение 1 атома в  $1\text{ см}^3$  вещества.

Для ряда элементов состояние рассеяния является обычным. К числу таких элементов относятся йод, ксенон, радон.

Рассматривая формы нахождения элементов в земной коре, следует помнить, что в большинстве случаев в природе встречаются не электрически нейтральные атомы, а ионы. Число ионов, принимающих участие в геохимических процессах, превышает число элементов, доходя до 150. А каждый ион, как считает В. И. Вернадский, должен рассматриваться в процессах миграции как особый химический элемент.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ МИГРАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ

Рассмотренные формы нахождения элементов представляют собой системы, только относительно устойчивые. Можно считать, что большая часть элементов в земной коре находится в состоянии движения, которое и представляет собой миграцию элементов. Первый тип миграции может представлять изменение формы нахождения элементов без их значительного перемещения, например, переход элемента из минеральной формы в водные растворы. Для характеристики рассматриваемого типа миграции можно использовать коэффициенты перехода элементов из одной формы в другую. Впервые такой коэффициент был введен Б. Б. Полюновым при рассмотрении биогенной формы:

$$K = \frac{P}{\Pi},$$

где  $K$  — коэффициент биологического поглощения;

$P$  — содержание элемента в золе растения;

$\Pi$  — содержание этого же элемента в почвах (породах), на которых произрастает растение.

А. И. Перельман ввел аналогичный коэффициент для характеристики перехода элементов из минеральной формы в раствор, назвав его коэффициентом водной миграции:

$$K_x = \frac{m_x \cdot 100}{an_x},$$

где  $m_x$  — содержание элемента  $x$  в воде, г/л;

$n_x$  — содержание элемента  $x$  в породе, %;

$a$  — сумма минеральных веществ воды, г/л.

Вторым типом миграции является перемещение элемента без изменения форм его нахождения. Примерами такого типа миграции может служить перемещение обломков минералов в поверхностных водах или перемещение элементов, находящихся в растворе при движении поверхностных и подземных вод.

Третий тип объединяет два предыдущих и представляет перемещение элементов с изменением форм их нахождения. Примерами миграции этого типа могут служить перемещение элементов в подземных водах, растворяющих минералы на месторождениях; переход из минеральной формы в биогенную при мощном чехле рыхлых отложений и т. д. Рассматриваемый тип миграции наиболее широко распространен в природе, являясь составной частью геохимического цикла перемещения вещества земной коры.

Перемещение элементов в пределах земной коры можно представить в виде почти замкнутого цикла (рис. 2). Из поступающих из мантии магматических расплавов при их кристаллизации часть элементов отделяется в виде газовых сме-

сей и водных растворов. В дальнейшем эти элементы могут непосредственно перейти в атмосферу и гидросферу или, взаимодействуя с минералами литосферы, образовать новые минералы, или в виде изоморфных примесей и газовой-жидких включений войти в ранее существовавшие минералы.

В результате тектонических подвижек и эрозии породы, образовавшиеся на глубине, попадают в поверхностную обстановку, где составляющие их элементы и соединения перерас-

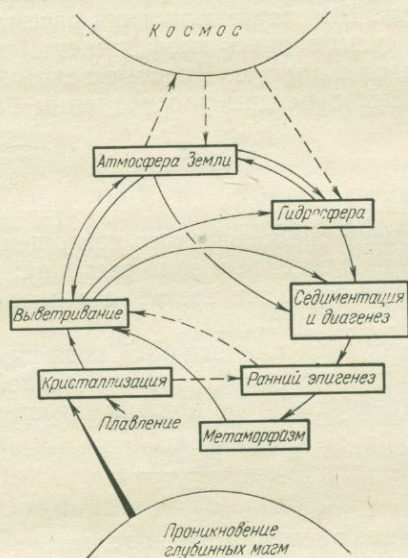


Рис. 2. Геохимический цикл миграции элементов

пределяются агентами выветривания. При этом в результате жизнедеятельности и разложения организмов в атмосферу попадают двуокись углерода и метан, а за счет процессов фотосинтеза — кислород. Продолжающийся в поверхностных условиях процесс распада радиоактивных элементов приводит к поступлению в атмосферу гелия и аргона. Значительное перераспределение элементов в условиях развития процессов выветривания связано с относительной растворимостью соединений в воде. Легко растворимые соединения переходят в гидросферу, находясь в форме истинных и коллоидных растворов. Следует отметить, что в пределах континентов большая часть продуктов выветривания переходит в стадии седиментации и диагенеза, минуя растворение и переход в гидросферу.

Из атмосферы ряд компонентов удаляется в течение всего геологического времени. Это в первую очередь кислород (при

процессах окисления железа, марганца, соединений серы; при образовании воды и т. д.), двуокись углерода (образование угля, нефти, рассеянного в осадочных породах органического вещества, карбонатов), азот (за счет жизнедеятельности ряда бактерий и образований окислов азота), водород и гелий (удаление из гравитационного поля Земли). Удаляются из атмосферы и коллоидные частицы (аэрозоли), попавшие из космоса (космическая пыль), литосферы и гидросферы. Компоненты, удаленные из атмосферы, образуют соединения, являющиеся, как правило, составными частями осадочных пород.

В космическое пространство попадают в значительном количестве только водород и гелий. Последнего, по данным Б. Мейсона, в атмосфере осталось меньше 1/10 от количества, выделившегося при радиоактивном распаде в течение геологического времени ( $\sim 10^9$  лет). Из космоса в атмосферу, а затем и на земную поверхность попадают космическая пыль и метеориты. Масса всех химических элементов, поступающих из космоса за год, колеблется, по данным различных авторов, от 400 до 4000 т.

Вещества, поступившие в растворы при выветривании горных пород, из атмосферы, из космоса, при подводных извержениях и при кристаллизации магматических расплавов, постепенно вместе с обломочным материалом переходят в осадки, дающие начало новым горным породам. Осадки отлагаются в открытых морских водоемах, в озерах, а также выпадают из подземных вод. Наиболее интенсивное выпадение веществ в осадок происходит при смене геохимических условий. При диагенетических изменениях идет не только уплотнение, но и перераспределение веществ, в результате которого могут происходить как концентрация, так и рассеяние элементов.

Во вновь образовавшихся породах также продолжают процессы миграции элементов, результатом которых являются такие эпигенетические изменения пород, как перекристаллизация, старение коллоидов, гидратация и дегидратация, рост конкреций, возникновение новых, устойчивых в данных условиях минералов. Ранние эпигенетические изменения происходят под влиянием изменившихся термодинамических условий, а также под воздействием растворов и газов, проникающих в породы при кристаллизации магмы.

Дальнейшие изменения пород, вплоть до метаморфизма, могут происходить как без изменения валового химического состава пород, так и с привнесением вещества (обычно контактовый метаморфизм). Процессы метаморфизма могут привести и к концентрации элементов и к их рассеянию. В конечном счете значительное повышение температуры и давления может вызвать плавление пород, с образованием при последующей кристаллизации расплавов различных типов изверженных пород и газогидротермальных растворов. Переход пород в расплавлен-

ное состояние может происходить и в результате их растворения во внедрившихся расплавах.

Рассмотренный геохимический цикл миграции элементов (кристаллизация расплавов → выветривание, с поступлением части элементов в атмосферу и гидросферу → седиментация и диагенез → эпигенетические изменения, вплоть до плавления пород) можно считать основным, так как таким путем происходит круговорот большинства элементов в земной коре. Но в процессе миграции могут возникать и мелкие, второстепенные циклы, участвуя в которых, часть элементов может миновать отдельные «ступени» основного цикла.

Такие возможные переходы показаны на рис. 2 тонкими линиями. Случаи миграции в одном из второстепенных циклов незначительного количества элементов на рисунке показаны пунктиром.

Наблюдаемый сейчас процесс миграции элементов не был на протяжении всей геологической истории неизменным. С эволюцией геохимических условий менялись и процессы миграции.

### ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ МИГРАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Рассматривая миграцию элементов, необходимо установить причины, обусловившие этот процесс, так как различные комбинации причин могут привести к усиленной миграции одних элементов и концентрации других в пределах одного, даже небольшого участка. Следовательно, не зная причин миграции элементов, невозможно объяснить образование повышенных содержаний элементов в горных породах, почвах, водах и растениях, а значит и рационально разбраковать выявленные геохимические аномалии.

Все причины миграции А. Е. Ферсман условно разделил на внутренние, связанные со свойствами атомов и их соединений, и внешние, определяющие обстановку миграции. Однако любое перемещение элементов происходит под действием определенных сил, источником же энергии могут быть энергия Солнца, энергия радиоактивного распада, энергия, связанная с действием гравитационных сил, и остаточная теплота Земли.

К внутренним факторам миграции относятся следующие.

1. Свойства связи, характеризующие способность соединения противостоять усилиям, направленным к его разрушению. К ним относится устойчивость соединений к измельчению и истиранию. Обычно наибольшей механической прочностью обладают соединения с высокой энергией кристаллической решетки и с плохо выраженной спайностью.

Связь соединения зависит во многом от температуры среды. А. А. Сауков все элементы разделил по термическим свойствам на шесть групп. Летучие, легкомигрирующие газы (He, Ar, O и др.) с низкими температурами перехода из одной фазы в другую.

Подвижные металлоиды (P, Cl, F, S, I), образующие легколетучие соединения с другими элементами. Щелочные и щелочноземельные металлы с труднолетучими окисными и галогенными соединениями. Летучие металлы (Hg, In, Tl, Bi). Обычные металлы (Fe, Pb, Co, Ni и др.) — нелетучие в условиях земной коры, но иногда образующие довольно легколетучие соединения с металлоидами. Труднолетучие в свободном состоянии, но дающие некоторые летучие соединения (группа Pt, W, C).

2. В значительной мере могут влиять на миграцию химические свойства соединения, но при их рассмотрении всегда необходимо учитывать геохимические и термодинамические особенности среды, в которой идет миграция. Так, на земной поверхности кислородные соединения (окислы, карбонаты и многие сульфаты) более устойчивы, чем сульфиды.

3. Электростатические (кристаллизационные) свойства во многом зависят от величин ионных радиусов и валентностей элементов. Так, последовательность кристаллизации минералов из растворов и расплавов, как правило, контролируется энергией их кристаллических решеток, которая возрастает с увеличением валентности и уменьшением ионного радиуса. Рассматривая величину радиуса иона как один из факторов миграции, необходимо учитывать форму миграции: при свободной миграции в растворах и расплавах увеличение радиуса способствует дальности миграции, а при миграции через породы (по тончайшим порам) дальность ее будет обратно пропорциональна величине радиуса иона.

4. Гравитационные свойства атомов оказывают влияние на перемещение элементов и при кристаллизации, и при выветривании, и при седиментации: каждый атом притягивается с силой, пропорциональной его массе. Гольдшмидт даже предположил, что распределение элементов по сферам Земли связано с величиной их атомных объемов.

5. Радиоактивный распад ядер атомов приводит к образованию новых элементов, отличающихся друг от друга и от исходных элементов по миграционным свойствам. Так, при радиоактивном распаде урана образуются и легкомигрирующий гелий, и трудномигрирующий свинец.

Внешние факторы миграции обуславливаются окружающей атом средой. Среди них можно выделить основные.

1. При данных температуре и давлении отношения произведений концентраций реагирующих и образующихся веществ является константой. А это значит, если увеличивается в данных условиях концентрация одного из реагирующих веществ, то увеличивается и концентрация образующихся веществ.

2. Исключительно большую роль в процессах миграции играет температура. С ее повышением увеличивается миграционная способность элементов, находящихся в расплавах и рас-

творях, увеличивается скорость течения химических реакций, повышается взаимная растворимость элементов при изоморфных замещениях. Однако в отдельных случаях усиление миграции элементов может происходить при определенном понижении температуры среды, например, при биогенной миграции.

3. Давление оказывает значительное влияние на миграцию элементов в расплавах, растворах и газовых смесях. С изменением давления может происходить изменение фазового состояния вещества без изменения температуры, возможно также изменение скорости и даже направления течения химических реакций. Повышение давления может способствовать изоморфному вхождению элементов в чужие кристаллические решетки.

4. Миграция элементов в расплавах и растворах во многих случаях обуславливается степенью электролитической диссоциации вещества, которая зависит от свойств растворителя и растворяемого вещества, температуры раствора и его концентрации. По мнению А. А. Саукова [1966], степень ионизации обусловлена последовательность выпадения веществ в осадок (элементы, находящиеся в ионной форме, быстрее переходят в твердую фазу).

5. Концентрация водородных ионов характеризует кислотность (щелочность) среды и во многих случаях контролирует осаждение из растворов химических соединений и коагуляцию коллоидов. Влияние величины рН на миграцию элементов довольно детально изучено для зоны гипергенеза. Для гидротермальных процессов этот вопрос менее ясен, но, вероятно, изменение щелочности гидротермальных растворов оказывает значительное влияние на образование рудных тел и формирование около них ореолов.

6. Важным внешним фактором миграции элементов является окислительно-восстановительный потенциал. Процесс, при котором вещество присоединяет электроны, представляет собой восстановление. Процесс окисления одного вещества невозможен без восстановления другого, а поэтому реакции, сопровождающиеся перемещением электронов, называются окислительно-восстановительными. Они характеризуются разностью потенциалов в цепи окислитель-восстановитель.

При решении вопросов, связанных с концентрацией и расщеплением элементов в период осадкообразования, очень большое значение имеет установление окислительно-восстановительных условий этого процесса. Для их характеристики используется ряд параметров (соотношение различных форм серы, окисного и закисного железа, количество остаточного органического вещества, учет комплекса минералов железа, электрометрические измерения).

По мнению М. Ф. Стащука [1968], детально изучавшего этот вопрос, наиболее полные данные об окислительно-восста-

новительных условиях осадкообразования можно получить при детальном минералого-петрографическом исследовании осадочных пород.

7. При миграции элементов в водной среде большое значение имеют поверхностные силы природных коллоидных систем. Свободная поверхностная энергия коллоидной системы

$$F = \delta s,$$

где  $\delta$  — поверхностное натяжение;

$s$  — суммарная поверхность раздела.

Высокая поверхностная энергия, обусловленная большой поверхностью раздела, объясняет сорбционную способность коллоидных систем. Первоначально перенос сорбированного вещества коллоидами учитывался только при рассмотрении гипергенных процессов, но в последнее время выясняется роль коллоидов при миграции веществ в гидротермальную стадию.

8. Миграция элементов в зоне гипергенеза тесно связана с жизнедеятельностью организмов, в результате которой освобождаются из соединений кислород, азот, углекислый газ. Органические кислоты, выделяемые корнями растений, разрушают кристаллические решетки многих минералов (даже глины), способствуя переходу элементов из минеральной формы в растворы. В результате биогеохимических процессов может происходить разделение изотопов, концентрация и рассеяние многих элементов.

Рассмотренные основные внешние факторы миграции элементов в земной коре не являются постоянными во времени, что необходимо учитывать при восстановлении палеогеохимической обстановки. Претерпел значительные изменения один из первостепенных энергетических факторов — радиоактивный распад. Количество тепла, связанного с радиоактивным распадом, постепенно уменьшается за счет  $^{235}\text{U}$  и  $^{40}\text{K}$ , периоды полураспада которых значительно меньше, чем у  $\text{Th}$  и  $^{238}\text{U}$ . Однако большое значение в радиоактивном нагреве играли ныне вымершие изотопы и особенно  $^{244}\text{Pu}$ ,  $^{247}\text{Cm}$ ,  $^{129}\text{I}$  [Войткевич Г. В., 1973].

С появлением зеленых растений изменились условия гипергенной миграции. Образование за счет фотосинтеза свободного кислорода привело к осаждению значительного количества железных руд, марганца, бария, находившихся при отсутствии свободного кислорода в растворенном состоянии в морских водах.

Изменение в течение геологического времени содержания в атмосфере Земли  $\text{CO}_2$  сказалось на химическом осаждении карбонатов, и широко развитый в палеозойское время процесс

Геохимические барьеры (по А. И. Перельману)

Физико-химические условия	Окислительно-восстановительные	Кислородные воды						
	Щелочно-кислотные	Сильнокислые	Кислые и слабокислые	Нейтральные и слабощелочные	Сильнощелочные (содовые)			
	Границы pH в зоне гипергенеза	<3	3-6,5	6,5-8,5	>8,5			
	Элементы, подвижные в водах любого состава	Na, K, Rb, Cs, N, Cl, Br, J						
1	2	3	4	5	6			
Ассоциации	Парагенная	Li, Tl, F, Mg, Ca, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Hg, Be, Al, Ga, In, Sc, Y, TR, Si, Ge, Sn, Ti, Zr, Th, Cr, Mo, W, U, P, As, V, Nb, Ta	Li, Tl, F, Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Ag, Au, Be, Al, Ga, In, Sc, Y, TR, Si, Ge, Sn, Ti, Zr, Th, Cr, Mo, W, U, P, As, V, Nb, Ta	Li, Tl, Mg, Ca, Sr, Zn, Se, Cr, Mo, W, U, Re	Li, F, B, Zb, Cu, Ag, Be, Al, Sc, Y, Si, Ge, Sn, Ti, Zr, Th, Cr, Mo, W, U, Fe, V, Nb			
	Запрещенная	Sr, Ba, Ag, Au, Se, Te, Sb		Ba, Fe, Co, Ni, Pb	Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Pb			
Кислородный А	A 1	Fe	A 2	Fe, Mn, Co	A 3	Mn	A 4	—

Класс геохимического барьера	Сульфидный сероводородный и др. В	B 1 Tl, Cu, Hg, Pb, Cd, Bi, Sn, As, Sb, Mo, W, и	B 2 Tl, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Sn, Cr, Mo, U	B 3 Tl, Cr, Mo, U, Se, Re, V	B 4 Cu, Ag, Zn, Cr, Mo, U, V, As				
	Глеевый С	C 1	Cu, U, Mo	C 2	Cu, U, Mo	C 3	Cu, Cr, U, Mo, Re, Se, V	C 4	Cu, Ag, Cr, Mo, U, Re, Se, V, As
	Щелочной D	D 1	Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, Al, Ga, Y, TR, Cr, P, As, и	D 2	Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, (U)	D 3	—	—	—
	Кислый E	—	E 2	—	E 3	Si, Mo	E 4	(Cu), (Zn), Ag, Be, Al, Ga, Sc, Y, TR, Si (Ge), Zr, (Ti), Mo, Cr, V	
	Испарительный F	F 1	Na, K, Rb, Tl, Cl, Mg, Ca, Sr, S, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Al, Mo, U	F 2	F 3	Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, F, Cl, Br, J, Mg, Ca, Sr, S, Zn, Mo, U, V, Se	F 4	Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, F, Cl, Br, J, Cu, Zn, Mo, U, Se, V	
	Сорбционный G	G 1	Al, Sc, Ga, Si, Ge, P, V, As	G 2	Si, Ba, Zn, Cd, Ni, Co, Pb, Cu, U, Cl, Br, J, F, S, P, V, Mo, As	G 3	Li, Na, K, Rb, Cs, Tl, Zn, (Cl, Br, J, F, B, S, P, V, Mo, As)	G 4	Li, Na, K, Rb, Cs, Tl, (Cl, Br, J, B, F, S, P, V, Mo, As)
	Термодинамический H	H 1	—	H 2	Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Zn, Pb, Co, Ni	H 3	(Li), Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Pb	H 4	Zn, (Cu), (U)

Физико-химические условия	Окислительно-восстановительные	Глеевые воды			
	Щелочно-кислотные	Сильнокислые	Кислые и слабокислые	Нейтральные и слабощелочные	Сильнощелочные (содовые)
	Границы pH в зоне гипергенеза	<3	3-6,5	6,5-8,5	>8,5
	Элементы, подвижные в водах любого состава	Na, K, Rb, Cs, N, Cl, Br, J			
1	2	7	8	9	10
Ассоциации	Парагенная	Li, Tl, F, Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Ag, Au, Be, Al, Ga, In, Sc, Y, Si, Ge, Sn, Ti, Zr, Th, Cr, Mo, W, U, P, V, Nb, Ta	Li, Tl, F, Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Ag, Au, Be, Al, Ga, In, Sc, Y, Si, Ge, Sn, Ti, Zr, Th, Cr, Mo, W, U, P, V, Nb, Ta	Li, Tl, Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Hg, Mo, W, U	Li, Tl, B, Mn, Cu, Zn, Cd, Hg, Be, Al, Sc, Ga, Y, Si, Ti, Ge, Zr, Sn, Mo, W, U
	Запрещенная			Ba, Fe, Co, Ni, Pb, A, Ag	Mg, Ca, Sr, Ba, Fe, Co, Ni, Pb
	Кислородный А	A 5 Fe	A 6 Fe, Mn, Co	A 7 (Fe) Mn, Co	A 8 (Mn)

Сульфидный сероводородный и др. В	B 5 Tl, Pb, Cd, Bi, Sn	B 6 Tl, Fe, Co, Cd, Hg, Ni, Pb, Cu, Zn, U	B 7 Tl, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Hg, (Mo), (U)	B 8 Tl, Cu, Zn, Cd, Hg, Mn, (Fe, Co, Ni, U)
Глеевый С	C 5 Cu, U, Mo	C 6 Cu, U, Mo	C 7 Mo, U	C 8 Mo, U
Щелочной D	D 5 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, Al, Ga, Y, TR, Cr, Y, P, As, (U)	D 6 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, Al, Ga, TR, Cr, P, As, (U)	D 7 Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Cd, Mn, Co, Ni	D 8 —
Кислый E	—	E 6 —	E 7 Si, Mo	E 8 (Cu), (Zn), Be, Al, Ga, Sc, Y, TR, Si, Zr, (Ti), Mo
Испарительный F	F 5 Na, K, Rb, Tl, Cl, Mg, Ca, Sr, S, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Al, Mo, U	F 6 —	F 7 Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, Cl, Br, J, Mg, Ca, Sr, S, Zn	F 8 Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, F, Cl, Br, J, Zn
Сорбционный G	G 5 Al, Sc, Ga, Si, Ge, P, V, As	G 6 Si, Ba, Zn, Cd, Ni, Co, Pb, Cu, U, Cl, Br, J, F, S, P, Fe, Mn	G 7 Li, Na, K, Rb, Cs, Tl, Zn, (Cl, Br, J, B, F, S, P)	G 8 Li, Na, K, Rb, Cs, Tl, (Cl, Br, J, B, F, S, P)
Термодинамический H	H 5 —	H 6 Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Zn, Mn, Zn, Pb, Co, Ni, Fe	H 7 (Li), Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Pb, Mn	H 8 Zn, (Cu), (U)

Физико-химические условия	Окислительно-восстановительные	Сероводородные воды			
	Щелочно-кислотные	Сильнокислые	Кислые и слабокислые	Нейтральные и слабощелочные	Сильнощелочные (содовые)
	Границы pH в зоне гипергенеза	<3	3—6,5	6,5—8,5	>8,5
	Элементы, подвижные в водах любого состава	Na, K, Rb, Cs, N, Cl, Br, J			
1	2	11	12	13	14
Ассоциации	Парагенная	Li, Tl, F, Mg, Ca, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Cd, Hg, Be, Al, Ga, Sc, Y, TR, Ge, Sn, Zr, Th, Cr, P, As	Li, F, Tl, Mg, Ca, Sr, Ba	S, Se	Li, F, Be, B, Al, Sc, Y, TR, Zr
	Запрещенная	Cu, Hg, Pb, Bi, Sn, As, Sb		Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Ag	Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Ag
	Кислородный А	A 9 S, Se, (Fe)	A 10 S, Se	A 11 S, Se	A 12 S, Se

Класс геохимического барьера	Сульфидный сероводородный и др. В	—	—	—	—
	Глеевый С	—	—	—	—
	Щелочной D	D 9 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, Be, Al, Ga, Y, TR, Cr, P, As	D 10 Mg, Ca, Sr, Ba	D 11	D 12
	Кислый E	—	E 10	E 11 Si, Ge	E 12 Be, Al, Ga, Sc, Y, TR, Si, Ge, Zr, (Ti)
	Испарительный F	F 9 Li, Na, K, Rb, F, Cl, Br, J, Mg, Ca, Sr, S	F 10	F 11 Li, Na, K, Rb, F, Cl, Br, J, Mg, Ca, Sr, S	F 12 Li, Na, K, Rb, N, B, F, Cl, Br, J
	Сорбционный G	G 9 Al, Sc, Ga, Si, Ge, P, V, As	G 10 Sr, Ba, (Cl, Br, J, F, B, S, P)	G 11 Li, Na, K, Rb, Cs, (Cl, Br, J, F, B, S, P)	G 12 Li, Na, K, Rb, Cs, (Cl, Br, J, F, B, P)
	Термодинамический H	H 9	H 10 Mg, Ca, Sr, Ba	H 11 Mg, Ca, Sr, Ba	H 12

седиментационного образования доломитов в настоящее время практически сократился.

Приведенные примеры показывают, что условия миграции элементов в истории развития нашей планеты претерпевали значительные изменения, сказавшиеся на формировании месторождений и ореолов рассеяния.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ БАРЬЕРЫ

Понятие «геохимические барьеры» было введено и разработано для зоны гипергенеза А. И. Перельманом. Он предложил так называть «участки, на которых происходит резкое уменьшение интенсивности миграции элементов». В пределах таких участков (а в отдельных случаях — например, береговая линия моря — они могут иметь очень большую площадь) происходит смена геохимической обстановки и один геохимический процесс достаточно резко сменяется другим. При этом часть мигрирующих элементов оседает на границе устойчивых геохимических обстановок, т. е. в пределах геохимического барьера. Наличием геохимических барьеров объясняются резко повышенные концентрации элементов на отдельных участках земной коры. Такие участки в отдельных случаях могут представлять собой месторождения различного типа и генезиса, а также первичные и вторичные геохимические ореолы рассеяния (табл. 3). А. И. Перельманом выведена формула для расчета концентрации элементов на барьерах:

$$h = K \frac{m_1}{a_1 - a_2},$$

где  $h$  — содержание элемента на барьере;

$K$  — коэффициент, зависящий от «инертной» массы породы;

$m_1$  — содержание изучаемого элемента в миграционном потоке (А. И. Перельман рассматривает миграцию в форме растворов), поступающем к барьеру;

$a_1$  — общее содержание всех веществ в миграционном потоке, поступающем к барьеру;

$a_2$  — содержание всех веществ в потоке после прохождения барьера.

Таким образом,  $(a_1 - a_2)$  сумма всех минеральных веществ, осевших на барьере.

Из приведенной формулы видно, что для концентрации какого-нибудь элемента в минеральной форме на барьере не обязательно его высокое содержание в мигрирующих потоках. Если данный участок является барьером только для одного из немногих элементов (их соединений), а у большинства остальных элементов (соединений) на этом участке интенсивность миграции не изменяется — то, даже при низкой концентрации рассматриваемого элемента в мигрирующих потоках, его кон-

центрация на барьере может быть очень высокой, вплоть до образования рудных тел.

При изучении геохимических барьеров большое значение придается роли процессов, приводящих к концентрации элементов. В зависимости от формы миграции элементов и от особенностей миграционной среды контролировать концентрацию элементов могут преимущественно или физико-химические, или механические, или биогеохимические процессы. Так, например, при минеральной форме миграции основным процессом, приводящим к концентрации элементов, будет механическая дифференциация мигрирующих веществ.

Особо следует отметить, что учение о геохимических барьерах, разработанное А. И. Перельманом для гипергенных процессов, можно применять и при рассмотрении гипогенной миграции элементов.

## ПРИНЦИПЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ  
И ПОНЯТИЕ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛАХ

Месторождения полезных ископаемых — это участки земной коры, минеральное вещество в которых по количеству, качеству и условиям залегания при данной экономической конъюнктуре пригодно для промышленного использования. Все месторождения можно разделить на четыре группы: рудные (металлические), нерудные (неметаллические), горючие (каустобиолиты), гидроминеральные. Особый интерес представляют рудные месторождения, т. е. такие, из минералов которых извлекаются металлы или их соединения. Следовательно, с точки зрения геохимии, рудные месторождения представляют собой крупные концентрации металлов, находящихся в минеральной форме в земной коре.

Среднее содержание элемента в земной коре по предложению А. Е. Ферсмана названо кларком в честь американского исследователя, определившего содержание большинства элементов в литосфере. В настоящее время рассчитаны средние содержания элементов не только в земной коре, но и в различных типах магматических и осадочных пород. Несмотря на довольно большие колебания в распределении элементов в разных типах пород (например, по данным Н. Таркяна и К. Ведыполя [1961], в ультраосновных породах кобальта в 1500 раз больше, чем в карбонатных), даже из наиболее обогащенных какими-нибудь металлами неизменных типов пород эти металлы пока не добываются из-за низкой (непромышленной) концентрации. Следовательно, для образования месторождений всегда необходимо наличие процессов, приводящих на определенном участке земной коры к концентрации ряда элементов. Обычно такая концентрация элементов происходит на геохимических барьерах при уменьшении интенсивности миграции элементов. Образование месторождений подобным путем возможно при миграции элементов в любой форме. В связи с этим большая часть месторождений (гипогенных и гипергенных) образовалась именно на участках, представляющих собой геохимические барьеры. Месторождения могут возникать и без миграции основных рудных элементов при интенсивном выносе из пород большинства других элементов. Так образуются месторождения коры выветривания.

При образовании рудных тел в результате концентрации металлов на геохимических барьерах часть элементов (их соединений) прекращает миграцию с первыми изменениями геохимических условий, часть — концентрируется непосредственно в пределах границы различных геохимических обстановок и часть элементов отлагается несколько дальше от основной рудной зоны по направлению миграции. Участки с наибольшим содержанием металлов могут представлять собой рудные тела, вокруг которых повышенные концентрации металлов создают первичные геохимические ореолы.

Аналогично происходит образование первичных ореолов вокруг рудных тел при выщелачивании основной части нерудных компонентов из вмещающих пород: на участках, где вынос шел наиболее интенсивно, образовались рудные тела, там же, где интенсивность процесса выщелачивания падала и уменьшалась концентрация рудных компонентов, образовывались только первичные ореолы. Название «первичные» отражает одновременность и общность процессов образования рудных тел и окружающих их ореолов. По особенностям образования такие ореолы правильнее называть ореолами концентрации, а не рассеяния. Основные рудные элементы в первичных ореолах могут находиться в минеральной и изоморфной формах, а также в виде растворов и газовых смесей.

Следует отметить, что выделение рудных тел происходит в зависимости от количества, качества и условий залегания минерального вещества, причем указанные факторы при данной экономической конъюнктуре должны обеспечить пригодность руд для промышленного использования. «Экономический смысл» границы рудных тел обуславливает отсутствие принципиальных отличий первичного ореола от рудного тела и условность границы между ними.

При разрушении месторождений в результате миграции основных компонентов по направлению от рудных тел происходит образование ореолов, получивших название вторичных ореолов рассеяния. Химические элементы в них могут находиться в минеральной, биогенной и изоморфной формах, а также в виде растворов и газовых смесей.

Для количественной характеристики геохимических ореолов А. А. Сауковым введено понятие о среднем коэффициенте аномальности элемента в пределах ореола ( $K$ ), представляющем отношение концентрации рассматриваемого элемента в пределах ореола ( $C_a$ ) к концентрации его за пределами ореола, т. е. к местному геохимическому фону ( $C_\phi$ ):

$$K = \frac{C_a}{C_\phi}.$$

Использование этой величины практически оправдано только при очень высоких (значительно превышающих ано-

мальное содержание для единичных проб) содержаниях элемента в ореоле.

В ореолах околорудных тел могут концентрироваться как основные рудные элементы, так и второстепенные и нерудные. Они могут находиться не только в минеральной форме, но и в биогенной, изоморфной и в виде водных растворов и газовых смесей. Элементы в ореолах могут образовывать соединения, подобные и отличные от соединений, характерных для руд месторождения. Иногда в ореолах у элементов отмечается различие в изотопном составе, закономерно меняющееся по мере удаления от центральных частей рудных тел. Все эти особенности нахождения элементов в геохимических ореолах необходимо учитывать при геохимических поисках.

Следует отметить, что рудные тела и окружающие их геохимические ореолы не являются неизменными и строго ограниченными в пространстве фигурами. С увеличением потребности человечества в металлах и с развитием промышленности рудами начинают считаться горные породы со все более низким содержанием в них металлов, т. е. рудными телами становятся участки, ранее считавшиеся геохимическими ореолами. Одновременно уменьшаются стоимость и нижний предел чувствительности анализов, увеличивается их точность при определении малых содержаний элементов, а это позволяет увеличивать объем геохимических исследований и более четко выделять даже слабоконтрастные ореолы вокруг рудных тел.

### ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ

Для эффективного проведения геохимических поисков в отдельных регионах уже недостаточно отобрать и проанализировать пробы из коренных пород и почв. Все большее значение при поисках приобретают гидрогеохимические, биогеохимические, атмосферические, декрептофонические, вакуумно-декрептометрические методы, изучение изотопного состава элементов, определение элементов-примесей в минералах. При выборе наиболее рационального геохимического метода поисков необходимо знать форму нахождения элементов в ореоле, а для этого, исходя из конкретных геологических и геохимических условий, нужно рассмотреть возможные особенности миграции элементов при образовании первичных и вторичных геохимических ореолов.

На формирование ореолов, на распределение и форму нахождения в них элементов большое (а часто и решающее) влияние оказывает форма миграции. Сочетание различных форм миграции элементов с особенностями миграционной среды создает различные виды геохимических ореолов (табл. 4). Практически миграция может происходить во всех формах,

в которых находятся элементы в земной коре, однако наиболее распространены основные формы.

1. Магматические расплавы. В этой форме происходит миграция вещества, поступившего из мантии, а также подвергшегося плавлению при высокой степени метаморфизма и при растворении во внедрившихся расплавах. Миграционной средой в рассматриваемом случае может быть в различной степени раскристаллизованный расплав и граница расплава с вмещающими породами. Основными внешними факторами миграции элементов в расплаве являются концентрация вещества, температура и давление. Из внутренних факторов решающую роль играют гравитационные свойства атомов, размеры ионных радиусов, кристаллизационные свойства.

При миграции элементов в форме магматических расплавов образуются только первичные ореолы. Элементы в рассматриваемых ореолах могут находиться в минеральной и изоморфной формах. Минералы в ореолах могут быть рудные (аналогичные основным рудным месторождениям и отличные от них) и нерудные. Элементы, находящиеся в изоморфной форме, могут входить в кристаллическую решетку рудных и нерудных минералов.

2. Растворы. Значительная часть элементов, образующих геохимические ореолы вокруг месторождения и вокруг отдельных рудных тел, мигрирует в земной коре в форме коллоидных и истинных растворов. Миграция химических элементов в форме растворов связана с гидротермальными и метаморфическими процессами, а также с выщелачиванием и переносом вещества подземными и поверхностными водами. Миграционной средой при рассматриваемой форме миграции могут быть трещины в горных породах, поры в минералах, трещины и пустоты между коренными породами и перекрывающими их рыхлыми отложениями, рыхлые отложения и почвы, водные растворы рек, морей, озер и болот. Таким образом, элементы, составляющие миграционную среду, могут находиться в минеральной форме, в изоморфной и в виде растворов. Очень часто вещества, мигрирующие в растворах, соприкасаются с газами атмосферы и земных недр.

Миграция элементов в виде растворов является составной частью большинства процессов, приводящих к образованию первичных и вторичных геохимических ореолов. В первичных ореолах элементы могут находиться в виде растворов, газовых смесей, в минеральной и изоморфной формах. Образование минералов связано с выпадением в осадок соединений при изменении условий миграции и с образованием новых минералов в результате взаимодействия растворов с соединениями вмещающей среды. Изоморфные примеси образуются при вхождении элементов в кристаллические решетки минералов вмещающих пород и минералов, вновь образующихся.

Образования и краткая характеристика геохимических ореолов

Форма миграции элементов	Геологические процессы, с которыми связана миграция	Миграционная среда	Вид ореолов	Форма нахождения элементов в ореоле рассеяния	Основные причины концентрации элементов в ореоле рассеяния	Наиболее эффективные методы выявления ореолов рассеяния
I. Минеральная						
Магматический расплав	Ликвация	Магматический расплав	Первичные	а) рудные минералы, аналогичные основным рудным минералам месторождения	а) кристаллизация магмы до полного опускания сульфидного расплава б) кристаллизация сульфидного расплава в трещинах вмещающих пород при снижении температуры в) распад изоморфных смесей	Литогеохимический по коренным породам
I. Изоморфная						
				а) в рудных минералах б) в нерудных минералах	Замещение элементов в кристаллических решетках минералов	Анализ мономинеральных проб Литогеохимический по коренным породам
I. Минеральная						
Магматический расплав	Ликвация	Магматический расплав	Первичные	а) рудные минералы, аналогичные основным минералам месторождения	Кристаллизационная дифференциация	Литогеохимический по коренным породам
	Прото-теломезо-кристаллизация магмы			б) рудные минералы, отличные от основных рудных минералов месторождения в) нерудные минералы	Кристаллизационная дифференциация	Литогеохимический по коренным породам 1. Минералого-петрографический 2. Литогеохимический по коренным породам 3. Геологическое картирование
II. Изоморфная						
				а) в рудных минералах б) в нерудных минералах	Замещение элементов в кристаллических решетках	Анализ мономинеральных проб Литогеохимический по коренным породам
I. Минеральная						
Растворы (истинные и коллоидные)	Гидротермальный. Метаморфический	Трещины в горных породах	Первичные	а) рудные минералы, аналогичные основным минералам месторождения б) рудные минералы, отличные от основных рудных минералов месторождения	Изменения условий миграции (самые разнообразные) Изменения условий миграции	Литогеохимические по коренным породам Литогеохимический по коренным породам

Форма миграции элементов	Геологические процессы, с которыми связана миграция	Миграционная среда	Вид ореолов	Форма нахождения элементов в ореоле рассеяния	Основные причины концентрации элементов в ореоле рассеяния	Наиболее эффективные методы выявления ореолов рассеяния
Растворы (истинные и коллоидные)	Гидротермальный. Метаморфический	Трещины в горных породах	Первичные	в) нерудные минералы (минералы околорудных изменений)	Изменение условий миграции (в первую очередь взаимодействие растворов с вмещающими породами)	1. Минералого-петрографический 2. Литогеохимический по коренным породам 3. Геологическое картирование
II. Изоморфная						
Растворы (истинные и коллоидные)	Гидротермальный. Метаморфический	Трещины в горных породах	Первичные	а) в основных рудных минералах б) в нерудных минералах	Замещение элементов в кристаллических решетках минералов	Анализ мономинеральных проб Литогеохимический по коренным породам
III. Растворы						
				а) включения в минералах (рудных и нерудных) б) остаточные растворы	Закупорка мелких трещинок и пор Закупорка трещин и наличие водоупорных горизонтов	Декрептофонический и вакуумно-декрептометрический Гидрогеохимический
IV. Газовые смеси						
				а) включения в минералах	Выделение паров и газов из растворов с изменением миграции и их последующая за-	Декрептофонический и вакуумно-декрептометрический
				б) в порах и трещинах пород	купорка в порах и трещинах Образование равновесия между минеральной (жидкой) фазой и парами	1. Атмохимический 2. Литогеохимический по коренным породам
I. Минеральная						
			Первичные	а) рудные минералы, аналогичные основным рудным минералам месторождения б) рудные минералы, отличные от основных рудных минералов месторождения	Изменение условий миграции Изменение условий миграции	1. Литогеохимический по коренным породам 2. Биогеохимический 1. Литогеохимический по коренным породам 2. Биогеохимический
I. Минеральная						
Растворы (истинные и коллоидные)	Выщелачивание и перенос вещества подземными водами	Трещины в горных породах и между коренными породами и рыхлыми отложениями	Вторичные	а) рудные минералы с прямыми и косвенными элементами-индикаторами	Изменение условий миграции (геохимический барьер)	1. Литогеохимический по коренным породам 2. Биогеохимический

Форма миграции элементов	Геологические процессы, с которыми связана миграция	Миграционная среда	Вид ореолов	Форма нахождения элементов в ореоле рассеяния	Основные причины концентрации элементов в ореоле рассеяния	Наиболее эффективные методы выявления ореолов рассеяния
II. Изоморфная						
			Вторичные	а) во вновь образовавшихся минералах б) в ранее образовавшихся минералах	Замещение элементов в кристаллических решетках	Анализ мономинеральных проб Литохимический по коренным породам
III. Водные растворы						
				а) прямые элементы-индикаторы б) косвенные элементы-индикаторы	Переход элементов из минеральной формы в растворы	1. Гидрогеохимический 2. Биогеохимический
I. Минеральная						
				а) рудные минералы с прямыми и косвенными элементами-примесями	Изменение условий миграции (геохимический барьер)	1. Литогеохимический 2. Биогеохимический
II. Изоморфная						
Растворы (истинные и коллоидные)	Выщелачивание и перенос вещества подземными водами	Рыхлые отложения и почвы	Вторичные	а) в ранее образовавшихся минералах	Замещение элементов в кристаллических решетках минералов	1. Анализ мономинеральных проб 2. Литогеохимический
III. Водные растворы						
				а) с прямыми и косвенными элементами-индикаторами	Переход элементов из минеральной формы в растворы	1. Гидрогеохимический 2. Биогеохимический
I. Минеральная						
Растворы (истинные и коллоидные)	Выщелачивание и перенос вещества поверхностными водами	Водные растворы (реки, озера, моря)	Первичные	а) рудные минералы, аналогичные основным минералам месторождения б) нерудные минералы	Изменение условий миграции Изменение условий миграции	1. Литогеохимический по коренным породам 1. Минералого-петрографический 2. Геологическое картирование
II. Изоморфная						
				а) в рудных минералах б) в нерудных минералах	Замещение элементов в кристаллических решетках минералов	Анализ мономинеральных проб Литогеохимический по коренным породам
III. Водные растворы						
				а) включения в минералах	Закупорка мелких трещинок и пор при росте минералов	Декрептофонический, вакуумно-декрептометрический, изучение характера включений

Форма миграции элементов	Геологические процессы, с которыми связана миграция	Миграционная среда	Вид ореолов	Форма нахождения элементов в ореоле рассеяния	Основные причины концентрации элементов в ореоле рассеяния	Наиболее эффективные методы выявления ореолов рассеяния
--------------------------	---	--------------------	-------------	---	--	---

## I. Водные растворы

			Вторичные		Переход элементов из минеральной формы в растворы	Гидрогеохимический
--	--	--	-----------	--	---	--------------------

## I. Минеральная

Минеральная	Протокристаллизация	Магматический расплав	Первичные	а) рудные минералы	Механическая ференциация	диф-	Литогеохимический по коренным породам
-------------	---------------------	-----------------------	-----------	--------------------	--------------------------	------	---------------------------------------

## I. Минеральная

	Перемещение поверхностными постоянными и временными потоками; гидродинамическая деятельность озер, морей		Первичные	а) рудные минералы б) нерудные минералы	Механическая ференциация Механическая ференциация	диф- диффе-	1. Шлиховой 2. Литогеохимический по коренным породам 1. Шлиховой 2. Шлиховзрывной
--	--	--	-----------	--	--	----------------	--

## I. Минеральная

			Вторичные	а) рудные минералы б) нерудные минералы	Механическая ференциация	диф-	1. Шлиховой 1. Шлиховой 2. Шлиховзрывной
--	--	--	-----------	--	--------------------------	------	--

## I. Минеральная

Минеральная	Перемещение под действием силы тяжести	Граница атмосферы и литосферы	Вторичные	а) рудные минералы	Механическая ференциация	диф-	1. Шлиховой 2. Литогеохимический
-------------	--	-------------------------------	-----------	--------------------	--------------------------	------	-------------------------------------

## I. Изоморфная

		Магматический расплав	Первичные	а) рудные минералы б) нерудные минералы	Замещение элементов в кристаллической решетке минералов и их последующая механическая дифференциация		1. Анализ мономинеральных проб 2. Литогеохимический по коренным породам
--	--	-----------------------	-----------	--	--	--	--

## I. Изоморфная

Изоморфная	При всех процессах миграции	Водные растворы, граница атмосферы и литосферы	Первичные и вторичные	а) рудные минералы б) нерудные минералы	Замещение элементов в кристаллической решетке минералов и их последующая механическая дифференциация		Анализ мономинеральных проб
------------	-----------------------------	--	-----------------------	--	--	--	-----------------------------

Форма миграции элементов	Геологические процессы, с которыми связана миграция	Миграционная среда	Вид ореолов	Форма нахождения элементов в ореоле рассеяния	Основные причины концентрации элементов в ореоле рассеяния	Наиболее эффективные методы выявления ореолов рассеяния
I. Минеральная						
Газовые смеси	Пневматолитовый	Трещины в горных породах, жерла вулканов	Первичные	а) рудные минералы	Изменение условий миграции	Литогеохимический по коренным породам
II. Газовые смеси						
				а) включения в минералах	Закупорка мелких трещин и пор	Декрептофонический и вакуумно-декрептометрический
III. Водные растворы						
				а) включения в минералах	Закупорка мелких трещин и пор и последующая конденсация паров и газов	Декрептофонический и вакуумно-декрептометрический

I. Газовые смеси						
	Радиоактивный распад	Трещины в горных породах, воды	Вторичные	а) поры и трещины в породах и почвах	Постоянный приток газа	Атмохимический
II. Водные растворы						
				а) подземные воды	Растворение	Гидрогеохимический

I. Газовые смеси						
Газовые смеси	Окисление сульфидных руд	Трещины в горных породах и рыхлые отложения	Вторичные	а) поры и трещины в породах и почвах	Постоянный приток газа	Атмохимический

I. Минеральная						
Биогенная	Биогенные	Живые организмы	Первичные		Поступление в растения и последующее захоронение	Литогеохимический

I. Биогенная						
			Вторичные		Поступления в растения	1. Биогеохимический 2. Геоботанический
II. Минеральная						
					Поступление в растения, а после их отмирания переход в почвы	Литогеохимический

Растворы, составляющие первичные геохимические ореолы, обычно представлены включениями в минералах. Включения могут находиться как в минералах, образующихся из растворов, так и в минералах вмещающих пород, в мелкие трещинки и поры которых растворы попадали под большим давлением. Иногда в породах (в пустотах и трещинах) сохраняются остаточные растворы, в которых мигрировали элементы, слагающие месторождение. Однако их состав не полностью отвечает составу первичных растворов, в связи с чем некоторые исследователи относят эти растворы не к первичным (остаточным), а к подземным водам, образующим вторичные ореолы рассеяния.

Газовые смеси, образующие первичные ореолы при миграции вещества в виде растворов, как правило, представлены включениями в минералах. Их формирование связано с проникновением растворов в мелкие трещинки и поры и с последующим выделением из растворов паров и газов при изменении температуры. Газово-жидкие включения могут находиться и в минералах вмещающих пород и в минералах гидротермального и метаморфического происхождения.

Иногда газовые ореолы могут располагаться в порах и трещинах горных пород. Примером таких ореолов являются ртутные. Их возникновение связано с установлением равновесия между парами ртути и жидкой ртутью гидротермального происхождения. В пористой не насыщенной водой среде пары ртути перемещаются как составная часть атмосферы на довольно большие расстояния от рудных тел.

Во вторичных ореолах при миграции растворов элементы могут оставаться в виде растворов, а также находиться в минеральной и изоморфной формах. Минералы образуются при изменении условий миграции в результате выпадения в осадок растворенных соединений и при взаимодействии растворов с минералами вмещающей среды. Как правило, минералы вторичных солевых ореолов рассеяния — рудные и среди них преобладают минералы, отличные от основных рудообразующих минералов на месторождении.

Вновь образующиеся минералы могут отлагаться по трещинам в коренных породах, между коренными породами и перекрывающими их рыхлыми отложениями и в рыхлых отложениях. Изоморфные примеси во вторичных ореолах являются результатом вхождения в кристаллические решетки элементов, находящихся в растворе. Изоморфное замещение может идти в ранее образовавшихся минералах вмещающих пород и в минералах, возникших за счет веществ, мигрировавших в растворе.

Водные растворы, представляющие вторичные гидрохимические ореолы рассеяния, образуются в результате растворения как основных, так и второстепенных компонентов руд. Рассматриваемые растворы могут представлять собой поверхностные и подземные воды.

3. Минеральная форма миграции распространена сравнительно широко и представляет перемещение минералов в пределах литосферы. Миграционной средой могут быть магматические расплавы (при опускании первых выкристаллизовавшихся минералов), поверхностные воды и граница атмосферы и литосферы (при перемещении минералов под действием ветра и силы тяжести). В результате миграции минералов могут образоваться первичные и вторичные геохимические ореолы, где элементы-индикаторы находятся только в минеральной форме. Причина образования ореолов — механическая дифференциация вещества по плотности и размеру.

4. Изоморфная форма миграции элементов является частью процесса миграции минералов, в которых рассматриваемые элементы находятся в виде изоморфной примеси. Образующиеся при этом ореолы могут быть первичными и вторичными; элементы-индикаторы в рассматриваемых ореолах всегда находятся в изоморфной форме.

5. Миграция элементов в форме газовых смесей происходит при пневматолитовых процессах, в результате радиоактивного распада, при окислении сульфидов, при возгонке ряда соединений. Роль пневматолитового процесса неодинаково оценивается различными исследователями. Однако наблюдения поствулканических явлений и обширный материал, полученный при изучении газово-жидких включений в минералах, позволяют считать возможной миграцию элементов при пневматолитовом процессе. Образующиеся при этом ореолы относятся к первичным, а мигрировавшие в газовой форме элементы в ореолах могут находиться в минеральной форме, а также в виде газовых смесей и водных растворов, образующих включения в минералах. Минералы при пневматолитовом процессе могут быть результатом возгонки и взаимодействия паров и газов с вмещающими породами. Газовые и жидкие включения встречаются как в минералах вмещающих пород, так и во вновь образующихся. Газовые включения образуются при закупорке в мелких трещинах и порах мигрирующих газов, а жидкие — в результате конденсации закупоренных паров и газов.

Образование газов может быть вызвано распадом ряда радиоактивных элементов. Радон и гелий образуются при распаде урана, торон и гелий — при распаде тория, аргон — при распаде калия. Все эти газы относятся к семейству благородных и независимо от среды миграции не дают соединений. В связи с постоянным притоком газы могут образовывать вторичные ореолы, находясь в порах и трещинах коренных пород и почв. При достаточном давлении газы находятся в растворенном состоянии в подземных водах, образуя вторичные гидрохимические аномалии.

6. Биогенная форма миграции связана с поступлением элементов в животные и растительные организмы. В случае значи-

тельной концентрации определенных элементов после отмирания живых организмов и их последующей литификации образуются месторождения и связанные с ними первичные ореолы, в которых элементы, ранее находившиеся в биогенной форме, входят в состав минералов. Подобным путем, но без литификации органических остатков, появляются в почвах над месторождениями и вторичные ореолы с минеральной формой нахождения элементов. В самих растениях, произрастающих над месторождениями, также концентрируется ряд элементов, образуя вторичные биогеохимические ореолы рассеяния.

### ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ

Поисковые критерии — это факторы, позволяющие судить по прошедшим в данном районе геологическим и геохимическим процессам о возможной концентрации элементов и нахождении в районе месторождений определенного типа. Выявляют их обычно при геологических съемках, предшествующих проведению геохимических поисков.

Среди поисковых критериев можно выделить универсальные, проявляющиеся повсеместно, но менее конкретные и местные, характерные для определенной территории и, как правило, более достоверные. Многочисленные факторы, определяющие локализацию месторождений, обычно объединяются в шесть основных групп: магматогенные, структурные, стратиграфические, литолого-фациальные, геоморфологические и собственно геохимические. В зависимости от особенностей геологического строения района и предполагаемого типа месторождений наиболее важной становится по одной, то другая группа критериев, часто для выделения перспективных районов учитывают роль многих (нескольких) поисковых критериев как универсальных, так и местных. Поиски стратифицированных полиметаллических месторождений в Джунгарском Алатау ведутся с учетом стратиграфических, литолого-фациальных (основных), структурных и магматогенных (второстепенных) критериев, при поисках россыпных месторождений основными становятся геоморфологические критерии, а при поисках титано-магнетитовых и платиновых месторождений в коренных породах — магматические.

Само определение поисковых критериев говорит о том, что мы имеем дело с факторами, благоприятными для возникновения месторождений. Однако, несмотря на сравнительно часто встречающиеся благоприятные критерии, месторождений сравнительно мало, и поиски их ведутся на огромных территориях. В связи с этим все острее встает вопрос о разработке отрицательных поисковых критериев и, в первую очередь, отрицательных геохимических критериев. Правильно сделанная отрицательная оценка определенной площади гораздо ценнее, чем

проектирование поисковых работ часто на заведомо безрудных участках.

Таким образом, поисковые критерии (В. И. Красников «Основы рациональной методики поисков рудных месторождений», 1965 г.) позволяют сделать при сравнении рассматриваемого района с аналогичными, но уже детально изученными районами, предположение о возможности (или невозможности) образования в рассматриваемом районе месторождений определенного типа. При этом не рассматриваются никакие конкретные данные о возможном наличии в районе месторождений или рудопроявлений. В то же время обычно есть целый ряд факторов, указывающих на присутствие месторождений. Эти факторы и получили название поисковых признаков.

Поисковые признаки бывают прямые, непосредственно указывающие на наличие оруденения, и косвенные, свидетельствующие лишь о возможности наличия оруденения. К прямым поисковым признакам относятся рудные выходы, старые выработки с остатками рудного материала и геохимические ореолы рассеяния рудного вещества. Косвенными поисковыми признаками служат окolorудные изменения пород, косвенные элементы- и минералы-индикаторы, ботанические признаки, геоморфологические особенности, археологические находки, названия мест, часть геохимических аномалий, представляющих ореолы косвенных элементов-индикаторов, и геофизические аномалии. В отдельных случаях (например, радиометрические аномалии для радиоактивных руд и магнитные для магнетитовых) геофизические аномалии становятся прямыми поисковыми признаками.

Поисковые критерии и признаки позволяют еще до проведения детальных поисковых работ предварительно установить типы возможных в данном районе месторождений, а следовательно, основные элементы-индикаторы и форму нахождения этих элементов в первичных и вторичных ореолах. Таким образом, учет поисковых критериев и признаков дает возможность выбрать наиболее эффективный в данных условиях геохимический метод поисков месторождений полезных ископаемых.

### АССОЦИАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ

Ряд элементов при определенных условиях совместно концентрируется на отдельных участках, что является результатом одинаковой устойчивости ядер и общности условий миграции, обусловленных внутренними и внешними факторами. В тех случаях, когда на концентрацию определенных элементов решающее влияние оказывают сходные внутренние факторы, ассоциации элементов, находящихся в повышенных содержаниях, сохраняются в широком диапазоне различных геологических условий. Так, устойчивые ассоциации уран — свинец — гелий,

торий — свинец — гелий, калий — аргон, образование которых связано с радиоактивным распадом. В тех же случаях, когда на образование ассоциации основное влияние оказывают внешние факторы, совместное нахождение элементов органичено комплексом определенных геологических условий. Ассоциация золото — медь — мышьяк — свинец — цинк — железо типична только для золотосульфидных руд, при выветривании которых могут возникнуть новые ассоциации: золото — мышьяк — железо, медь — мышьяк — цинк — золото — железо и т. д.

Группы Периоды	I	II	III	IV	V	VI	VI	VIII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII			
1	—	—	—	—	—	—	H	He	Li	Be	—	—	—	—	—	—	—		
2	—	—	B	C	N	O	F	Ne	Na	Mg	—	—	—	—	—	—	—		
3	—	—	Al	Si	P	S	Cl	Ar	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	4
5	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ma	Ru	Rh	Pd	6
7	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	J	Xe	Cs	Ba	TR	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	8
9	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	?	Rn	?	Ra	Ac	Th	Pa	U	—	—	—	—	10

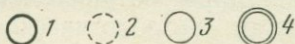


Рис. 3. Геохимическая классификация элементов по А. Е. Ферсману.  
1 — элементы кислых магм и пневматолитов; 2 — элементы сульфидных месторождений; 3 — элементы средних магм; 4 — элементы основных магм

Так как большинство ассоциаций в земной коре образуется при миграции и концентрации элементов, на ассоциации большое влияние оказывает форма нахождения элемента и в процессе миграции, и в состоянии относительного покоя, предшествовавшего миграции. При геохимических поисках интерес представляют те формы, в которых элементы находятся в рудных телах и окружающих их ореолах.

Наиболее часто при геохимических исследованиях приходится иметь дело с ассоциациями элементов, составляющими минералы, а следовательно, и с ассоциациями минералов, слагающими магматические, метаморфические и осадочные горные породы, гипергенные образования, различного типа месторождения и ореолы рассеяния. Совместное нахождение элементов в горных породах отражено в геохимических классификациях химических элементов В. М. Гольдшмидта, А. Е. Ферсмана, А. Н. Заварицкого. Наглядно эти закономерности совместного нахождения элементов показаны А. Е. Ферсманом на таблицах Д. И. Менделеева (рис. 3, 4).

Основные ассоциации элементов и минералов в рудах приведены в табл. 5.

Наличие одного из членов ассоциации в соответствующей геологической обстановке свидетельствует о возможном присутствии и других членов.

Современный уровень геохимических поисков требует знания и ассоциации элементов-примесей, находящихся в повышенных содержаниях в минералах-хозяевах. Образование одной части элементов-примесей объясняется законами изоморфного замещения. Образование второй части, представляющей собой ме-

H																	He			
Li	Be	B	C													N	O	F	Ne	
Na	Mg	Al	Si													P	S	Cl	Ar	
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr			
Pb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe			
Cs	Ba	TR	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn			
Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U															

*Редкие земли, или группа лантаноидов*

La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

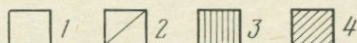


Рис. 4. Геохимическая классификация элементов по В. М. Гольдшмидту.

1 — атмосферные; 2 — литофильные; 3 — халькофильные; 4 — сидерофильные

ханическую примесь в минералах, можно объяснить неполным разделением веществ по миграционной способности. А. А. Сауков [1966] пишет: «Любой минерал, представляя собою концентрацию атомов, образующих основу минерала, будет также содержать и все другие атомы, которые содержались в исходном субстрате — магматическом расплаве, флюиде или растворе». Как видно из табл. 5, в рудах различных типов часто присутствуют одни и те же минералы, которые не являются показателем «субстрата», в то время как содержащиеся в них примеси могут внести ясность в решение этого вопроса. Появились новые данные об изменении состава элементов-примесей с удалением от центра рудных тел. Все это позволяет предположить, что изучение элементов-примесей значительно увеличит эффективность поисковых и разведочных работ. Предварительные данные об элементах-примесях в рудных минералах приведены в табл. 6.

## Парагенетические ассоциации элементов и минералов в рудах

Руды	Ассоциации элементов, находящихся в повышенных содержаниях	Парагенезис минералов
I. Магматические месторождения		
Хромитовые Платиновые Титаномагнетитовые	Cr, Fe, Mg, (Pt, Al) Cr, Fe, Pt, (Os, Ir), Mg Fe, Ti, V	Хромит, оливин, пироксен Платина, осмистый иридий, хромит, оливин Магнетит, ильменит, гематит, основные плагиоклазы, пироксен
Апатит-магнетитовые	Fe, F, P, Ca, (Zr)	Магнетит, апатит, гематит, диопсид, турмалин, циркон, кальцит
Редких земель	Ti, Nb, Zr, Ta, Ce, P, Al, F, (TR), Na	Мурманит, лампрофилит, эвдиалит, лопарит, апатит, виллиомит, нефелин, эгирин, микроклин
Медно-никелевые (сульфидные)	Ni, Cu, (Pt, Pd, Co)	Пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит, платиноиды, борнит
II. Карбонатитовые месторождения		
Редких земель	Na, Ca, Ce, La, Nb, Ti, Ta, (TR), Mg, Zr, F, Ca	Пирохлор, бадделеит, перовскит, синхизит, паризит, бастнезит, кальцит, доломит, сидерит
III. Пегматитовые месторождения		
Вольфрамово-литиевые Монацитовые	W, Li, Sn TR цериевой группы, Th	Вольфрамит, сподумен, полевой шпат, кварц, слюда Монацит, полевой шпат, мусковит
IV. Скарновые месторождения		
Железные Медные	Fe, Ca, Al, Si Cu, Fe, Ca, Al, Si, (Mo, Co), (Pb, Zn)	Гематит, магнетит, пирротин, гранаты, пироксены Халькопирит, борнит, ковеллин, магнетит, гематит, пирротин, гранаты, пироксены
Молибденово-вольфрамовые	Mo, W, Fe, Ca, Al, Si	Молибденит, шеелит, магнетит, халькопирит, галенит, сфалерит, гранаты, пироксены, волластонит
Свинцово-цинковые	Pb, Zn, Fe, Cu, Ag, Bi, Al, Si	Галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, пирит, висмутин, магнетит, аргентит, гранаты, пироксены
Оловянные	Sn, Fe, Cu, (Mo, As, Zn, Pb, Bi, Ag, W), Si	Касситерит, пирит, пирротин, халькопирит, молибденит, висмутин, галенит, сфалерит, шеелит, магнетит, гранаты, пироксены
3 Бериллиевые	Be, Fe, Mn, Si, Al, (Sc), W	Гельвин, даналит, хризоберилл, фенакит, берилл, магнетит, шеелит, гранаты пироксены
Борные	B, Mg, Fe	Котоит (при отсутствии железорудных минералов), датолит, людовигит, суанит, ашарит, магнетит, пироксены, оливин
V. Альбитит-грейзеновые месторождения		
Редких земель, альбититовые	Be, Li, Rb, Ta, Nb, Zr, TR иттриевые и цериевые, Na, K, Al, Si	Танталит, колумбит, пирохлор, циркон, лепидолит, циннвальдит, берилл, нефелин, альбит, микроклин, кварц
Грейзеновые: несульфидные	Sn, W, Li, Be, Si, Al Sn, W, Mo; Mo, Be, Li; W, Mo, Be, F, Si	Касситерит, вольфрамит, лепидолит, берилл, кварц, жильбертит
сульфидные	Al, (Fe, Cu, As, Bi, Zn, Pb)	Касситерит, вольфрамит, молибденит, берилл, лепидолит, пирит, шеелит, халькопирит, арсенопирит, висмутин, сфалерит, галенит, кварц, мусковит
VI. Гидротермальные месторождения		
Кварцевый парагенезис	Au, As, Fe, Bi, Mo W, U, Si, Cu	Золото, арсенопирит, пирит, халькопирит, молибденит, шеелит, уранинит, висмутин, кварц
Сульфидный парагенезис: свинца и цинка	Pb, Ba, Zn, Cu, Fe, U, Mo	Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, барит, марказит, молибденит, уранинит
пятиэлементной формации	Co, Bi, Ni, Ag, Ca, Ba, U, F, As, Fe, (Pb, Zn, Cu)	Кобальтин, смальтин, висмут, хлоантит, раммельсбергит, глаукоdot, саффорит, уранинит, флюорит, барит, магнетит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит
касситерита	Sn, Pb, Zn, Fe, W	Касситерит, станнин, галенит, сфалерит, пирит, пирротин, магнетит, вольфрамит
Карбонатный парагенезис: железа	Fe, Mg, Ca, (Cu, Pb)	Сидерит, доломит, пирит, халькопирит, галенит
марганца	Mn, Mg, Ca, (Fe, Ba)	Родохрит; хлориты с Mn, Mg, Ca, кальцит, пирротин, барит
магния	Mg, Ca	Магнезит, доломит, кальцит
Колчеданные	Fe, Cu, S, Zn, Pb, (Au, Ba)	Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, блеклые руды, галенит, борнит, кварц, барит

Руды	Ассоциации элементов, находящихся в повышенных содержаниях	Парагенезис минералов
VII. Стратиформные (телетермальные) месторождения		
Медные	Cu, Fe, (Pb, Zn, Ag)	Халькопирит, борнит, пирит, халькозин, ковеллин, галенит, сфалерит, серебро
Свинцово-цинковые	Pb, Zn, Fe, Mg, (Ba, F)	Галенит, сфалерит, пирит, пирротин, доломит, барит, флюорит
VIII. Осадочные месторождения		
Боровые	B, Mg, K	Калиборит, ашарит гидроборацит, сильвин, карналлит
Железные	Fe, Mn	Гидроокислы железа, сидерит, шамозит, гидроокислы и окислы марганца
Марганцевые	Mn, Fe	Пирролюзит, псиломелан, манганит, родохрозит, олигонит, марказит, пирит
Алюминиевые	Al, Fe	Диаспор, бёмит, гидраргиллит, гидроокислы железа
IX. Метаморфогенные месторождения		
Марганцевые	Mn	Марганцевые гранаты и пироксены, родонит, браунит, гаусманит
Железистые кварциты	Fe	Гематит, анкерит, амфиболы, кварц, магнетит
Титановые	Ti, Fe	Рутил, ильменит, амфиболы
X. Месторождения выветривания		
Остаточные: силикатно-никелевые	Ni, Mg, Al, (Co, Mn)	Ревдинскит, гарниерит, феррибейделлит, гидроокислы марганца, сорбирующие кобальт
железистые алюминиевые	Fe, Mg, Mn, Co, Ni, Cr Al, Fe, Mn	Гидроокислы железа, силикаты никеля Бёмит, диаспор, гиббсит, гидроокислы железа, марганца
Инфильтрационные урановые	U, Fe, V, Cu	Уранинит, коффинит, раскоэлит, монтроизит, пирит, халькопирит, марказит, доломит

Содержание элементов-примесей (г/т) в основных рудных минералах месторождений различных типов.  
По данным В. В. Иванова [1973 г.] с добавлениями В. А. Алексеенко

Минералы	In	Se	Fe	Cd	Re	Co	Pd
Медно-никелевые (сульфидные)							
Халькопирит		10—165	36		0,5—?	Не обн. — 1400	Не обн. — 96
Пирротин		7—107	Не обн. — 34			160—2500	Не обн. — 5,0
Пентландит		12—600 8—203	Не обн. — 60 10—15	Bi Не обн. — 1,0 0,07—?			0,5—2,0
Пегматитовые							
Молибденит		Не обн. — 83					
Касситерит	Не обн. — 31			Ta 200—32 600; Nb	3—52 500—35 500;	Sc Не обн. — 100;	
Скарновые медные							
Халькопирит		Не обн. — 180	Не обн. — 117			Не обн. — 8300	0,016—0,047
Молибденит		Не обн. — 140	Не обн. — 20				0,03—0,07
Пирротин		60—180	Следы — 800		1—1900	200—5800	
Скарновые железные							
Пирротин		2—40	5—16			100—5200	

Минералы	Pt	Rh	V	Tl	Ga	Ge	Ag
Медно-никелевые (сульфидные)							
Халькопирит	Не обн. — 50	Не обн. — 1,0	Au 0,04—7,2		Ni Не обн. — 900		42—260
Пирротин	Не обн. — 10	Не обн. — 1,5					
Пентландит	Не обн. — 0,2	Не обн. — 0,1					
Пегматитовые							
Молибденит	Y 4—15; Zr 90—1000				4—40	H 210—240	
Касситерит							
Скарновые медные							
Халькопирит	Не обн. — 0,11	0,027—0,037	Не обн. — 2	Au 20—30; Ni Не обн. — 1500		Не обн. — 4	
Молибденит	Следы — 0,02	Не обн. — 0,04	Не обн. — 20				
Пирротин	3,7—10,0	Не обн. — 10,0	Ni Не обн. — 3800				
Скарновые железные							
Пирротин	Ni Не обн. — 5300						Не обн. — 4

Минералы	In	Se	Fe	Cd	Re	Co	Pd
Скарновые свинцово-цинковые							
Халькопирит	Не обн. — 300	Не обн. — 88	Не обн. — 70	Не обн. — 400			
Галенит	?—2	Не обн. — 1800	Не обн. — 2200	?—100			
Сфалерит	Не обн. — 70	Не обн. — 72	Не обн. — 240	5000			
Пирит		Не обн. — 125	Не обн. — 54				
Грейзеновые							
Молибденит		Не обн. — 35	Не обн. — 30		Не обн. — 321		
Пирротин		21—73	2—17				
Вольфрамит	0,7—16			Ta Не обн. — 8900		Nb Не обн. — 18 400; Sc Не обн. — 2000	
Гидротермальные свинцово-цинковые							
Халькопирит	Не обн. — 250	Не обн. — 80	Не обн. — 125	Не обн. — 2000		0,026—0,05	
Галенит	2—5	Не обн. — 500	Не обн. — 1180	30—100			
Сфалерит	Не обн. — 5000	Не обн. — 500	Не обн. — 114	40—11 700			
Пирротин		Не обн. — 34	Не обн. — 14				
Пирит		Не обн. — 560	Не обн. — 110				

Минералы	Pt	Rh	B	Tl	Ga	Ge	Ag
Скарновые свинцово-цинковые							
Халькопирит Галенит			32—300 Не обн. — 13 000	Не обн. 0—100			?—400 100—22 600
Сфалерит Пирит					Не обн.—300	Не обн. — 94	
Грейзеновые							
Молибденит Пирротин Вольфрамит					Следы — 46	1—3	3—14
Гидротермальные свинцово-цинковые							
Халькопирит	Не обн. — 0,14	0,02—0,03	Не обн.—800	1—?	3—?	2—?	90—450
Галенит			Не обн. — 960	Не обн. — 700	Не обн. — 1000	Не обн. — 200	Не обн. — 5700
Сфалерит Пирротин Пирит				Не обн.—530			

Минералы	In	Se	Fe	Cd	Re	Co	Pd
Гидротермальные оловорудные							
Касситерит Пирротин	2—76	Та Не обн. — 3100; Не обн. — 23	Nb Не обн. — 9200; Не обн. — 13			Y 4—14 Ni 5—500	
Вольфрамит	3—16					Не обн. — 13 000	0—25
Медноколчеданные							
Халькопирит	Не обн. — 110	Не обн. — 520	Не обн. — 230	Не обн. — 400	0—1,2		0,02—0,05
Сфалерит	Не обн. — 320	Не обн. — 114		32—5100			
Пирит	Не обн. — 50	Не обн. — 576	8—70	Не обн. — 200	0—0,8		
Пирротин		21—245	Не обн. — 100				
Стратиформные свинцово-цинковые							
Галенит		Не обн. — 47	Не обн. — 19	10—5000	Sn 1—5000; Ni	Не обн. — 1	Та Не обн. — 1
Сфалерит	0,3—6	V Не обн. — 1;	Cu 1—2000; Sr	Не обн. — 10; 1—700	Sb 1—5000; Mo 1—50	Не обн. — 200	Sn 1—50

Минералы	Pt	Rh	B	Tl	Ga	Ge	Ag
----------	----	----	---	----	----	----	----

## Гидротермальные оловорудные

Касситерит Пирротин			Zr 10—1000		4—80		Hf 10—50
Вольфрамит							

## Медноколчеданные

Халькопирит	Не обн. — 180	0,2—0,35	Следы — 1250	5—?	5—?	4—?	112—107
Сфалерит Пирит Пирротин				Не обн. — 19		Не обн. — 3	

## Стратиформные свинцово-цинковые

Галенит			1—2000	Не обн. — 1000	Не обн. — 1	Не обн. — 50	1—5000
Сфалерит			Не обн. — 5	Zn 1—10 000	1—800	1—200	1—50

Ассоциации элементов, находящихся в повышенных содержаниях  
в подземных водах, на месторождениях различных типов

Тип месторождений	Гидрохимические ассоциации элементов	Содержание, мг/л
Магматические медно-никелевые	Cu, Ni, Co, Fe, Ag, Cr, Zn, Pb, Sb, Sn, Ti, V	0,01—100
Магматические хромитовые . . .	Cr, Ni, Co	(?)
Магматические титаномagnetитовые . . . . .	Ti, Fe, Ni, Co	(?)
Редкометалльные апограниты . .	F, Li, Be, Nb	(?)
Редкометалльные пегматиты . . .	Li, Be, Nb	(?)
Пегматиты олово-вольфрамовые	W, Sn, Bi, Ni, Zr, Sb, (Cu, Zn, Pb, Cr)	0,01—0,1
Пегматиты бериллиевые . . . . .	Mo, Sn, W, Zn, Bi, Zr, (Cu, Pb, Ni)	0,01—0,1
Скарновые железорудные . . . . .	Fe, (Mn)	
Скарновые медные . . . . .	Cu, Mo, (Zn, Pb, Co)	0,01—1,0
Скарновые молибдено-вольфрамовые . . . . .	Mo, Zn, W, Fe, (Pb, Sn)	(?)
Скарновые свинцово-цинковые . .	Zn, Pb, Cu, Mo, (As, Ag, Mn, Ni, Ba, Co, Sr, Sn)	1—3000
Скарновые боровые . . . . .	B, F, Li, As, Cu, Zn, Hg, Pb	(?)
Грейзеновые сульфидные . . . . .	Mo, Cu, Mn, Ti, Sr, Ni, V, Zr, W, Ag, Co	(?)
Грейзеновые кварц-вольфрамитовые . . . . .	Mo, Mn, (Ti, Ni, V, Zr, Bi, Zn, Ag, Cu, Sr)	1—600
Гидротермальные медно-молибденовые . . . . .	Mo, Cu, Mn, Ti, Ni, V, Pb, Zn, Ag, Co	1—10
Гидротермальные медно-кобальтовые . . . . .	Cu, Co, As, Fe, Ni, Zn, Ag	0,01—100,0
Гидротермальные сурьмяные . . .	Sb, As, Pb, Zn, Ag, Bi, Cu, Ni, Co	0,01—1,0
Гидротермальные ртутные . . . . .	Hg, Sb, As, Zn, Pb, Cu	0,01—0,1
Гидротермальные свинцово-цинковые . . . . .	Zn, Pb, Cu, Mo, Ag, (Cr, Cd, V, Bi, Sb)	0,1—10,0
Гидротермальные оловорудные	Zn, Sn, Pb, Cu	(?)
Гидротермальные золоторудные	As, Au, Bi, Pb, Cu, Zn, (Mo, Ag, Sb)	0,01—1,0
Гидротермальные урановые . . . . .	As, U, Cu, Zn, Pb, Ni, Mo	До 10,0
Медноколчеданные . . . . .	Cu, Zn, Pb, Mo, Fe, (As, Ag)	0,1—6000
Остаточные силикатно-никелевые . . . . .	Ni, Co, Ti, Cu	(?)
Циркон-ильменитовые россыпи	Ti, Zr, Cr, V, (Sn, Ag, Ni, Co)	0,01—0,5
Касситерит-вольфрамитовые россыпи . . . . .	Sn, W, Mo, Cu, Zn	1·10 <sup>-4</sup> — —1·10 <sup>-3</sup>

Применение гидрогеохимического метода поисков рудных месторождений предполагает знание ассоциации элементов, находящихся в повышенных содержаниях в водах в пределах рудных полей месторождений различного типа. Имеющиеся данные о распределении и содержании в подземных водах различных месторождений групп элементов сведены в табл. 7.

Как видно из табл. 7, на месторождениях почти всех типов встречаются в повышенных содержаниях в водах медь, цинк и молибден, являющиеся проходящими металлами. Их указанные содержания не являются свидетельством оруденения и только значительная концентрация этих элементов может иметь поисковое значение. Большую группу составляют основные элементы, т. е. те элементы, из которых состоит месторождение. Как правило, ассоциации основных элементов в рудах (см. табл. 6) и подземных водах (см. табл. 7) аналогичны. Еще одну группу элементов подземных вод составляют индикаторы, являющиеся показателями оруденения. Индикаторами могут быть элементы, не входящие в группу основных. Так, по данным И. И. Гинзбурга, одним из лучших гидрохимических индикаторов полиметаллического оруденения является кадмий.

Использование газовой съемки для поисков рудных месторождений началось сравнительно недавно, поэтому данных об ассоциациях элементов в газах над месторождениями пока мало. Как уже указывалось, к образованию газов может привести ядерный распад некоторых радиоактивных элементов. Так, при распаде урана образуются радон-222, гелий и очень небольшое количество криптона-85 и ксенона-133, а торон-220 и гелий являются продуктами распада тория.

Определенные ассоциации газов отмечаются и над нерадиоактивными рудными телами. В коренных породах и почвах над полиметаллическими и ртутными месторождениями в повышенных содержаниях встречаются углекислый газ, водород и пары ртути. Над колчеданными месторождениями — углекислый газ (до 4%) и сероводород; над золотосодержащими сульфидными рудами — углекислый газ и азот, а над группой сульфидных месторождений Казахстана отмечались повышенные содержания сероводорода, углекислого и сернистого газов. Следует также отметить, что интенсивное окисление сульфидных руд приводит к расходу кислорода из газовых смесей как в почвах, так и в коренных породах.

Особое место занимают ассоциации элементов, вызванные биогеохимическими процессами. Их образование, с одной стороны, обусловлено физиологическими потребностями живой материи, а с другой — химическим составом окружающей (и питающей) среды. При биогеохимических поисках основное внимание уделяется ассоциациям элементов в растениях. Главными элементами растений являются С, Н, О, N и Р — эти элементы получили название биофильных. К числу практически всегда

Ассоциации элементов, находящихся в повышенном содержании  
в растениях, над различными типами месторождений

Тип месторождений	Ассоциации элементов
Редкометалльные пегматиты . . . . .	Li, Cs, Ta, Nb, (Rb, Be)
Танталоносные апограниты . . . . .	Rb, Li, (Sn)
Скарпные медно-кобальтовые . . . . .	Co, Ni, Cu, As, (Ag, Pb, Zn)
» бериллиевые . . . . .	Be
» медные . . . . .	Mo, Cu
» молибдено-вольфрамовые . . . . .	Mo, W, (Bi)
Грейзеновые сульфидные . . . . .	Be, Mo, Bi
» редкометалльные . . . . .	Be, F, Zr, (Cu, Mo, Pb)
Гидротермальные золото-кварцевые . . . . .	Zn, Au, (Pb, Cu)
» золотосульфидные . . . . .	Au, Cu, As, (Ag, Pb, Mo)
» урановые . . . . .	U, (Mo, Pb, Zn)
» оловорудные . . . . .	Sn, Pb, Cu, Zn
» медные . . . . .	Mo, Cu, Zn
» молибденовые . . . . .	Mo
» полиметаллические . . . . .	Zn, Pb, (Ti, Mn)
Колчеданно-полиметаллические . . . . .	Pb, Zn, Mo, Ag, (Sn, Cu)
Медноколчеданные . . . . .	Mo, Cu, Zn, Co, (Ag)
Стратиформные свинцово-цинковые . . . . .	Pb, Zn
Никеленосные коры выветривания . . . . .	Ni, (Co, Cu)

присутствующих в растениях в повышенных содержаниях относятся элементы, лежащие на «линии жизни», соединяющей в таблице Д. И. Менделеева калий, углерод и железо. Чем ближе элемент к этой линии, тем важнее его роль в жизни растения, наиболее удаленные тяжелые элементы, как правило, токсичны.

С изменением состава окружающей среды (коренных пород и почв) изменяется содержание в растениях металлов. Особенно резкие изменения происходят над месторождениями. Работы многих исследователей позволили предварительно выделить специфические ассоциации основных элементов, находящихся в повышенных содержаниях в золе растений над различными типами месторождений (табл. 8).

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ

По содержанию элементов на изучаемом участке литосферы, в определенной мере превышающему их кларковое содержание, можно судить о наличии рудных тел. Элементы, по которым ведется такое прогнозирование оруденения, получили название геохимических индикаторов. Среди геохимических индикаторов выделяются два типа.

Элементы, находящиеся в любой форме в геохимическом ореоле, но являющиеся основными рудными элементами, сла-

гающими полезное ископаемое, позволяют по элементному составу геохимического ореола непосредственно судить о составе руд месторождения. Это прямые геохимические индикаторы. Они могут находиться как в первичных, так и во вторичных геохимических ореолах.

Рассмотрим в качестве примера прямые индикаторы в геохимических ореолах свинцово-цинковых месторождений, приуроченных к карбонатным толщам. Основными рудными элементами месторождений являются свинец и цинк, находящиеся в рудах в виде сульфидов — галенита и сфалерита. В первичных ореолах эти элементы могут быть в минеральной форме, образуя в трещинках и в порах известняков и доломитов галенит и сфалерит; цинк может находиться и в изоморфной форме в доломите, замещая в кристаллической решетке магний. Во вторичных ореолах при разрушении месторождений свинец и цинк могут встречаться в минеральной и изоморфной форме в коренных породах. Они могут образовать жилы и даже отдельные крупные тела, состоящие из церуссита и смитсонита (минеральная форма), а также из цинксодержащих доломита и олигонита (изоморфная форма). В почвах над рудными телами свинец и цинк находятся, как правило, в минеральной форме, образуя соединения различной растворимости. В рудничных водах содержание рассматриваемых элементов может превосходить кларк для гидросферы в миллион раз. Резко повышенными могут быть содержания свинца и цинка, находящихся в биогенной форме в растениях, произрастающих над месторождениями. При преобладании физического выветривания рудных тел свинец и цинк образуют механические ореолы рассеяния, в которых находятся в минеральной форме.

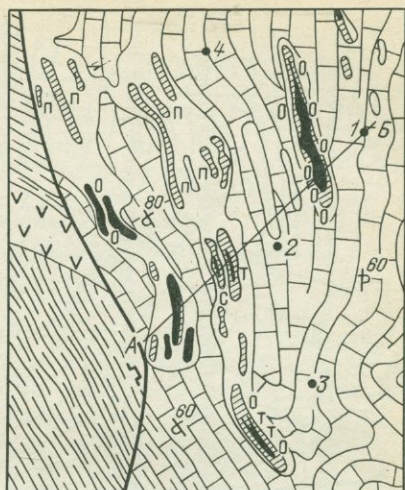
Другой тип элементов-индикаторов составляют элементы, являющиеся спутниками полезных компонентов. Они получили название косвенных индикаторов. Представление о косвенных индикаторах основано на уже рассмотренных нами ассоциациях элементов в рудах, рудничных водах, минералах и растениях, произрастающих над месторождениями.

Косвенные индикаторы условно делятся на две группы. К первой, меньшей группе, относятся элементы, связанные с полезными компонентами явно генетически. Такими являются радон и гелий для урановых месторождений и сульфат-ион — для сульфидных месторождений. Элементы и соединения этой группы могут являться продуктами внутриядерных превращений или химических реакций (окисление сульфидов).

Ко второй группе относятся элементы, парагенетически связанные с полезными компонентами. Парагенетическая близость элементов в общих чертах объясняется близостью миграционных способностей элементов и в меньшей мере внутриядерными превращениями. Говоря о косвенных элементах-индикаторах, всегда следует в первую очередь обращать внимание на форму наход-

Рис. 5. Зональность околорудных изменений на полиметаллическом месторождении.

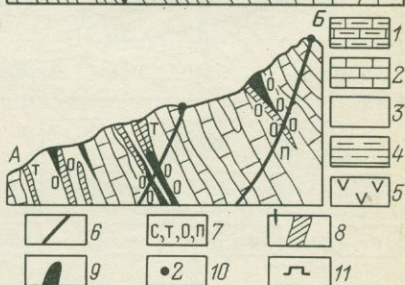
1 — известняки с кремнистыми прослоями; 2 — известняки; 3 — доломиты; 4 — сланцы; 5 — диабазовые порфириты; 6 — разрывы; 7 — околорудные изменения (с — серпентинизация, т — тремолитизация, о — окварцевание, п — перекристаллизация); 8 — бедные руды; 9 — богатые руды; 10 — скважина и ее номер; 11 — устье штольни



дения элементов в геохимическом ореоле, которая во многом зависит от формы нахождения элементов в миграционном потоке в период миграции, от особенностей миграционной среды и факторов, вызвавших образование ореола (см. табл. 3). Примером косвенного элемента-индикатора полиметаллического оруденения в коренных породах (минеральная форма) может служить ртуть. В ряде растений (биогенная форма) элементов-индикатором медного оруденения является молибден, а в подземных водах при поисках свинцово-цинковых руд индикатором служит кадмий.

Косвенными элементами-индикаторами при поисках рудных месторождений могут быть не только металлы, но и широко распространенные породообразующие (литофильные) элементы, например кремний, геохимические ореолы которого в десятки, а иногда и в сотни раз могут превышать размеры рудных тел.

При использовании в поисковых целях косвенных литофильных элементов-индикаторов следует обращать внимание на минералы, в состав которых входит рассматриваемый элемент, так как в этом случае происходит переплетение собственно геохимических поисковых методов с минералогическими. Такие комплексные исследования могут не только способствовать открытию новых рудных тел, но и давать оценку уровня их эрозионного среза. Примером может служить изучение геохимических ореолов кремния в группе стратифицированных полиметаллических месторождений Джунгарского Алатау, приуроченных к нижнепалеозойским доломитам. По размерам ореолы в 2—5 раз превосходят рудные тела, что позволяет широко использовать их при поисках, а по составу кремнийсодержащих минералов в ореоле можно определить уровень эрозионного среза: верх-



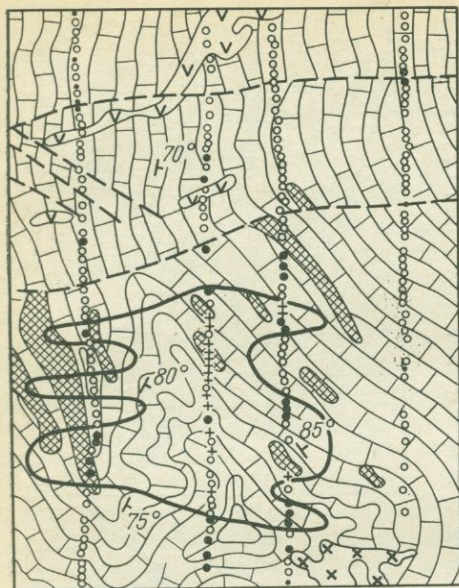


Рис. 6. «Отрицательная» биогеохимическая молибденовая аномалия над свинцово-цинковым месторождением.

1 — известняки; 2 — рудовмещающие доломиты; 3 — граниты; 4 — диабазовые порфиры; 5 — разрывные нарушения; 6 — контур аномалий; 7—10 — место отбора проб и содержание в них молибдена (в %): 7 — меньше  $5 \cdot 10^{-4}$ , 8 —  $5 \cdot 10^{-4}$ , 9 —  $n \cdot 10^{-3}$ , 10 —  $n \cdot 10^{-2}$ ; 11 — элементы залегания пород

ние части рудных тел приурочены к серпентинизированным и тремолитизированным доломитам, а нижние — к окварцованным (рис. 5).

Косвенным индикатором может быть также и вода, находящаяся в виде включений в минералах. В уже рассматриваемой группе полиметаллических месторождений рудовмещающие доломиты четко выделяются среди безрудных известняков и доломитов при декрептометриче-

ских исследованиях, по дополнительным пикам взрывов газожидких и жидких включений.

О наличии радиоактивных элементов можно судить и по таким косвенным признакам, как изменение электростатического состояния ионов в минералах и метамиктный распад. В галите, находящемся вблизи элементов, характеризующихся  $\beta$ -распадом, появляются электрически нейтральные атомы натрия, а сам галит принимает синюю окраску. Циркон под воздействием радиоактивного излучения переходит в аморфное (метамиктное) состояние и изменяет окраску.

Особое внимание следует уделить еще слабо разработанному вопросу об «отрицательных индикаторах», т. е. элементах, содержание которых резко уменьшается при возрастании содержания в данной геохимической системе других элементов. Примером такого индикатора для свинцовых руд может быть молибден, находящийся в биогенной форме. Так, над свинцово-цинковыми месторождениями при биогеохимических поисках четко выделяются «отрицательные» молибденовые биогеохимические аномалии (рис. 6). Над редкометальными грейзенами в золе полины, таволги одновременно с увеличением содержания бериллия, молибдена и висмута уменьшается содержание кремнезема.

## ФОРМА ГЕОХИМИЧЕСКОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ

### ОСНОВНЫЕ РЕГИОНАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОНЯТИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Отдельные области, представляющие собой сравнительно крупные геологические регионы, значительно отличаются по химическому составу пород друг от друга и от среднего химического состава литосферы. Отличие может выражаться как в увеличении, так и в уменьшении содержаний определенной группы элементов в большей части разновозрастного комплекса магматических, метаморфических и осадочных пород, слагающих рассматриваемый регион. Начало изучению геохимии и геохимической истории отдельных геологических регионов положил А. Е. Ферсман, он же предложил называть их геохимическими провинциями.

Геохимические провинции представляют собой геохимически однородные области с определенными ассоциациями химических элементов, находящихся в повышенных концентрациях. Образование таких провинций является результатом исторического развития конкретного участка земной коры.

Следует отметить, что происхождение некоторых провинций может быть связано с планетарной дифференциацией Земли, другие же провинции могли образоваться при химической дифференциации в результате процессов осадконакопления, с последующим переплавлением осадочных пород. Несомненно влияние на формирование определенных ассоциаций элементов в регионе магматических и тектонических процессов.

При выделении геохимических провинций можно ориентироваться на изменение содержаний группы элементов даже только в одном, но распространенном в этой области типе пород.

Значительные площади земной поверхности, характеризующиеся большим количеством руд определенного металла, получили название металлогенических провинций. Примерами полиметаллических провинций могут служить хребет Каратау и Южно-Джунгарский антиклинорий в Южном Казахстане. Широко известны медные металлогенические провинции в Перу и Чили, урановая — в пределах Канадского щита; можно говорить о медной провинции в Северном Прибалхашье.

Довольно часто металлогеническая провинция находится в пределах геохимической, для которой характерно повышенное содержание элементов, являющихся основными компонентами

руд металлогенической провинции. Так, отмечается четкая приуроченность оловянных месторождений в Юго-Восточной Азии и в Андах к геохимическим провинциям с повышенным содержанием олова [Goloubinoff., 1937; Goldschmidt V. M., 1954]. Аналогичная картина наблюдается для Каратауской и Джунгарской полиметаллических провинций, а также для ряда урановых металлогенических провинций. В связи с частой приуроченностью металлогенических провинций к геохимическим в труднодоступных и плохо изученных районах геохимические провинции могут служить важным поисковым признаком при рекогносцировочных поисках.

Кроме геохимических провинций А. Е. Ферсман предложил выделять такие региональные геохимические системы, как щиты, пояса, поля и узлы.

Геохимические щиты — это устойчивые древние платформы с резким преобладанием собственно магматических выделений. По геохимическому комплексу они соответствуют глубинным процессам. Для них характерны повышенные содержания следующих элементов и соединений:  $\text{SiO}_2$ , Fe, Ta, U, TR, F, P, Ti, Au.

Геохимические пояса представляют тектонически подвижные области, примыкающие непосредственно к щитам. Развиваясь по ослабленным орогеническим зонам, расположенным между щитами в пределах геосинклинальных областей, пояса представляют собой районы интенсивной геохимической миграции. Для них характерно развитие магматических образований и связанных с ними разнообразных жильных месторождений. Специфическими элементами геохимических поясов являются: Pb, Cr, Ni, Fe, Cu, S, Be, Li, Sn, F, Zn.

Геохимические поля — это сравнительно обширные области, в пределах которых миграция элементов происходила преимущественно в поверхностных зонах и была связана с водными и материковыми накоплениями. Специфические ассоциации элементов и их соединений (Ba, S, Ca,  $\text{SO}_4$ , Na, K, Sr, I) коррелируются в пределах полей с определенными свитами осадочных пород. Последовательность накопления этих пород и концентрация в них элементов, образующих месторождения полезных ископаемых, зависит в основном от условий существования водного бассейна.

Геохимические узлы — это районы, испытавшие наложение нескольких геохимических циклов. В связи с этим для них характерны многоступенчатые процессы минералообразования и омоложения месторождений. Комплекс элементов, характерных для геохимических узлов, довольно обширен, а их концентрация привела к образованию в пределах узлов месторождений различных типов.

Давая пространственную геохимическую характеристику отдельным регионам, А. Е. Ферсман одновременно заложил ос-

нову учения об изменении особенностей миграции и концентрации элементов на протяжении всей геологической истории Земли. Развитие этого учения привело к выделению геохимических эпох — периодов специфической концентрации отдельных элементов и их определенных ассоциаций. Иногда геохимические эпохи были характерны для всей земной коры, иногда их проявление было более локальным и они четко выделялись только для одной или нескольких региональных геохимических единиц. Примером «глобальной» геохимической эпохи может служить средний докембрий — период повсеместного осаждения железных руд. Концентрацию металлов в определенный период на локальном участке иллюстрирует накопление свинца и цинка в осадочных толщах хребта Каратау в период, продолжавшийся с верхнедевонского времени до нижнекаменноугольного.

По аналогии с выделением металлогенических провинций можно выделять и металлогенические эпохи — периоды формирования месторождений определенного типа или определенного металла. Геохимические и металлогенические эпохи могут в отдельных случаях не совпадать. Так, в Джунгарском Алатау накопление полиметаллов в осадочных толщах и образование ряда осадочных месторождений происходило в период от рифея до венда, а формирование за счет ранее накопившихся новых месторождений произошло в среднекаменноугольное время.

Возникновение геохимических эпох было вызвано воздействием ряда факторов, оказавших определенное влияние на миграцию и концентрацию элементов в ходе геологической истории нашей планеты. В период, начавшийся с эпохи формирования нашей планеты и до нынешнего времени, произошло существенное изменение кларков ряда элементов: они уменьшились для урана, тория, калия и других радиоактивных элементов и увеличились для элементов, являющихся конечными стабильными продуктами радиоактивного распада (свинца, гелия, аргона и т. д.). Ряд радиоактивных изотопов относится к числу «вымерших», и сейчас мы улавливаем только следы их былого существования в изотопном составе стабильных элементов. Как показали расчеты, в связи с закономерностями «вымирания» одних радиоактивных элементов и уменьшением кларка других значительно уменьшается выделение радиогенного тепла, что, несомненно, сказывается на миграции элементов.

Большое влияние на изменение процессов миграции и концентрации ряда элементов в земной коре оказало появление жизни. С этого периода стали возможными концентрации углерода, водорода и кислорода в виде нефти, угля, торфа; накопление биогенных карбонатов, фосфатов, диатомитов, появление новых ассоциаций элементов. Резкое увеличение в атмосфере кислорода в результате жизнедеятельности зеленых растений

сказалось на изменении миграционных способностей многих элементов и в первую очередь элементов переменной валентности, таких, как железо, марганец, уран.

На отдельных, иногда довольно больших участках земной коры миграция и концентрация элементов контролируется в основном магматическими процессами. В пределах таких участков основные изменения в распределении металлов будут про-

Т а б л и ц а 9

Геохронологическая схема докембрия

Эра	Подразделение		Возраст, млн. лет	Тектоно-магматические циклы
	общее	частное (преимущественно для платформ)		
Протерозойская	Поздний докембрий	Верхний рифей	630±30 1000±100	Катангский Гренвильский
		Средний рифей	1400±100	Медвежье-озерный
		Нижний рифей	1750±100	Карельский — свекофенский
	Средний докембрий	Преимущественно фундамент древних платформ	1900±100	Беломорский
			2600±100	Шамвянский
Ранний докембрий	Преимущественно древние ядра щитов	3000±100 3500±100	Кольский Белозерский	
Археозойская	Древний докембрий	Единичные участки древней земной коры	3700±100 Возраст Земли 4650±50	Древнейший магматизм

исходить в эпохи орогенеза, т. е. в периоды тектонических нарушений земной коры (складчатости) и сопутствующей им магматической деятельности.

В соответствии с эпохами складчатости выделяют геохимические эпохи, главные из которых для фанерозойского этапа истории земной коры каледонская, герцинская, тихоокеанская, альпийская. Особого внимания заслуживает выделение геохимических эпох для докембрия, которые также приурочены к определенным тектоно-магматическим циклам.

В табл. 9 отмечены важнейшие тектоно-магматические циклы докембрия, датированные по магматическим породам и рудным жилам наиболее надежным свинцово-изотопным мето-

дом. Циклы эти уже сами по себе являются определенными рубежами геохимических — металлогенических эпох докембрия, поскольку с ними связаны эндогенные рудные месторождения на разных континентах. По данным радиологического датирования существовали две выдающиеся эпохи магматизма и рудообразования в истории докембрия: 1 800—2 000 и 2 500—2 700 млн. лет назад. Геологические события этих эпох проявились почти на всех материках. Наиболее рудопродуктивной была эпоха 1 800—2 000 млн. лет назад.

В периоды относительного тектонического покоя, разделяющие отдельные эпохи складчатости, миграция элементов связана в основном с физическим и химическим выветриванием горных пород на поверхности земли и с процессами переноса продуктов выветривания. При этом нарушается ранее существовавшая зональность расположения месторождений по отношению к магматическим очагам, распадаются существовавшие ассоциации элементов и возникают новые.

Образующиеся ассоциации элементов (особенно находящиеся в минеральной форме) могут быть нестойкими, связанными лишь с временно существующей геохимической обстановкой. А. Е. Ферсман назвал подобные ассоциации хроноксенными, т. е. чуждыми времени. Хроноксенными являются многочисленные минералы железных шляп, торфы, калиевая и натриевая селитра.

Элементы, составляющие хроноксенные ассоциации, как правило, отличаются относительной геохимической подвижностью. Они образуют ионы низких валентностей (преимущественно 1 и 2) с малыми вэками и большими радиусами, а также ионы высоких валентностей (выше 4) с большими вэками и малыми радиусами. Элементы со средними размерами ионных радиусов и с четными валентностями (2 и 4) образуют наиболее устойчивые минеральные ассоциации. Такие ассоциации получили название хронофильных. Примерами хронофильных минералов могут служить ильменит  $Fe, TiO_3$ , рутил  $TiO_2$  и кварц  $SiO_2$ .

На основе развития идей А. Е. Ферсмана о геохимических эпохах и об эволюции атомов в истории Земли возникла новая отрасль современной геохимии — историческая геохимия. Она рассматривает изменение на протяжении истории Земли факторов миграции, изучает изменение особенностей миграции и концентрации элементов в продолжение различных эпох для земной коры в целом и для отдельных регионов.

Уже сейчас несомненно практическое значение исторической геохимии. При выделении перспективных участков для проведения поисковых работ необходимо учитывать проявление «глобальных» металлогенических эпох, следствием которого является приуроченность большинства месторождений определенных типов и металлов к породам определенного возраста. Так,

месторождения сульфатов (гипс, целестин, барит и др.) и галита впервые появляются лишь в конце докембрия; натриевая и калиевая селитра редко обнаруживаются в толщах, древнее верхнего мела, а повышенные концентрации соды и мирабилита — в осадках, древнее нижнечетвертичных. Повышенная концентрация иода отмечается только в верхнечетвертичных и современных отложениях.

Изучение геохимических и металлогенических эпох, проявившихся в пределах отдельных регионов, имеет огромное значение для установления особенностей формирования большой группы стратифицированных месторождений свинца, цинка, меди. А рациональное проведение поисков стратифицированных месторождений возможно только после изучения особенностей концентрации во времени этих металлов в пределах рассматриваемых регионов.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЛАНДШАФТЫ

Геохимия ландшафтов изучает закономерности миграции и концентрации химических элементов в верхней части земной коры, представляющей собой особый комплекс — ландшафт. В состав ландшафта входят такие геохимические системы, как почва, кора выветривания, континентальные отложения, грунтовые и поверхностные воды, растительность и приземный слой атмосферы. По терминологии В. И. Вернадского эти геохимические системы являются биокосными многофазными природными телами. Их геохимическим своеобразием является сочетание различных форм миграции, среди которых значительную роль играет биогенная миграция. Твердая, жидкая и газообразная фазы в биокосных телах тесно связаны между собой.

Только совместное изучение особенностей тесно связанных природных биокосных тел, составляющих отдельные ландшафты, позволяет правильно представить геохимию элементов в зоне гипергенеза. А успехи учения о миграции элементов в зоне гипергенеза и учения о геохимии ландшафтов позволили увеличить эффективность металлотрических и биогеохимических методов поисков рудных месторождений.

При изучении отдельных ландшафтов возникла необходимость выделять наиболее мелкие ландшафтные подразделения, получившие название элементарных ландшафтов. По определению основателя учения о геохимии ландшафтов Б. Б. Полюнова «...элементарный ландшафт в своем типичном проявлении должен представлять один определенный элемент рельефа, сложенный одной породой или наносом и покрытый в каждый отдельный момент своего существования определенным растительным сообществом. Все эти условия создают определенную разность почвы и свидетельствуют об одинаковом на протяжении элементарного ландшафта развитии взаимодействия между горными породами и организмами» [1953].

Однако ориентироваться только на крайне быстро изменяющийся состав почв нельзя. А. И. Перельман [1962] в качестве одного из критериев предложил ориентироваться при выделении элементарных ландшафтов на отсутствие каких-либо внутренних причин, ограничивающих его площадь. Элементарные ландшафты могут иметь размеры от десятков квадратных метров до сотен квадратных километров и этим отличаются от изменений, ограниченных по площади самой их природой, например: присутствием одиночного дерева, растительной кочки.

Число элементарных ландшафтов, определяемое различными сочетаниями изменчивых биокосных тел, очень велико, поэтому разобрать особенности даже наиболее часто встречающихся элементарных ландшафтов сложно. В связи с этим Б. Б. Полюнов объединил их по условиям миграции химических элементов в три основные группы:

- 1) элювиальные ландшафты;
- 2) супераквальные (надводные) ландшафты (рис. 7);
- 3) субаквальные (подводные) ландшафты океанов, морей и континентальных водоемов.

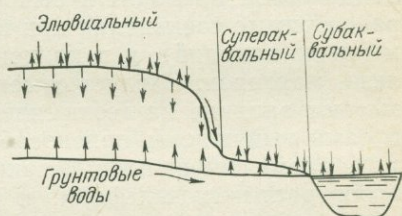


Рис. 7. Схема элементарных ландшафтов по Б. Б. Полюнову

Элювиальные ландшафты, по определению Б. Б. Полюнова, характеризуются «залеганием на водоразделах, независимостью процесса почвообразования от грунтовых вод, отсутствием притока материала путем жидкого и твердого бокового стока, наличием расхода материала путем стока и просачивания, составом растительности, приспособленной к борьбе с просачиванием и выносом минеральных элементов, формированием в профиле почв иллювиальных горизонтов, а в течение длительных геологических периодов — остаточных форм древней коры выветривания».

Таким образом, элювиальные ландшафты от остальных групп элементарных ландшафтов отличаются в первую очередь выносом ряда элементов при отсутствии поступления материала из соседних ландшафтов. Незначительное количество вещества может поступать в элювиальные ландшафты только из атмосферы (осадки и пыль). Почвы и подстилающая их кора выветривания обеднены легковымываемыми элементами, из которых часть может при определенных условиях достигнуть грунтовых вод и мигрировать вместе с ними за пределы рассматриваемых ландшафтов, а часть — накапливается в нижних почвенных горизонтах, получивших название иллювиальных.

Препятствуют выносу элементов из элювиальных ландшафтов биологическая и абиогенная аккумуляция. Биологическая

аккумуляция является активной и связана с избирательным поглощением повышенного количества ряда элементов растительными организмами. При отмирании растений содержащиеся в них элементы переходят в верхние горизонты почв, в результате чего эти горизонты обогащаются, по сравнению с подстилающими породами, элементами, участвующими в биологическом круговороте веществ. Абиогенная аккумуляция связана с химическими реакциями, протекающими в почвенных горизонтах при испарении растворов, изменении реакции среды, обменных реакциях сорбции ряда элементов коллоидами и т. д.

Указанные особенности миграции элементов в элювиальных ландшафтах приводят к выносу элементов, образующих легко-растворимые соединения при высоких степенях окисления (сера, мышьяк, ванадий), и к концентрации таких элементов, как железо, марганец. Следует отметить, что растения не только оказывают влияние на геохимические особенности ландшафтов, но и сами вынуждены приспосабливаться к интенсивному выносу ряда элементов из почв. В таких условиях постоянно происходит отбор растительных форм, и в элювиальных ландшафтах преобладают растительные ассоциации, состоящие из видов, способных противостоять этому процессу.

Супераквальные ландшафты расположены на пониженных участках, где грунтовые воды, близко подходя к поверхности, являются одним из путей привноса вещества. Вещество в супераквальных ландшафтах может привноситься и в результате поверхностного стока из элювиальных ландшафтов. Таким образом, состав биокосных тел в супераквальных ландшафтах зависит не только от состава подстилающих пород, но и от геохимических особенностей рядом расположенных элювиальных ландшафтов.

Растворенные в грунтовых водах вещества накапливаются при внутрипочвенном испарении в наносах и почвах, откуда (как и непосредственно из грунтовых вод) эти вещества поступают в растения. По мнению М. А. Глазовской [1964], именно этот процесс «и обуславливает специфические геохимические черты всего ландшафта». Растения в рассматриваемой группе ландшафтов «вынуждены приспосабливаться» к избыточному содержанию ряда элементов в почвах и водах: над солончаками произрастают галофиты (солеустойчивые растения), над жесткими водами, содержащими в избытке гидрокарбонат кальция, создаются благоприятные условия для бобовых, а над водами с избытком кремния — для камыша, хвоща и диатомовых водорослей.

Так же как и в предыдущей группе, в супераквальных ландшафтах в результате отмирания растений происходит обогащение верхних горизонтов почв рядом элементов, что следует учитывать при металлотрических поисках.

Среди супераквальных ландшафтов выделяют подводные ландшафты морей и океанов и подводные ландшафты континентальных водоемов. Первую группу ландшафтов при геохимических поисках рудных месторождений практически учитывать не приходится, так как при поисках подводных месторождений геохимические методы пока не нашли широкого применения.

Субаквальные ландшафты континентальных водоемов являются своеобразными показателями геохимической обстановки элювиальных и супераквальных ландшафтов, занимающих большую площадь водо- и солесбора. В почвах дна водоема и в водах накапливаются элементы, выносимые из окружающей бассейн территории. Среди них преобладают элементы, обладающие наибольшей миграционной способностью в водных растворах, а также элементы, находящиеся в резко повышенных содержаниях в области водосбора.

Необходимо отметить, что несмотря на геохимическую зависимость субаквальных ландшафтов от элювиальных, их геохимические особенности во многом зависят и от перераспределения элементов между биокосными телами, составляющими субаквальные ландшафты. Эта особенность, а также обычные большие площади прилегающих элювиальных ландшафтов резко уменьшают достоверность поисковых прогнозов, полученных при изучении субаквальных ландшафтов, которые в связи с этим в данном разделе больше не рассматриваются.

Положение и размеры каждого элементарного ландшафта характеризуются его площадью и мощностью, под которой, по М. А. Глазовской, «...мы понимаем расстояние от поверхности верхнего яруса растительности данного ландшафта до нижней границы потока грунтовой воды» [1964]. В районах вечной мерзлоты мощность ландшафтов ограничивается снизу зоной вечной мерзлоты. Полный вертикальный профиль ландшафта М. А. Глазовская разделяет на четыре основных яруса: 1) живого вещества; 2) почвенный; 3) коры выветривания; 4) грунтовых вод.

Ярус живого вещества представляет собой надземную часть вертикального профиля. Он объединяет животные и растительные организмы, а также приземный воздух. Мощность почвенного яруса соответствует мощности корнеобитаемого слоя. В его пределах происходят сложные процессы взаимодействия между живым веществом, минералами, водными растворами и газовыми смесями. Почвенный ярус делится на почвенные горизонты, каждый из которых характеризуется своими геохимическими особенностями. Ярус коры выветривания обычно ограничивается уровнем грунтовых вод. Биологический круговорот в этом ярусе не является преобладающим геохимическим процессом, так как в рассматриваемой зоне в основном происходят реакции обмена, гидролиза и другие, объединяемые понятием выветривания. В зависимости от соотношения привноса и

выноса элементов ярус по вертикали разделяется на ряд горизонтов, нижний из которых содержит капиллярную влагу и по геохимическим особенностям значительно отличается от вышележащих. Этот горизонт при амплитуде колебания уровня

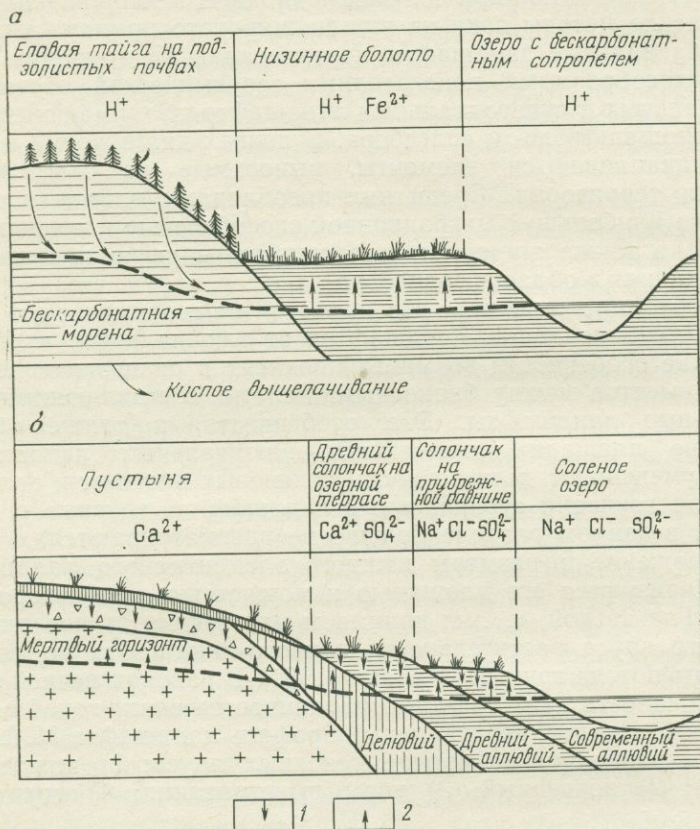


Рис. 8. Геохимическое сопряжение элементарных ландшафтов: *а* — совершенное в таежной зоне; *б* — несовершенное в пустынной зоне. 1 — выщелачивание нейтральными и щелочными водами; 2 — капиллярное поднятие от уровня грунтовых вод

грунтовых вод в несколько метров выделяют в ярус катагенеза. Нижний ярус геохимического профиля ландшафта — ярус грунтовых вод. Его геохимические особенности определяются поступлением вещества сверху, составом водовмещающих пород (наосов) и режимом вод.

При изучении геохимии ландшафтов большое внимание следует уделять степени «совершенства» геохимических связей внутри ландшафта. А. И. Перельман [1968] выделяет совершен-

ную связь (когда все части ландшафта образуют единую геохимическую цепь и тесно сопряжены друг с другом) и несовершенную (когда отдельные биокосные тела геохимически слабо связаны). Совершенная связь обычно характерна для районов с влажным климатом, и чем энергичнее протекает биологический круговорот элементов в ландшафте, тем теснее связь (рис. 8, а). Несовершенная связь чаще наблюдается при сухом климате, в этом случае биогенная и водная миграция менее интенсивны и кора выветривания геохимически слабо связана с почвой (рис. 8, б).

В различных геохимических ландшафтах из-за различной степени совершенства связи между составляющими их биокосными телами даже над одинаковыми породами в одних и тех же телах (почвах, растениях, водах) могут быть разными величины аномальных содержаний. Поэтому при проведении геохимических поисков по вторичным ореолам необходимо проводить ландшафтно-геохимическое картирование.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ

Само слово аномалия переводится с греческого языка как отклонение от нормы. Геохимическая аномалия представляет собой отклонение от геохимических норм, свойственных или определенному району, или геохимическому ландшафту, или определенному типу пород, растений.

Геохимической аномалией могут быть значительно повышенные (или пониженные) по сравнению с фоном содержания элементов. Сами элементы при этом могут находиться в минеральной, биогенной или изоморфной формах, а также в виде растворов и газовых смесей. Геохимической аномалией может быть и резкое отклонение от нормы отношения двух элементов, или соотношения изотопов одного и того же элемента. Строго говоря, геохимическими аномалиями являются все месторождения и расположенные около них ореолы.

Аномалии, которые связаны с рудой и могут быть использованы в качестве поисковых признаков, называются перспективными аномалиями. Аномалии, внешне сходные с ними, но не связанные с рудными телами, получили название неперспективных. Разделение выявленных при геохимических поисках аномалий на перспективные и неперспективные является одним из основных этапов поисковых работ. В связи с этим интересны причины, вызывающие образование неперспективных аномалий. Среди группы таких причин можно выделить основные.

1. Образование аномалий связано с повышенным, но промышленным содержанием металлов в породах. Повышенные содержания металлов могут представлять собой рудопроявления и точки минерализации. Отличить связанные с ними аномалии от перспективных, связанных с промышленными рудами,

наиболее сложно, тем более, что часть рудопоявлений со временем может перейти в разряд месторождений. При разбровке подобных неперспективных аномалий в первую очередь необходимо учитывать конкретные геохимические и геологические особенности участка. Следует отметить, что пока большинство подобных аномалий отбраковывается в результате проведения горных и буровых работ.

2. Образование аномалий связано с формированием геохимического ореола в нижней части рудного тела (рис. 9). Отличить аналогичные аномалии от перспективных иногда возможно при детальном минералого-петрографическом изучении вмещающих пород. В последнее время получено много данных о различии корреляционных связей между элементами в надрудных и подрудных ореолах.

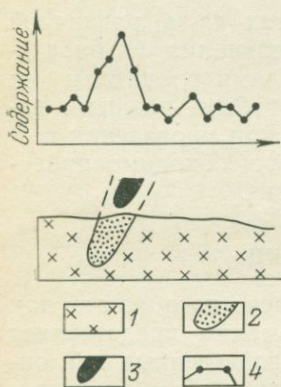


Рис. 9. Неперспективная геохимическая аномалия, связанная с ореолом рассеяния в нижней части рудного тела.

1 — вмещающие породы; 2 — геохимический ореол; 3 — размытое рудное тело (предполагаемое); 4 — кривая содержания металла в пробах

3. Образование аномалий не связано с повышенным содержанием элементов в коренных породах. Такие аномалии часто называют ложными. В пределах ложных аномалий повышенные содержания металла в пробах могут быть вызваны неправильным ландшафтно-геохимическим районированием, в связи с чем пробы, составляющие различные геохимические выборки, искусственно были объединены в одну выборку. Ложные биогеохимические аномалии могут быть выделены, если при проведении поисков не учитывались биохимические особенности растений (изменение содержания металлов в растениях с изменением фенологических фаз развития и с изменением опробуемых частей). При правильной организации геохимических поисков количество ложных аномалий должно быть минимальным, а при выделении аномалий для проверки горными и буровыми работами ложные аномалии должны исключаться. Их исключение может производиться и в камеральных, и в полевых условиях.

По особенностям распределения содержаний элементов аномалии могут быть «положительными» или «отрицательными». Первые отличаются повышенными концентрациями элементов-индикаторов. Их выделение и проверка наиболее перспективных из них составляют основу геохимических поисков. «Отрицательные» аномалии до последнего времени при поисках рудных месторождений использовались крайне редко, хотя их учет при биогеохимических и атмосферических поисках может значительно повысить эффективность поисковых работ. Так, контраст-

организации геохимических поисков количество ложных аномалий должно быть минимальным, а при выделении аномалий для проверки горными и буровыми работами ложные аномалии должны исключаться. Их исключение может производиться и в камеральных, и в полевых условиях.

ные биогеохимические «отрицательные» аномалии молибдена отмечаются над полиметаллическими месторождениями, приуроченными к карбонатным толщам (см. рис. 6), а в почвах над сульфидными рудами при окислении уменьшается содержание кислорода.

Для выделения аномалий необходимо определить минимальное аномальное содержание, или верхний и нижний пределы колебания нормального фонового содержания. При выделении аномалий «на глаз», а также по принципу «считать аномальными все содержания, в два-три раза превышающие среднее арифметическое», неизбежны субъективные ошибки. Их можно избежать, пользуясь при обработке полученной геохимической информации методами математической статистики. Для этого очень важно правильное объединение в одну выборку определенной группы проб. Составляя выборки из проб, отобранных по коренным породам, необходимо учитывать не только состав, но и возраст пород, так как внешне одинаковые по составу, но разновозрастные породы могут резко отличаться по содержанию в них определенных металлов. При составлении выборок из проб, отобранных из рыхлых отложений, объединять можно пробы, находящиеся только в одинаковых ландшафтно-геохимических условиях, а биогеохимические пробы можно объединять только в пределах участков сопоставимых проб. Математическая обработка выделенных геохимических выборок даст объективные данные для выделения аномалий.

### **ИЗОТОПНЫЕ ОТНОШЕНИЯ КАК ПОИСКОВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ**

Геохимические процессы миграции, приводящие к концентрации металлов в земной коре и сопутствующих неметаллических элементов, связаны в определенной мере с изменением естественных изотопных отношений. Особенности изотопных вариаций, указывающие на вероятную концентрацию ряда других месторождений, могут иметь, если не прямое, то во всяком случае косвенное значение для правильной оценки перспектив рудоносности данного геологического района. Следует отметить, что изотопные данные еще мало используются в поисковой практике, хотя изменение изотопного состава различных геологических объектов стало необычайно широким и приобрело большое значение в геологической науке в целом. Это значение связано главным образом с решением вопроса генезиса, источника рудообразования, температур минералообразования и возраста оруденений и вмещающих горных пород. В целом изотопные исследования в геохимии поднимают всю геологическую науку на более высокий уровень развития, что с той или иной степенью неизбежности приводит или приведет к решению практических поисковых задач на более высоком уровне.

Сравнительно медленное проникновение изотопных (масс-спектрометрических) методов в практику геологопоисковых работ связано с дороговизной и трудоемкостью измерений, требующих высокой точности. Кроме того, еще недостаточно ясны поисковые ценности некоторых изотопных данных.

Вариации изотопного состава химических элементов в биосфере Земли связаны с двумя типами процессов. Первый тип связан с естественной радиоактивностью некоторых изотопов. Он приводит к тому, что в ходе геологического времени непрерывно увеличивается количество радиогенных изотопов и уменьшается количество радиоактивных. Особенно резко он выражен в среде, обогащенной радиоактивными элементами,— в радиоактивных минералах.

Второй тип процессов связан с фракционированием стабильных изотопов в определенных физико-химических условиях. Небольшое различие в массах стабильных изотопов определяет разную кинетику химических реакций, вследствие чего происходит их заметное разделение. Фракционирование изотопов происходит также при физических процессах: диффузии, испарении, изменении агрегатных состояний вещества в процессе геохимического круговорота в биосфере Земли.

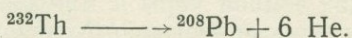
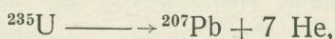
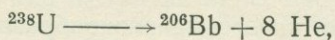
Радиоактивный распад в земной коре связан с присутствием таких изотопов, как  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{40}\text{K}$ ,  $^{87}\text{Rb}$ ,  $^{187}\text{Re}$ , которые приводят к генерации стабильных изотопов  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{87}\text{Sr}$ ,  $^{187}\text{Ds}$ . Распад отмеченных изотопов создал возможность разработки методов определения геологического возраста минералов и горных пород в числовых единицах времени. Измерение возраста в данном случае производится по отношению изотопных пар— радиогенного изотопа к радиоактивному.

Разделение изотопов в процессе геохимической миграции относится к легким изотопам элементов: H, C, N, O, S. Эти элементы энергично мигрируют в биосфере Земли и в зависимости от условий протекания химических реакций в разных средах обнаруживают заметные колебания изотопного состава, который используется для интерпретации источника рудообразования, генезиса месторождений и реставрации палеотемпературных условий.

### Изотопы свинца

Свинец входит в состав многочисленных полиметаллических месторождений либо в виде основного рудного компонента, либо в виде существенной примеси. Поэтому знание закономерностей изменений изотопного состава свинца имеет прямое отношение к выяснению источника рудообразования и к генезису месторождений в целом. Решение вышеуказанных вопросов в свою очередь связано с перспективной оценкой промышленного значения какого-либо месторождения. Свинец представлен четырьмя стабильными изотопами:  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ , из ко-

торых первый является нерадиоактивным, а три других возникают при радиоактивном распаде изотопов урана и тория



Для вычисления возраста практически пользуются заранее составленными таблицами и графиками. Возраст радиоактивных торий-урановых минералов может быть получен по четырем изотопным отношениям

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}; \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}; \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}; \frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}.$$

Большое достоинство свинцово-изотопного метода ядерной геохронологии заключается в том, что он является самоконтролирующим. Схождение возрастных значений по трем-четырем изотопным отношениям будет служить важным критерием достоверности результата и относительной сохранности минерала (уранинита, циркона, ортита, монацита). Определение возраста акцессорных минералов изверженных горных пород свинцово-изотопным методом представляет собой трудоемкую операцию. Однако этот метод обычно дает наиболее достоверный возраст интрузивных пород. Отсюда возраст интрузий, с которыми связаны оруденения в боковых вмещающих породах, позволяет судить о металлогенической эпохе данного рудопроявления и делать выводы поискового характера.

Значительно более широкие возможности для металлогенических построений открывает определение непосредственного состава рудного свинца. Свинец из различных месторождений обнаружил разный изотопный состав в зависимости от возраста и геохимического характера источника рудного свинца. Впервые А. И. Тугаринов [1973] отметил, что измерения изотопного состава свинца могут дать ряд косвенных дополнительных указаний о перспективности изучаемых месторождений и рудопроявлений, а сопоставление изотопного состава свинца руд и пород позволяет судить о генетической связи интрузий и оруденения, и об их возрасте. Главное же заключается в том, что сопоставление достаточно большого числа изотопных анализов свинца различных месторождений одной рудной провинции позволяет выделить главную эпоху рудообразования, с которой связаны наиболее крупные месторождения района, характеризующиеся вполне определенным изотопным составом свинца, выступающим, таким образом, в роли критерия перспективности месторождений.

В настоящее время выполнено огромное количество определений изотопного состава свинца из различных рудных провинций земного шара. Они вскрыли целый ряд особых закономерностей, указывающих на весьма разнообразные источники рудного свинца, частично гомогенные, но во многих случаях гетерогенные.

В горных породах земной коры и мантии происходит почти повсеместное накопление радиогенного свинца в связи с широким рассеянием порождающих его изотопов урана и тория. Поэтому изотопы свинца, выделившегося из разных областей земной коры в процессе рудообразования в разные геологические периоды, обнаруживает значительные колебания. Основная черта изменения изотопного состава свинца в течение геологической истории земной коры заключается в том, что в более молодых металлогенических эпохах наблюдается повышенное содержание радиогенных изотопов ( $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ), а в более древних количество их убывает.

Для характеристики изотопного состава свинца количество  $^{204}\text{Pb}$  обычно принимается за единицу, а количество остальных изотопов берется по отношению к нему. Иначе говоря, изотопный состав свинца характеризуется отношениями  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . При обработке свинцово-изотопных данных обычно вводят такие понятия, как современный свинец и первичный свинец. Современный свинец принимается таким, каков есть изотопный состав свинца современных пелагических осадков дна Мирового океана. В качестве первичного свинца принимают свинец железных метеоритов — наименее радиоактивных тел солнечной системы, в которых радиогенные изотопы свинца содержатся в минимальном количестве. В настоящее время изотопный состав свинца характеризуется следующими данными:

	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
современный свинец . . . . .	18,773	15,681	38,736
первичный свинец . . . . .	9,307	10,294	29,476

Очевидно, что разница между изотопным составом свинца современного и первичного будет характеризовать изотопный состав того радиогенного свинца, который накопился за время существования Земли. В данном случае он будет характеризоваться значениями  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 9,464$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 5,387$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 9,260$ . Отношение ( $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) : ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) может быть использовано для расчета возраста Земли.

Для вычисления возраста оруденения введем следующие обозначения:

- $x$  — отношение  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в рудном свинце;
- $y$  — отношение  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в рудном свинце;
- $z$  — отношение  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в рудном свинце;
- $a, b, c$  — эти же отношения в современном свинце;

- $t$  — возраст оруденения;  
 $\omega$  — возраст Земли;  
 137,8 — современное отношение изотопов урана;  
 $v$  — современное отношение  $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  в источнике рудообразования;  
 $w$  — современное отношение  $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$  в источнике рудообразования.

Возраст, вычисленный по изотопному составу рудного свинца, называют модельным, так как он справедлив только для определенной модели. В данном случае под моделью подразумевается такая замкнутая геохимическая система, в которой отношение  $\text{Pb} : \text{U} : \text{Th}$  принимается заданным в современную эпоху и изменялось только в результате радиоактивного распада. При этом расчет возраста может быть произведен по трем уравнениям:

$$x = a - 137,8 v (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (9)$$

$$y = b - v (e^{\lambda_{235}t} - 1), \quad (10)$$

$$z = c - w (e^{\lambda_{232}t} - 1). \quad (11)$$

Для определения возраста по этим уравнениям необходимо подставить числовые значения  $a, b, c, v, w, x, y, z$ . Вычисления производятся по заранее составленным графикам и таблицам. Последняя модель для расчета возраста по свинцово-изотопным данным была предложена Б. Дое и Дж. С. Стейси [Дое В. Р., Stacey I. S., 1974]. Она отражена в табл. 10, в которой значение возраста дано в зависимости от  $x, y, z$ .

Другой метод расчета возраста был предложен еще А. Холмсом и Ф. Гоутермансом. В основе метода лежит предположение, что любой свинец образовался как радиогенная добавка к первичному свинцу, имеющему изотопный состав свинца железных метеоритов. В этом случае вычисление возраста производится по формуле

$$\frac{y - 10,294}{x - 9,307} = \frac{1}{137,8} \left( \frac{e^{\lambda_{235}\omega} - e^{\lambda_{235}t}}{e^{\lambda_{238}\omega} - e^{\lambda_{238}t}} \right).$$

Решение формулы относительно  $t$  представлено в табл. 10 в двух левых колонках.

Вычисленный модельный возраст носит приближенный характер. Он имеет относительную достоверность, поскольку вытекает из предположения, что свинец перед рудообразованием находился в материнском источнике совместно с ураном и торием, изменял свой изотопный состав только в результате радиоактивного процесса. Допускается, что минерализация в виде скоплений галенита произошла только один раз, т. е. модельный

Таблица для вычисления модельного возраста при допущении  
однастадийной эволюции. По Б. Дое и Дж. С. Стейси [1974]

Модельный возраст, 10 <sup>6</sup> лет	Первичные на- клоны изохроны $^{207}\text{Pb} - 10,294$ $^{206}\text{Pb} - 9,307$	Свинцово-изотопные отношения		
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
0	0,56903	18,773	15,681	38,736
100	0,57741	18,624	15,674	38,555
200	0,58612	18,472	15,666	38,373
300	0,59520	18,317	15,657	38,191
400	0,60466	18,160	15,647	38,007
500	0,61451	19,001	15,636	37,822
600	0,62479	17,839	15,625	37,637
700	0,63551	17,675	15,612	37,450
800	0,64670	17,508	15,595	37,263
900	0,65838	17,338	15,582	37,074
1000	0,67059	17,166	15,564	36,885
1100	0,68335	16,991	15,545	36,695
1200	0,69669	16,813	15,524	36,504
1300	0,71064	16,633	15,500	36,312
1400	0,72525	16,450	15,474	36,119
1500	0,74054	16,264	15,444	35,925
1600	0,75656	16,075	15,414	35,730
1700	0,77336	15,883	15,379	35,534
1800	0,79098	15,688	15,341	35,337
1900	0,80946	15,490	15,299	35,139
2000	0,82886	15,289	15,252	34,940
2100	0,84923	15,084	15,200	34,740
2200	0,87064	14,877	15,143	34,539
2300	0,89315	14,666	15,081	34,337
2400	0,91682	14,452	15,011	34,135
2500	0,94173	14,235	14,935	33,931
2600	0,96796	14,014	14,850	33,726
2700	0,99559	13,790	14,757	33,520
2800	1,02471	13,562	14,654	33,313
2900	1,05541	13,331	14,541	33,105
3000	1,08779	13,096	14,416	32,896
3100	1,12197	12,858	14,278	32,686
3200	1,15807	12,615	14,125	32,475
3300	1,19619	12,369	13,957	32,263
3400	1,23649	12,120	13,772	32,050
3500	1,27910	11,866	13,567	31,836
3600	1,32419	11,608	13,341	31,621
3700	1,37190	11,346	13,092	31,404
3800	1,42243	11,080	12,816	31,187
3900	1,47595	10,810	12,513	30,968
4000	1,53267	10,536	12,178	30,749
4100	1,59284	10,257	11,808	30,528
4200	1,65666	9,975	11,400	30,306
4430	—	9,307	10,294	—
4570	—	—	—	29,476

возраст отражает только одностадийный процесс минерализации в идеальном случае.

В действительности результаты вычислений модельного возраста свинцоворудных месторождений показывают многочисленные отклонения от реального возраста месторождения и реальной геологической обстановки. Выявляются изотопные возрастные аномалии, которые бывают двух типов.

Первый тип аномалий характеризуется тем, что модельный возраст оказывается более древним, чем реальный возраст месторождения. Этот тип аномалии был назван Б-типом по месторождению Блейберг в Австрии, где свинец обнаружил характерную аномалию.

Второй тип аномалии выражается в том, что модельный возраст оказывается значительно моложе истинного геологического возраста месторождения. Иначе говоря, в изотопном составе свинца резко преобладают изотопы  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  (иногда  $^{208}\text{Pb}$ ) по сравнению с обычным модельным содержанием (см. табл. 10). Этот тип аномалии назван Дж-типом по месторождению Джоплин в Миссури (США).

Наличие устанавливаемых изотопно-возрастных аномалий представляет большой геохимический интерес, поскольку они связаны с генетическими особенностями формирования свинцоворудных месторождений и парагенетически им близких месторождений. Нормальный тип изотопного состава предполагает оптимальные условия формирования, когда модельный возраст приблизительно совпадает с действительным геологическим возрастом. В этом случае свинец поступил из гомогенного источника с однородным отношением  $\text{Pb} : \text{U} : \text{Th}$ .

Существование аномалии Б-типа указывает на то, что значительная часть свинца некогда испытала первичную минерализацию, т. е. в предшествующее образование данного месторождения время была отторжена от радиоактивной материнской среды, а затем мобилизована и вошла в состав более молодой минерализации данного месторождения. Это возможно в том случае, когда длительное время после первой минерализации свинец находился в гетерогенном источнике с малым содержанием U и Th, что могло быть в разрезе осадочных толщ, например, известняков.

Наличие аномалии Дж-типа связано с тем, что свинец возник из среды, относительно обогащенной ураном. Это отражается в том, что свинец данного типа обладает относительно высоким содержанием изотопов  $^{206}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}$ . В результате довольно многочисленных измерений изотопного состава свинца оказалось, что аномалия Дж-типа характерна для многих крупных свинцоворудных месторождений. Как отмечает А. Левинсон, галениты с аномалиями Дж-типа весьма перспективны при поисках крупных рудных залежей свинцово-цинковых месторождений типа Миссисипи. Например, месторождения с запа-

сами 100 тыс. т свинца обычно характеризуются отношением изотопов свинца  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  в пределах 1,29—1,42 (месторождение типа Пайн-Пойнт). В то же время в месторождениях с меньшими запасами значения этого отношения широко варьируют, но в других пределах.

Резко выраженные аномалии Дж-типа в рассеянных галенитах могут естественно свидетельствовать о глубинных концентрациях урана. Изучение изотопного состава свинца в рудных районах может дать косвенные указания на перспективность определенных районов в отношении промышленных месторождений урана.

Таким образом, применение изотопов свинца в поисковых целях весьма перспективно. В отдельных случаях даже единичные анализы изотопов свинца могут дать информацию о характере минерализации, что может служить основой для рационального применения других геохимических методов поисков в рудных районах.

### **Изотопное датирование пород по данным калий-аргонового и рубидий-стронциевого методов**

Методы определения возраста по отношению  $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$  применяются к калийсодержащим минералам, широко распространенным в изверженных горных породах. Знать возраст интрузивных образований иногда очень важно при планировании проведения геологопоисковых работ. Очень важно также знать возрастные соотношения рудоносных плутонов непосредственно с рудными залежами.

Весьма актуальной задачей является установление возраста самих рудных месторождений по некоторым калий-рубидийсодержащим минералам, парагенетичным с рудными минералами. Эти исследования должны привести к установлению возрастных рубежей металлогенических эпох и к возможности возрастной корреляции этих эпох друг с другом в пределах обширных территорий.

Еще в прошлом столетии было выдвинуто представление о существовании в истории Земли металлогенических эпох, в течение которых формировались разнообразные комплексы рудных месторождений. Такие эпохи установлены как вполне отчетливые и привязанные к определенным тектоно-магматическим зонам. Данные по возрасту этих металлогенических эпох, полученные разными радиологическими методами, в настоящее время существенно уточнены. Также накопились в небольшом количестве сведения непосредственно по возрасту рудных месторождений. Увеличение и уточнение такого рода данных открывает очень большие возможности возрастного сопоставления различных рудообразующих процессов и пространственного выделения по признаку возраста целых рудных провинций. Для

мелкомасштабных металлогенических карт выделение и оконтуривание отдельных рудных провинций по возрасту является одной из главнейших задач. Решение этой задачи естественно предопределяет направление геологопоисковых работ на обширных территориях.

Калий-аргоновым методом по отношению  $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$  можно датировать возраст разнообразного полевошпатового материала. При этом открываются новые пути для палеогеографических реконструкций и некоторых прогнозов миграции минералов. Впервые А. Я. Крылов (1960 г., 1963 г.) в СССР систематически изучил возраст галек, аркозовых песков и других песков с помощью аргонового метода и показал близость их возраста с возрастом тех кристаллических массивов коренных пород, которые явились источником кластического материала. Таким образом, калий-аргоновый метод позволяет установить пути транспортировки материала седиментации и найти или помочь найти источник этого материала на значительных расстояниях. Весьма вероятно, что миграция кластического материала от коренного источника до районов седиментации в пределах аллювия, изученная аргоновым методом, поможет решению задач, связанных с поисками коренных месторождений различных металлов, а также поможет выяснить ряд вопросов относительно формирования многих месторождений типа россыпей, в которых встречается калий-полевошпатовый материал.

Для выяснения истории и способов формирования рудоносных интрузий обнадеживающие результаты дает изучение соотношений изотопов стронция. Естественный стронций состоит из четырех стабильных изотопов со следующим общим относительным распространением:  $^{84}\text{Sr}=0,56\%$ ;  $^{86}\text{Sr}=9,86\%$ ;  $^{87}\text{Sr}=7,02\%$ ;  $^{88}\text{Sr}=82,56\%$ . Природный рубидий состоит из двух изотопов  $^{85}\text{U}$  и  $^{87}\text{U}$ , из которых последний является радиоактивным с относительным распространением 27,2%. Самостоятельных минералов рубидий не образует, а встречается в виде изоморфной примеси в калийсодержащих минералах. В настоящее время для определения возраста рубидийсодержащих пород и минералов используют отношения  $^{87}\text{Sr}$  и  $^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , которые измеряют на масс-спектрометре. Для вычисления возраста используют графический метод изохрон. Обстоятельно метод рубидиево-стронциевой геохронологии и разные его геологические аспекты применения описаны в монографиях В. Гамильтона (1968 г.), Г. Фора и Дж. Пауэлла (1974 г.). Ниже кратко остановимся на тех изотопных отношениях, с которыми может быть связано рудообразование.

В результате широкого рассеяния рубидия в горных породах, в земной коре происходит вековое накопление радиогенного стронция  $^{87}\text{Sr}$ . Содержание его обычно выражается отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Изотоп  $^{87}\text{Sr}$  как первичный присутствовал во время формирования Земли и по разным данным, включая метеориты,

первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  составляло  $0,69884 \pm 0,00004$ . Мантия Земли должна иметь отношение  $\text{Rb}/\text{Sr}$  приблизительно 0,025, поскольку современные породы, возникшие из мантии, имеют отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , близкое к 0,703. В то же время отношение  $\text{Rb}/\text{Sr}$  в породах земной коры на порядок больше, чем мантии, и это, естественно, вызывает повышенное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в изверженных породах, возникших за счет корового материала. Докембрийская континентальная кора в течение своего существования обогатилась изотопом  $^{87}\text{Sr}$  и в среднем имеет отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от 0,720 до 0,750. Эти отношения будут варьировать в зависимости от локального типа пород.

В связи с изложенным можно считать, что отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  принципиально может быть индексом источника магмы — мантийного, корового или смешанного. Естественно, что это может относиться к рудным месторождениям, ассоциированным с данными изверженными породами.

Если интрузивные породы являются источником рудных месторождений, то отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  может дать определенную корреляцию со степенью оруденения в том случае, когда степень оруденения связана с глубиной магматического очага. Однако пока еще очень мало данных для установления подобной корреляции. Некоторые довольно ограниченные примеры по западной части США приведены в работе С. Хеджа [Hedge, 1974].

Определение отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в минералах рудных жил показало, что имеется сходство с такими же отношениями во вмещающих осадочных породах. Отсюда можно сделать вывод, что стронций рудных жил, находящийся в кальций- и барий-содержащих минералах, заимствован из боковых пород. Однако этот вывод нельзя переносить на металлы сульфидных минералов, поскольку их геохимические свойства резко отличаются от геохимических свойств стронция. В благоприятных геологических условиях изучение изотопов стронция может быть полезным при определении движения рудоносного флюида, что, естественно, приобретает поисковое значение.

### Изотопы водорода и кислорода

Данные по геохимии изотопов водорода и кислорода следует рассмотреть совместно, поскольку их миграция теснейшим образом связана с природными водами, которые они составляют. Водород состоит из двух стабильных изотопов: протия H и дейтерия D. Кислород сложен из трех стабильных изотопов:  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$ ,  $^{18}\text{O}$ , из которых  $^{16}\text{O}$  резко преобладает, составляя в природном кислороде 99,76%. В результате комбинаций этих пяти изотопов образуется девять разновидностей молекул воды, из которых главное значение принадлежит  $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ , занимающей 99,73% массы природной воды. Изотопные разновидности воды

$\text{HD}^{16}\text{O}$  и  $\text{D}_2^{16}\text{O}$ , в которых протий замещен дейтерием, называются тяжелой водой.

Для характеристики изотопного состава водорода используют отношение  $\text{H}/\text{D}$ , а для кислорода — отношение  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ . Эти отношения в природных объектах подвергаются заметным колебаниям. Отношение  $\text{D}/\text{H}$  варьирует в пределах 0,000079—0,000195, а отношение  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в пределах 0,001887—0,002083. Для выражения изотопного состава водорода и кислорода в настоящее время обычно принимается величина утяжеления соответственно  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  по отношению к стандарту. Величины изотопного уплотнения равны:

$$\delta\text{D} = \frac{(\text{D}/\text{H})_{\text{обр}} - (\text{D}/\text{H})_{\text{ст}}}{(\text{D}/\text{H})_{\text{ст}}} \times 1000,$$

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{обр}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{ст}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{ст}}} \times 1000.$$

Величины уплотнения выражаются в промилле (так как они изменяются в пределах небольших значений). Поскольку воды Мирового океана обладают устойчивым изотопным составом, то в настоящее время в качестве основы для отсчета принимается стандарт средней океанской воды — SMOW (Standard Mean Ocean Water), предложенный Г. Крейгом в 1961 г. Этот стандарт характеризуется следующими значениями  $(\text{D}/\text{H})_{\text{ст}} = (158 \pm 2) \times 10^{-6}$  и  $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{ст}} = (1993,4 \pm 2,5) \times 10^{-6}$ . Положительные значения  $\delta$  будут означать утяжеление элемента, а отрицательные — облегчение.

Поверхностные метеорные воды в процессе своего круговорота обнаруживают одновременное параллельное изменение содержания дейтерия и  $^{18}\text{O}$ . Впервые это было установлено Г. Крейгом, который показал прямую зависимость между  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в виде прямой линии на графике рис. 10. Прямая на этом графике носит название прямой Г. Крейга. Что касается подземных вод, то одновременное изменение содержания  $\text{D}$  и  $^{18}\text{O}$  происходит в другом соотношении.

В настоящее время общепризнано, что изотопы водорода и кислорода молекул воды являются хорошими индикаторами процессов миграции воды в природе, совершающихся в течение геологической истории. Изотопы кислорода служат важным индикатором процесса взаимодействия воды с другими природными образованиями — минералами, породами, газами, органическими соединениями.

Поскольку с водой связано образование многочисленных рудных месторождений, то естественно, что изотопный состав водорода и кислорода подземных вод и рудных флюидов может дать ценную информацию относительно температурных условий образования месторождений, направления движения

рудоносных растворов, что является важным в отношении поисков рудных месторождений. Исследование изменения отношения изотопов кислорода  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  производится для определения температур образования кислородсодержащих минералов.

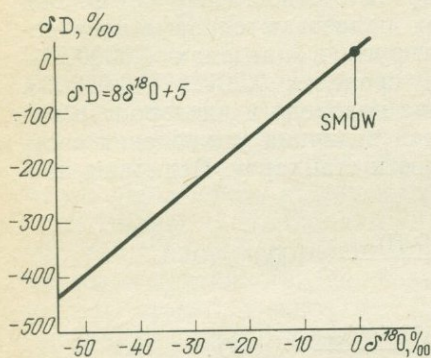


Рис. 10. Прямая Крейга, показывающая линейную зависимость между содержанием дейтерия и кислорода 18 в метеорных водах

Изотопная термометрия может служить важным дополнением других геотермических методов — по газовой-жидким включениям и элементам-примесям в сульфидных минералах. Характер распределения изотопов кислорода между рудообразующим раствором и минералом не зависит от влияния давления и поэтому по отношению  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  можно определить температуру образования самых разнообразных минералов (окислов, силикатов, карбонатов, сульфатов и др.) осадочного, гидротермального,

метаморфического и магматического происхождения. При достаточно большом количестве измерений, изотопный состав кислорода может быть использован для построения изоплет (линий, объединяющих равные значения  $^{18}\text{O}$ ), которые указывают направление к источнику рудоносных флюидов. Исследования, выполненные на цинковом месторождении Джилмек в Колорадо в США (А. Engel and o., 1858), свидетельствуют о возможности применения указанного метода для поисков руд, залегающих в доломитах и доломитизированных известняках.

### Изотопы углерода

Природный углерод состоит из двух стабильных изотопов  $^{12}\text{C}$  и  $^{13}\text{C}$  с соответствующим общим относительным распространением 98,883 и 1,107%. В результате интенсивного круговорота углерода в биосфере Земли при многочисленных химических реакциях, изменяется его изотопное отношение  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ . Обстоятельно причины изменения изотопных отношений углерода рассмотрены в работах Г. Крейга [1954], К. Ранкама [1956], Э. Галимова [1968, 1973]. Изотопный состав природного углерода в настоящее время принято выражать величиной уплотнения, которая равна

$$\delta^{13}\text{C} = \left[ \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{обр}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{ст}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{ст}}} \right] \times 1000.$$

В качестве стандарта принимается отношение  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C} = 0,0112372$  по окаменелости *Belemnitella americana* из меловых отложений формации Пи-Ди Южной Каролины США.

В разных природных соединениях углерода: карбонатах, графитах, каменных углях, нефтях, алмазах, битуминозных сланцах, природных газах и водах встречаются заметные вариации

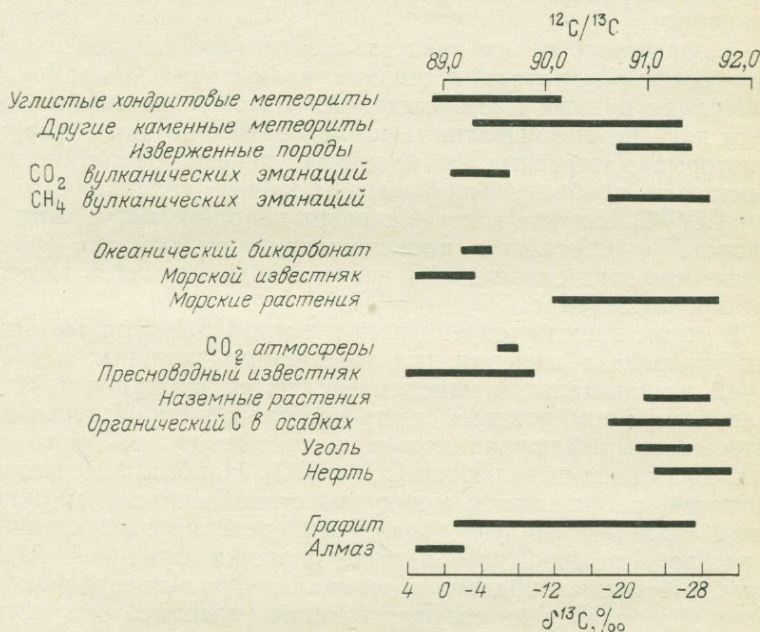


Рис. 11. Вариации изотопного состава углерода в различных природных образованиях. По сводным данным Г. Крейга и А. Поланьского

$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ , которые могут быть использованы для решения задач генезиса рудных месторождений.

Главные особенности изменения изотопного состава углерода заключаются в резком различии между углеродом осадочных карбонатов и углеродом битуминозных отложений, преимущественно растительного происхождения. Обменные изотопные реакции между атмосферой и морской водой приводят к тому, что бикарбонаты морской воды несколько обогащаются изотопом  $^{13}\text{C}$  и в дальнейшем переходят в карбонаты скелетов и раковин морских организмов. Огромное большинство известняков морского происхождения характеризуется повышенным  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  отношением. В противоположность этому растения характеризуются пониженным  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  отношением, что также

отчетливо выражается в ископаемых углях, нефтях и битуминозных сланцах (рис. 11).

В глубинных изверженных породах мантийного происхождения отношения  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  колеблются в небольших пределах и занимают промежуточное положение между гипергенными известняками и битуминозными отложениями. В то же время в изверженных породах отношения  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  близки к метеоритным значениям.

В поисковых целях представляет интерес изучение изотопного состава углерода в жидких включениях и карбонатных минералах рудных месторождений. В этом направлении проведены пока немногочисленные исследования, но они обнаружили некоторые интересные возможности решения генетических и поисковых проблем. Так, незначительные колебания отношения  $^{13}\text{O}/^{12}\text{C}$ , близкие к изверженным породам, могут свидетельствовать о мантийном происхождении рудоносного флюида, а близость этих отношений к известнякам указывает на осадочное происхождение  $\text{CO}_2$ .

В то же время следует иметь в виду, что изотопные отношения углерода в минеральных ассоциациях жильных месторождений в значительной мере определяются физико-химическими условиями формирования самих месторождений. Углерод в гидротермальных флюидах может присутствовать во многих формах, но главными являются  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$ . Наибольшие изотопные различия наблюдаются между восстановленными и окисленными соединениями углерода. Распределение этих соединений в растворе в значительной мере является функцией температуры, pH и кислородного потенциала. Фракционирование изотопов углерода среди сосуществующих углеродсодержащих минералов (таких, как графит и карбонаты) может быть использовано как геотермометр. Изотопное фракционирование среди растворимых соединений углерода также может быть использовано как указатель температур гидротермальных систем. Температуры осаждения карбонатов в гидротермальных месторождениях по изотопно-углеродным данным варьируют в разных пределах, но в типичных случаях они находятся в пределах значений между  $350^\circ$  и  $100^\circ\text{C}$ . обстоятельно генетическое значение вариаций изотопного состава углерода в рудных месторождениях освещено в работе Р. Рая и Х. Омото [Rye R. O., Ohmoto H., 1974].

В целом, измерения изотопного состава углерода в пределах рудных месторождений и вмещающих боковых пород дают дополнительные существенные указания на генезис месторождений и источник рудообразующих флюидов, что в значительной мере позволяет определить направление поисковых работ.

## Изотопы серы

Изучение колебаний изотопного состава серы различных месторождений и рудных районов приобрело к настоящему времени необычайно широкий размах. Использование изотопного состава серы для решения многих геологических и геохимических проблем превзошло использование соотношений стабильных изотопов других химических элементов. Это, естественно, связано с тем, что сера входит в состав многочисленных рудных минералов. Геохимическое поведение изотопов серы описано во многих сводных работах. Наиболее существенной работой является книга В. А. Гриненко и Л. Н. Гриненко [1974].

Природная сера состоит из четырех стабильных изотопов  $^{32}\text{S}$ ,  $^{33}\text{S}$ ,  $^{34}\text{S}$  и  $^{36}\text{S}$ . Однако для характеристики изотопного состава серы используется только два наиболее распространенных изотопа, которые определяются в виде отношений  $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ . Это отношение изменяется в различных природных объектах в зависимости от условий их образования. Изотопный состав серы обычно выражается величиной уплотнения

$$\delta^{34}\text{S} = \left[ \frac{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{обр}} - (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{ст}}}{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{ст}}} \right] \times 1000.$$

В качестве стандарта принимают отношение изотопов серы из троплита железного метеорита Каньон Дьябло. Оно характеризуется значениями  $^{32}\text{S}/^{34}\text{S} = 22,22$  или  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S} = 0,0450045$  и соответствует  $\delta^{34}\text{S} = 0,00\%$ . Тысячи измерений показали в общем довольно пеструю картину колебаний изотопного состава природной серы из различных геологических объектов. Однако при этом были выяснены некоторые основные закономерности, которые заключаются в следующем (рис. 12).

Сульфиды осадочного происхождения, связанные с биогенными процессами, показывают большой разброс изотопных отношений серы, но при общей тенденции в сторону обогащения легким изотопом (значение  $\delta^{34}\text{S}$  отрицательное).

Сульфаты осадочного происхождения также обнаруживают разброс изотопных отношений, но намечается тенденция обогащения тяжелым изотопом (значение  $\delta^{34}\text{S}$  положительное).

Сульфиды, образование которых связано с магматическим процессом, обнаруживают очень малые колебания изотопного состава серы. В магматогенных сульфидах  $\delta^{34}\text{S}$  редко варьируют более чем на 5‰ даже в пределах обширных рудных полей. Эти месторождения возникли из гомогенных глубинных источников, где изотопный состав серы близок к метеоритному.

В пределах данной рудной провинции намечается тенденция — низкотемпературные сульфиды дают широкую вариацию изотопных отношений по сравнению с высокотемпературными.

В период прогрессивного метаморфизма имеет место гомогенизация изотопного состава серы.

В сосуществующих сульфидных минералах наблюдается различный изотопный состав серы. В полиметаллических месторождениях (свинцово-цинковых) галенит наиболее обогащен легким изотопом серы, сфалерит занимает промежуточное положение и пирит наиболее обогащен тяжелым изотопом серы.

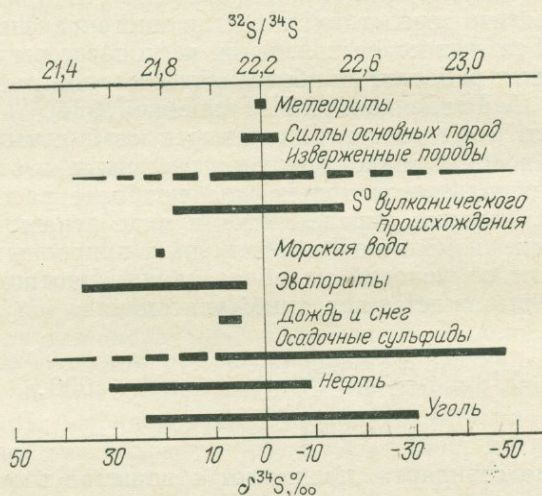


Рис. 12. Вариации изотопного состава серы в различных природных образованиях. Изверженные породы включают различные кристаллические породы корового происхождения, в том числе метаморфические граниты

Величина в различиях в общем небольшая, в пределах 2—5‰. По мере усиления метаморфизма различия в изотопном составе уменьшаются.

Намечается некоторая корреляция между изотопным составом серы и изотопным составом свинца. В общем более легкий изотоп серы  $^{32}\text{S}$  ассоциирован со свинцом, обогащенным радиоактивными изотопами  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ .

В то же время имеются случаи разнообразного изотопного состава серы в близких месторождениях. Так, сульфиды, отобранные из двух рудных месторождений, которые по геологическим данным имеют одинаковое происхождение, могут показывать разный изотопный состав серы. Кроме того, некоторые рудные провинции имеют исключительно выдержанный одинаковый изотопный состав серы. Систематические региональные и локальные вариации изотопного состава серы рудных провинций часто не ясны и не поддаются однозначной интерпретации.

Р. Райе и Х. Омото [Rye R. O., Ohomoto H., 1974] изучили изотопный состав серы в ряде гидротермальных свинцово-цинковых месторождений и показали, что имеет место фракционирование ее изотопов между минеральными парами сульфид — сульфат, которое происходит в процессе формирования месторождений и отражает физико-химические условия. Разделение изотопов серы в этом случае является функцией температуры, рН и кислородного потенциала рудообразующих растворов. Фракционирование изотопов серы среди сосуществующих минералов сульфид — сульфат может быть использовано в качестве геотермометра, что, естественно, имеет генетическое и поисковое значение.

Поисковое значение могут иметь данные по изотопному составу серы, если существуют различия в ее изотопном составе между участками рудопроявления и пустыми безрудными участками в данном геологическом районе. Сера при окислении и выщелачивании из рудных минерализованных зон поступает в раствор, отражая свой первоначальный изотопный состав в подземных водах. Это обстоятельство может быть использовано в гидрогеохимических методах поисков.

В целом многочисленные измерения изотопного состава серы из ряда рудных провинций помогают в значительной мере выявить источник оруденения, физико-химические условия образования месторождений и тем самым способствовать правильной постановке поисковых геохимических исследований.

### **МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

Геохимику-поисковику в процессе работы приходится иметь дело с результатами анализов огромного числа проб. Комплексное использование руд и все растущая потребность народного хозяйства в редких и рассеянных элементах заставляет увеличивать число определяемых элементов в большинстве проб. Все это приводит к тому, что без методов математической статистики становится невозможно объективно оценить результаты, получаемые при геохимических исследованиях.

В последние годы значительное количество геохимической информации обрабатывается с помощью ЭВМ. Так, например, только в Центрально-Казахстанском геологическом управлении при двухсменном режиме работы в течение года производится статистическая обработка анализов до 100 тыс. проб в год. Увеличение роли ЭВМ предполагает обстоятельное знакомство геохимика-поисковику с основами математической обработки полученной геохимической информации. Методика обработки результатов анализов геохимических проб обстоятельно изложена в ряде работ [Беус А. А., 1965; «Инструкция по геохимическим методам...», 1965], которые использованы при написании данного раздела.

При геохимических поисках приходится иметь дело с содержаниями в различных пробах определенных элементов. Результаты анализов могут группироваться по общим качественным и количественным признакам. Если такая группа полностью отражает все возможные состояния исследуемого явления, ее называют совокупностью, частным случаем которой (при ограниченном числе членов) является выборка.

При достаточно большом количестве проб в одной выборке (обычно свыше 150) для удобства обработки рекомендуется разделить выборку на отдельные интервалы. Наиболее удобное число интервалов от 8 до 15, а число проб, включенных в один интервал, должно быть возможно большим. Выделяя интервалы, следует стремиться к тому, чтобы все значения содержащих анализов в пределах интервала можно было без большой ошибки приравнять к среднему значению. В случае неравномерного распределения элементов в пробах, в областях наибольшей плотности можно выделять более узкие интервалы, стремясь к тому, чтобы «сгущения» со-

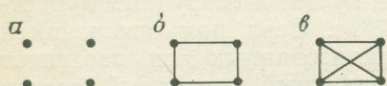


Рис. 13. Подсчет проб методом «конверта»

держаний приходились на середину интервала. В качестве первого приближения для выбора величины интервала можно рекомендовать формулу

$$K = \frac{X_{\max} - X_{\min}}{1 + 3,2 \lg N},$$

где

$K$  — величина интервала;

$N$  — число проб;

$X_{\max}$ ,  $X_{\min}$  — максимальное и минимальное содержание элемента в выборке.

Среднее значение каждого интервала рассчитывают как полусумму его границ. При большом числе проб интервал можно рассматривать как самостоятельную выборку; в этом случае за среднее значение удобнее всего брать фоновое содержание, определяемое графически с помощью вероятностного трафарета.

При подсчете встречаемости различных содержаний элементов в пробах удобно использовать метод «конверта»: первые четыре пробы отмечают точками, расположенными в углах прямоугольника (рис. 13, а), их соединяют прямыми линиями — еще 4 пробы (рис. 13, б); затем проводят две диагонали. Полученная фигура, напоминающая обратную сторону конверта, представляет десять проб (рис. 13, в). Число проб одного интервала  $n_i$ , деленное на общее число проб в выборке  $N$ , представляет относительную частоту распределения  $W_i$

$$W_i = \frac{n_i}{N}.$$

Относительные частоты позволяют перейти к одному из важнейших положений математической статистики в геохимии — представлению о законе распределения и его графическом выражении (кривой распределения).

Представим рассматриваемый статистический ряд в виде гистограммы, высота каждого прямоугольника — отношение частоты интервала к его длине, а основание — величина интервала. При непрерывном увеличении числа наблюдений и уменьшении величины интервала гистограмма будет приближаться к плавной кривой, являющейся кривой распределения исследуемой совокупности. Аналитическое выражение, задающее эту кривую в выбранной системе координат, будет функцией или математическим законом, которым аппроксимируется распределение исследуемой величины. Естественно, что таких законов может быть достаточно много, но при геохимических поисках в подавляющем большинстве случаев мы встречаемся с двумя, рассматриваемыми ниже. Представление о законе распределения (функции распределения) необходимо для характеристики любой геохимической выборки. Чтобы установить закон распределения, необходимо иметь обширный (сотни и даже тысячи проб) статистический материал. На практике иногда приходится иметь дело с ограниченным числом проб. Поэтому вычисленные параметры всегда содержат элемент случайности. Такое приближенное значение предложено называть «оценкой» параметра.

В геохимической практике наиболее часто приходится иметь дело с выборками, в которых распределение содержаний элементов подчиняется нормальному и логарифметрически-нормальному законам. Условиями нормальности распределения величин являются соблюдения неравенств

$$\frac{A}{\sqrt{\frac{6}{N}}} \leq [3]; \quad \frac{E}{2\sqrt{\frac{6}{N}}} \leq [3],$$

где  $A$  — асимметрия, представляющая численную характеристику, выражающую меру скошенности кривой распределения, т. е. отклонение ее от нормального вида;

$E$  — эксцесс; величина, определяющая подъем или понижение графика эмпирической кривой распределения, по сравнению с нормальной кривой.

Величину асимметрии можно вычислить по формуле

$$A = \frac{m_3}{S^3},$$

где  $m_3$  — выборочный момент третьего порядка;

$S$  — среднее квадратичное отклонение, представляющее собою корень квадратный из выборочной дисперсии.

Выборочная дисперсия и среднее квадратичное отклонение являются мерой рассеяния содержания элемента в выборке вокруг средней величины содержаний. Определить выборочную дисперсию и среднее квадратичное отклонение можно по формулам

$$S^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2;$$

$$S = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}.$$

В случае сгруппированной выборки определение производят по формулам

$$S^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\hat{x}_i - \bar{x})^2 n_i;$$

$$S = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\hat{x}_i - \bar{x})^2 n_i}.$$

В приведенных формулах:

$N$  — общее число проб;

$\bar{x}$  — среднее арифметическое содержание;

$\hat{x}_i$  — среднее содержание  $i$ -го интервала.

Выборочный момент третьего порядка определяется из выражения

$$m_3 = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^3}{N},$$

а в случае сгруппированной выборки

$$m_3 = \frac{\sum_{i=1}^N (\hat{x}_i - \bar{x})^3 n_i}{N}.$$

Величину эксцесса определяют по формуле

$$E = \frac{m_4}{S^4} - 3;$$

где  $m_4$  — выборочный момент четвертого порядка, равный

$$m_4 = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^4}{N},$$

а в случае сгруппированного ряда

$$m_4 = \frac{\sum_{i=1}^N (\hat{x}_i - \bar{x})^4 n_i}{N}.$$

При несоблюдении ранее указанных неравенств исследуемая выборка не согласуется с нормальным законом. В этом случае использовать для дальнейшей обработки геохимической информации среднеарифметическое содержание и среднеквадратичное отклонение в качестве параметров распределения нельзя. Появляется необходимость проверить нормальность распределения не содержаний, а логарифмов содержаний элементов, т. е. проверить соответствие рассматриваемой выборки логнормальному закону:

$$A \lg = \frac{m_3}{S^3 \lg}; \quad m_3 = \frac{\sum_{i=1}^N (\lg x_i - \overline{\lg x})^3}{N};$$

$$E \lg = \frac{m_4}{S^4 \lg} - 3; \quad m_4 = \frac{\sum_{i=1}^N (\lg x_i - \overline{\lg x})^4}{N}.$$

Для сгруппированной выборки величины асимметрии и эксцесса определяются из выражений

$$A \lg = \frac{m_3}{S^3 \lg}; \quad m_3 = \frac{\sum_{i=1}^N (\lg \hat{x}_i - \overline{\lg x})^3 n_i}{N};$$

$$E \lg - \frac{m_4}{S^4 \lg} = 3; \quad m_4 = \frac{\sum_{i=1}^N (\lg \hat{x}_i - \overline{\lg x})^4 n_i}{N}.$$

Соответствие изучаемой выборки логнормальному закону определяется из соблюдения следующих неравенств:

$$\frac{A \lg}{\sqrt{\frac{6}{N}}} \leq 3, \quad \frac{E \lg}{2 \sqrt{\frac{6}{N}}} \leq 3.$$

В формулах для проверки соответствия выборки логнормальному закону приведены следующие параметры:

$N$  — общее число проб;

$\overline{\lg x}$  — среднеарифметическое логарифмов содержаний, определяемое по формуле  $\overline{\lg x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \lg x_i$  (антило-

гарифм  $\overline{\lg x}$  не равен среднеарифметическому, а всегда меньше);

$\lg \hat{x}_i$  — среднее логарифмов содержаний  $i$ -го интервала;

$S \lg$  — среднеквадратичное отклонение логарифмов содержаний, определяемое из выражения

$$S \lg = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\lg x_i - \overline{\lg x})^2}$$

или в случае сгруппированной выборки

$$S \lg = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\lg \hat{x}_i - \overline{\lg x})^2 n_i}$$

Определив закон распределения, можно переходить к вычислению величин содержаний, считающихся для данной выборки фоновыми и аномальными. Иногда за фоновое содержание при-

Таблица 11

Значения  $q$  (%) пределов для  $t$ -распределения Стьюдента в зависимости от числа  $f$  степеней свободы

$f \backslash q$	10,0	5,0	2,0	1,0	0,1	$q \backslash f$
1	6,314	12,706	31,821	63,657	636,6	1
2	2,920	4,303	6,965	9,925	31,600	2
3	2,353	3,182	4,541	5,841	12,922	3
4	2,132	2,776	3,747	4,604	8,610	4
5	2,015	2,571	3,365	4,032	6,869	5
6	1,943	2,447	3,143	3,707	5,959	6
7	1,895	2,365	2,998	3,499	5,408	7
8	1,860	2,306	2,896	3,355	5,041	8
9	1,833	2,262	2,821	3,250	4,781	9
10	1,812	2,228	2,764	3,169	4,587	10
12	1,782	2,179	2,681	3,055	4,318	12
14	1,761	2,145	2,624	2,977	4,140	14
16	1,746	2,120	2,583	2,921	4,015	16
18	1,734	2,101	2,552	2,878	3,922	18
20	1,725	2,086	2,528	2,845	3,849	20
22	1,717	2,074	2,508	2,819	3,792	22
24	1,711	2,064	2,492	2,797	3,745	24
26	1,706	2,056	2,479	2,779	3,704	26
28	1,701	2,048	2,467	2,763	3,674	28
30	1,697	2,042	2,457	2,750	3,646	30
40	1,684	2,02	2,42	2,70	3,55	40
60	1,671	2,00	2,39	2,66	3,46	60
120	1,658	1,980	2,36	2,62	3,37	120
	1,645	1,960	2,326	2,576	3,291	

нимается конкретное число [«Инструкция...», 1965], однако правильное говорить не о фоновом содержании какого-нибудь элемента, а о его фоновых колебаниях.

Определение пределов фонового колебания содержаний в геохимической выборке производится с заданной доверительной вероятностью. Обычно пределы колебания содержаний вычисляются с уровнями значимости 0,05—0,0014.

Расчет производится по следующим формулам:  
для нормального закона

$$a_{\min}^{\max} = \bar{x} + dS,$$

для логнормального закона

$$\lg a_{\min}^{\max} = \overline{\lg x} + dS \lg,$$

где  $a_{\max}$  и  $a_{\min}$  — оценки границ колебания содержания логарифмов содержаний) данного элемента в выборке, определяемые с заданной вероятностью;

$\bar{x}$ ,  $\overline{\lg x}$  — среднеарифметические содержаний и логарифмов содержаний;

$S$ ,  $\lg S$  — среднеквадратичные отклонения содержаний и логарифмов содержаний;

$d$  — коэффициент, представляющий аргумент нормированной функции Лапласа. В выборках с небольшим числом проб вместо коэффициента берется значение  $t$ -критерия Стьюдента с той же вероятностью.

Значения  $t$ -критерия Стьюдента для различной вероятности имеются во всех учебниках математической статистики и теории вероятности. В сокращении они приводятся в табл. 11.

Определение пределов колебания обычно производится при необходимости охарактеризовать распределение элементов в определенных горных породах или для сравнения геохимических особенностей различных пород. Так, Х. Е. Хокс и Д. С. Уэбб использовали пределы колебания для характеристики распределения содержаний основных рудообразующих элементов в земной коре (рис. 14).

Для выявления перспективных участков по данным анализов геохимических проб мало знать пределы колебания фоновых содержаний. Необходимо установить величины аномальных содержаний элементов. Определение аномальных содержаний производят по следующим формулам:

для нормального закона

$$C_a = \bar{x} + 3S,$$

для логарифмически нормального

$$C_a = (\text{ant } \overline{\lg x}) \varepsilon^3,$$

где  $\varepsilon = \text{ant } \lg S$ .

Полученные значения можно брать за нижний предел аномальных содержаний для единичных, изолированных точек. Критерий «трех стандартных отклонений» ( $+3S$ ) для выделения величин, не входящих в рассматриваемые выборки, широко применяется не только в геохимии, но и во многих разделах техники. Это объясняется тем, что при использовании данного критерия вероятность ошибочного отнесения проб, характеризующихся нормальным фоновым колебанием содержаний, в данной выборке к числу аномальных очень мала. Так, анализ

распространения какого-нибудь элемента в породах при выборке, равной 10 000 проб, позволяет допустить попадание в число аномальных только 14 «случайных» проб вследствие колебания фоновых содержаний.

При выделении рудных геохимических аномалий следует помнить, что они характеризуются объемностью и приуроченностью к определенным благоприятным геологическим структурам. Следовательно, в геохимическую аномалию (особенно при крупномасштабных поисках) будет попадать не одна, а несколько точек, в которых производился отбор проб, т. е. появятся кор-

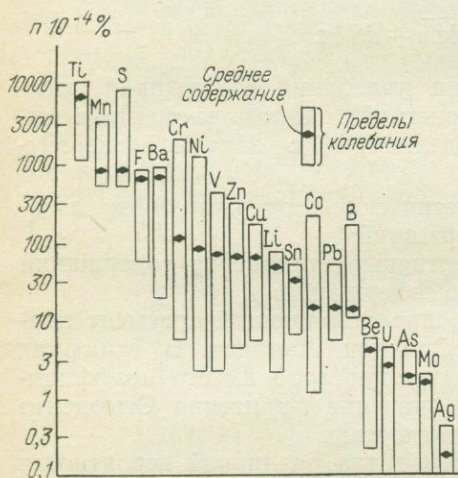


Рис. 14. Среднее содержание основных рудообразующих элементов и пределы их колебаний в нормальных породах

регулирующиеся точки с повышенным содержанием элемента. Корреляция таких точек при геохимических поисках будет подчиняться закономерностям геологического строения участка и не всегда может характеризоваться площадным распределением (рис. 15, а). Точки с повышенным содержанием металла в пробе могут быть приурочены к определенному слою или горизонту (рис. 15, б), к разрывным нарушениям (рис. 15, в), к контакту пород различного состава (рис. 15, г).

В зависимости от физических и геохимических особенностей пород, а также от степени удаления точки отбора пробы от рудного тела содержание металла в пробе может уменьшаться и быть меньше аномального, рассчитанного по приведенной выше формуле. Для того чтобы не пропустить такие «более бедные» аномалии, умышленно занижают величину аномального содержания. При этом для гарантии отсева проб, в которых повышенные содержания вызваны только случайными колебаниями фона, в аномалию можно объединять только те пробы, для ко-

торых отмечается четко выраженная пространственная геологическая корреляция (см. рис. 15). Для устранения субъективных ошибок, при выделении аномалий с пониженным уровнем следует пользоваться следующими формулами:

для нормального закона

$$C_a = \bar{x} + \frac{3S}{\sqrt{m}},$$

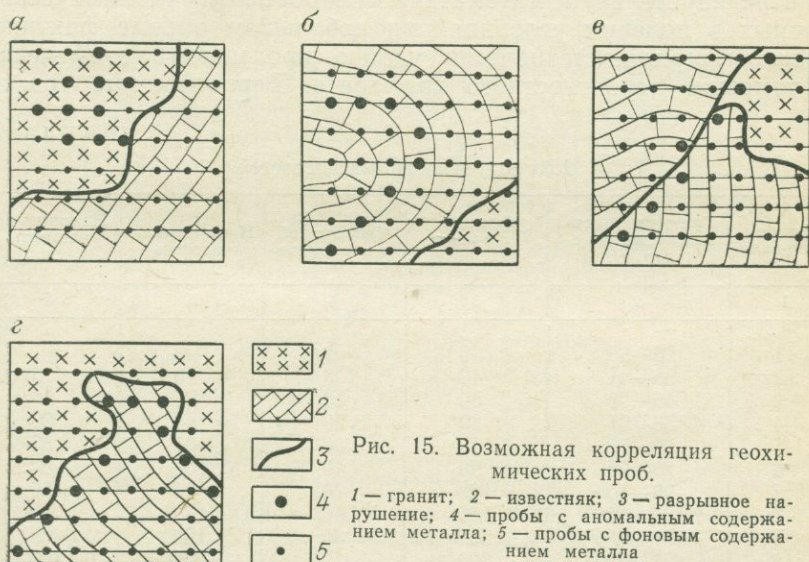


Рис. 15. Возможная корреляция геохимических проб.

1 — гранит; 2 — известняк; 3 — разрывное нарушение; 4 — пробы с аномальным содержанием металла; 5 — пробы с фоновым содержанием металла

для логарифмически нормального закона

$$C_a = (\text{ant } \overline{\lg x}) \varepsilon^{3/\sqrt{m}},$$

где  $C_a$  — нижний предел содержаний выделяемых аномалий;

$\bar{x}$  — среднеарифметическое содержание;

$S$  — среднеквадратичное отклонение;

$\overline{\lg x}$  — среднеарифметическое логарифмов содержаний;

$\varepsilon$  — безразмерная величина, равная  $\text{ant } \lg S$ ;

$m$  — число коррелирующихся точек.

Практически при проведении геохимических поисков рассчитывают нижний предел выделяемых аномалий для единичных проб, а также для двух и девяти коррелирующихся проб. Дальнейшее снижение величины аномального содержания при  $m > 9$  теряет смысл, так как, значительно приближаясь к среднему, теряет и математический и геологический смысл. Величина аномального содержания будет приближенно равна:

при двух коррелирующихся пробах

$$C_a = \bar{x} + 2S; \quad C_a = \text{ant } \overline{\lg x \cdot \varepsilon^2},$$

при девяти коррелирующихся пробах

$$C_a = \bar{x} + S; \quad C_a = \text{ant } \overline{\lg x \cdot \varepsilon}.$$

Предварительную математическую обработку геохимических данных в полевых условиях при небольшом объеме фактического материала технически удобно производить графически с помощью вероятностного трафарета. Вероятностные графа-

Таблица 12

Подсчет накопленных частостей

Номер интервала	Границы содержания интервалов, г/т	Среднее значение интервала	Число проб в интервале	Накопленная частость	Накопленная частость, %
1	2	3	4	5	6
1	26—35	30	2	2	1
2	36—45	40	8	10	5
3	46—55	50	10	20	10
4	56—65	60	20	40	20
5	66—75	70	20	60	30
6	76—95	90	40	100	50
7	96—105	100	20	120	60
8	120—170	150	40	160	80
9	171—250	200	30	190	95
10	251—350	300	10	200	100

реты могут использоваться для обработки выборок, распределение содержаний элементов в которых подчиняется нормальному и логарифмически нормальному законам. На бланках вероятностной бумаги по оси абсцисс нанесены в логарифмическом (для логнормального закона распределения) и арифметическом масштабе границы интервалов содержания элементов. По оси ординат откладываются относительные накопления частости в процентах, подсчет которых удобно вести, сразу заполняя табл. 12.

Заполнение граф 1, 2, 3 и 4 табл. 12 не вызывает затруднений. Накопленная частость (графа 5) определяется последовательным сложением числа проб в интервалах. Накопленная частость (графа 6) подсчитывается в процентах как отношение накопленных частостей к общему числу проб. Подсчитав накопленную частость, необходимо определить закон распределения содержаний элемента в выборке. Для этого на вероятностном трафарете строится график накопленных частостей: по оси абсцисс откладываются величины средних значений интерва-

лов, а по оси ординат соответствующие им накопленные частоты (рис. 16). Если полученные точки соединяются одной прямой, закон распределения соответствует закону, указанному на вероятностном трафарете.

Практически всегда некоторое количество точек на трафарете отходит от осредняющей прямой. В этом случае с помощью

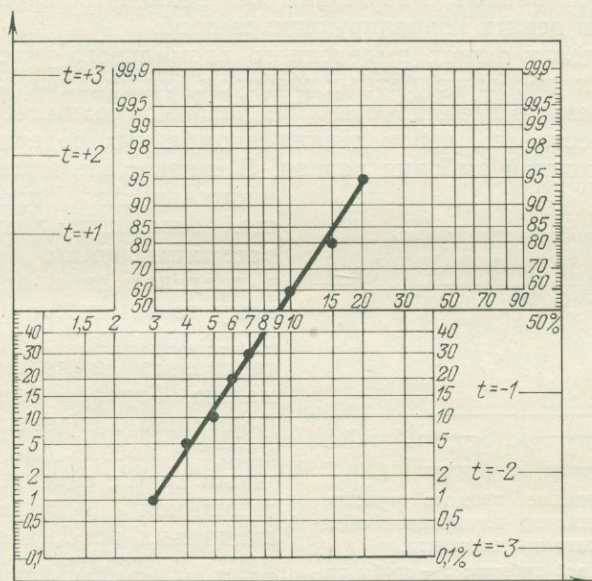


Рис. 16. Расчет фоновых и аномальных содержаний элемента с помощью вероятностного трафарета

критерия А. Н. Колмогорова по наихудшей точке проверяют соответствие данного распределения теоретическому закону:

$$\lambda = \frac{\Delta y \sqrt{N}}{100} < 1,35,$$

где  $\Delta y$  — разность ординат этой точки и соответствующей точки на осредняющей прямой в процентах;

$N$  — общее число проб в выборке.

При условии соблюдения критерия А. Н. Колмогорова параметры распределения определяют по осредняющей прямой. Абсцисса точки с ординатой 50% соответствует среднеарифметическому  $\bar{x}$  или среднеарифметическому логарифму  $\lg \bar{x}$  (при логнормальном законе). Среднеквадратичное отклонение  $S$  при

нормальном законе распределения вычисляют как разность между абсциссой точки накопления с ординатой 84% и абсциссой точки с ординатой 50%. При логнормальном распределении величину  $\varepsilon = \text{ant lg } S$  определяют как отношение абсциссы точки с ординатой 84% к абсциссе точки с ординатой 50%. Определив эти характеристики, по ранее приведенным формулам рассчитывают аномальные содержания для единичных проб, а также для двух и девяти коррелирующих проб.

В пределах одного выделенного аномального участка могут находиться пробы из разных выборок, отобранные по различным породам, в неодинаковых ландшафтно-геохимических условиях. Естественно, что величина аномальных содержаний для проб из каждой выборки разная. В связи с этим коэффициент



Рис. 17. Влияние предела чувствительности анализа на процент обнаружения элемента.

1 — пробы первой выборки; 2 — пробы второй выборки

следует внутри общего контура выделять участки с содержаниями элемента, являющимися аномальными для единичных и двух коррелирующих проб.

Иногда при небольших содержаниях элемента в пробах и низкой чувствительности анализа выборки сравнивают по проценту обнаруживания, т. е. по числу проб, в которых при данном методе анализа было установлено присутствие элемента. Как видно из рис. 17, при этом может быть допущена ошибка, и элемент с более низким фоновым содержанием (первая выборка) по большему проценту обнаруживания будет оценен как содержащий большее количество металла. В связи с этим математическую обработку можно производить только в тех выборках, в которых число проб с неопределенными результатами анализа («нет» и «следы») не превышает 20—30%.

В последние годы при геохимических поисках и при разведке месторождений полезных ископаемых все шире применяется корреляционный анализ, который позволяет определить уровень эрозионного среза месторождений и их ореолов, потенциальную рудоносность интрузивных комплексов и т. д.

По характеру изменения содержаний средних значений одного металла при изменении содержаний другого металла, корреляция может быть прямолинейной и криволинейной. При прямолинейной корреляции равным изменениям содержаний одного элемента в среднем соответствуют равные изменения содержаний другого элемента. При криволинейной корреляции равным изменениям содержаний одного элемента могут соответствовать любые — равные и неравные, возрастающие или убывающие — средние значения содержаний другого элемента.

Мерой зависимости между случайными величинами является коэффициент корреляции  $\rho$ , который колеблется от  $-1$  до  $+1$ . Знак « $+$ » указывает на то, что увеличение содержания одного элемента приводит к систематическому увеличению среднего содержания другого элемента. Знак « $-$ » указывает на убывание среднего значения содержаний одного элемента при увеличении содержаний другого. В случае независимости исследуемых величин  $\rho = 0$ .

Следует отметить, что чем ближе  $\rho$  к  $1$ , тем больше и ближе к линейной зависимости связь между элементами. Определить корреляционную зависимость между элементами можно, только имея взаимосвязанные пары содержаний элементов, взятые из одних и тех же проб, при этом необходимо, чтобы распределение содержаний обоих элементов подчинялось одинаковому закону распределения.

Оценкой коэффициента корреляции служит выборочный коэффициент корреляции  $r$ , обладающий теми же свойствами. Определение выборочного коэффициента корреляции может производиться по одной из следующих формул:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{(N-1) S_x \cdot S_y};$$

$$r = \frac{\bar{xy} - \bar{x} \cdot \bar{y}}{S_x \cdot S_y}.$$

Пользоваться первой формулой удобно, если предварительно определяется закон распределения содержаний обеих величин, т. е. если известны величины  $\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})$  и  $\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})$ . Если законы распределения известны, удобнее вторая формула.

Стандартное отклонение коэффициента корреляции приближенно равно

$$\sigma(r) = \frac{1 - r^2}{\sqrt{N}}.$$

Для определения значимости коэффициента корреляции можно использовать табл. 13. В случае превышения вычислен-

ного выборочного коэффициента корреляции над табличным значением при заданном уровне значимости и определенном числе степеней свободы коэффициент считается значимо отличным от нуля. Число степеней свободы  $f$  равно числу проб  $N-2$ .

При вычислении коэффициента корреляции следует помнить, что мы определяем только величину связи между двумя элемен-

Таблица 13

Критические значения коэффициента корреляции

N	Уровень значимости				
	0,10	0,05	0,02	0,01	0,001
1	0,987	0,996	0,999	0,999	0,999
2	0,900	0,950	0,980	0,990	0,999
3	0,805	0,878	0,934	0,958	0,991
4	0,729	0,811	0,882	0,917	0,974
5	0,669	0,754	0,832	0,874	0,950
6	0,621	0,706	0,788	0,843	0,924
7	0,582	0,666	0,749	0,797	0,898
8	0,549	0,631	0,715	0,764	0,872
9	0,521	0,602	0,685	0,734	0,847
10	0,497	0,576	0,658	0,707	0,823
11	0,476	0,552	0,633	0,683	0,801
12	0,457	0,532	0,612	0,661	0,780
13	0,440	0,513	0,592	0,641	0,760
14	0,425	0,497	0,574	0,622	0,742
15	0,412	0,482	0,557	0,605	0,724
16	0,400	0,468	0,542	0,589	0,708
17	0,388	0,455	0,528	0,575	0,693
18	0,378	0,443	0,515	0,561	0,678
19	0,368	0,432	0,503	0,548	0,665
20	0,359	0,422	0,492	0,536	0,652
25	0,323	0,380	0,445	0,486	0,597
30	0,296	0,349	0,409	0,448	0,554
35	0,274	0,324	0,381	0,418	0,518
40	0,257	0,304	0,357	0,393	0,489
45	0,242	0,287	0,338	0,372	0,464
50	0,230	0,273	0,321	0,354	0,443
60	0,210	0,250	0,294	0,324	0,407
70	0,195	0,231	0,273	0,301	0,379
80	0,182	0,217	0,256	0,283	0,356
90	0,172	0,205	0,242	0,267	0,337
100	0,163	0,194	0,230	0,254	0,321

тами, а не причину этой связи, которая зависит от ряда внешних и внутренних факторов миграции, обусловивших общность (или различия) в концентрации элементов.

При контрольном опробовании, как и при проведении контрольных анализов, необходимо определить величину ошибки. Для этого также производится математическая обработка анализов. В связи с тем, что в подавляющем большинстве случаев

распределение при геохимических поисках подчиняется логнормальному закону, вычисляют систематическую ошибку логарифмов концентраций

$$\Delta_{\text{сист}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\lg C_{i_1} - \lg C_{i_2}) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lg \frac{C_{i_1}}{C_{i_2}},$$

где  $n$  — число пар контрольных проб;  
 $C_{i_1}$  и  $C_{i_2}$  — результаты анализа соответствующих проб первого и второго отборов.

Систематическое относительное расхождение самих концентраций представляет антилогарифм систематической ошибки

$$\sigma_{\text{сист}} = 10^{\Delta_{\text{сист}}}.$$

Если  $\sigma_{\text{сист}}$  меньше 0,9 или больше 1,1, то систематическое расхождение подлежит исключению. Для этого  $\Delta_{\text{сист}}$  алгебраически вычитается из всех  $\lg C_{i_1}$ . В результате получается  $\lg C'_{i_1}$ . По полученным данным вычисляют случайную среднюю абсолютную ошибку логарифмов концентраций

$$\Delta_{\text{ср}} = \frac{1}{\sqrt{2}n} \sum_{i=1}^n (\lg C'_{i_1} - \lg C_{i_2}) = \frac{1}{\sqrt{2}n} \sum_{i=1}^N \lg \frac{C_{\text{большее}}}{C_{\text{меньшее}}}.$$

Антилогарифм случайной средней абсолютной ошибки представляет случайное среднее относительное отклонение самих концентраций

$$\sigma_{\text{ср}} = 10^{\Delta_{\text{ср}}}.$$

Величина  $\sigma_{\text{ср}}$  не должна превышать 1,6 при отборе в пробы рыхлых образований и растений и 2,0 в случае опробования коренных пород.

Этот раздел знакомит с принципами проведения предварительной геохимической обработки информации, собранной при геохимических поисках. Однако при выделении наиболее перспективных аномалий на первое место должны ставиться общие геохимические и геологические предпосылки оруденения.

В заключение уместно привести мысль Х. Е. Хокса и Д. С. Уэбба [1964]: «... хотя статистика может помочь в представлении и анализировании геохимических данных, она не может обеспечить их интерпретацию. Надежная интерпретация аномалий, как показателя оруденения, требует сочетания комплексного опыта и умения распознавать существенные геологические корреляции. Следовательно, чисто математический анализ вряд ли в ближайшее время заменит субъективные способности к интерпретации геолога-разведчика».

## ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ

Первичные ореолы образуются одновременно с рудными телами и генетически связаны с процессами, приведшими к промышленной концентрации элементов, составляющих месторождения полезных ископаемых. Концентрация элементов (их соединений), образующая первичные ореолы, может происходить при миграции элементов в виде магматических расплавов, водных растворов, газовых смесей, а также при миграции в минеральной, изоморфной и биогенной формах. Образование рассматриваемых ореолов происходит при формировании месторождений, связанных с кристаллизацией магмы, с постмагматическими и метаморфическими процессами, а также при осадочном рудоотложении. Исходя из особенностей формирования, первичные ореолы следует называть ореолами концентрации, а не рассеяния.

## ОРЕОЛЫ МАГМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Процесс кристаллизации магмы в своей основе определяется понижением температуры расплава при изменении давления. На общий ход кристаллизации большое влияние оказывает состав расплава (особенно соотношение легколетучих и труднолетучих компонентов) и процесс ассимиляции вмещающих пород. Следуя А. Е. Ферсману, можно выделить три основные этапа кристаллизации: протокристаллизацию (первичную), мезокристаллизацию (главную) и телокристаллизацию (остаточную). Особо следует отметить возможность разделения магматического расплава (процесс ликвации) на две части: сульфидную и силикатную.

При кристаллизации магмы возможна концентрация ряда элементов в том числе рудных, имеющая промышленное значение. Образующиеся при этом месторождения разделяются на три класса: раннемагматические, позднемагматические и ликвационные [Смирнов В. И., 1965]. Первичные ореолы характерны для рудных тел всех классов магматических месторождений. Однако размеры ореолов, состав прямых и косвенных элементов индикаторов отличны не только у месторождений различных классов, но и у различных групп, относящихся к одному классу, что обусловлено как внешними условиями формирования месторождений (температура, давление), так и геохимиче-

скими особенностями внедрившегося расплава и вмещающих его пород. В связи с этим рассмотрим отдельно первичные ореолы рассеяния у магматических месторождений различных групп.

### Ореолы собственно магматических месторождений

Среди ликвационных месторождений наибольшее распространение получила группа сульфидных медно-никелевых месторождений, приуроченных к ультраосновным и основным породам. Образование первичных ореолов у этой группы месторождений

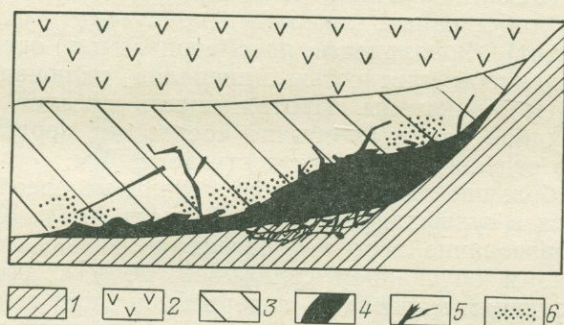


Рис. 18. Принципиальная схема размещения рудных тел и «капельных ореолов» ликвационных месторождений.

1 — подстилающие породы; 2 — перекрывающие породы;  
3 — вмещающие породы; 4 — рудные тела; 5 — рудные жилы; 6 — ореолы висячих вкрапленников

в основном обусловлено процессами разделения расплава на силикатную и сульфидную части с последующей миграцией под действием силы тяжести сульфидного расплава. Таким образом, при формировании ореолов значительная часть элементов мигрирует в виде магматических расплавов в миграционной среде, также представляющей собой расплав. Элементы-индикаторы в рассматриваемых ореолах могут находиться в минеральной и изоморфной формах. Образование ореолов с минеральной формой обуславливается тремя главными причинами: 1) кристаллизацией магмы до полного опускания всех капелек сульфидного расплава; 2) кристаллизацией сульфидного расплава в трещинках ранее раскристаллизовавшегося силикатного расплава и вмещающих пород; 3) распадом изоморфных смесей при понижении температуры.

При раскристаллизации магмы до полного опускания ее сульфидной составляющей над рудными телами образуются ореолы из рассеянных капелек (рис. 18), отвечающих по минеральному составу рудам месторождения. Размеры таких ореолов

во многом зависят от длительности остывания преобладающей силикатной части расплава, а следовательно, от глубины и размеров интрузии. Гравитационный механизм образования таких ореолов проявился и в строении отдельных вкрапленников: их верхние части представлены халькопиритом, а нижние — более тяжелым пирротинном. Размеры «капельных ореолов», полностью отвечающих по минеральному составу рудам, как правило, невелики и редко превышают первые десятки метров.

Д. В. Полферов [1962] над донными залежами медно-никелевых руд отмечал первичные зональные ореолы Ni, Co, Cu и Ti, образующих собственные минералы (пентландит, халькопирит, титаномагнетит). Зональность рассматриваемых ореолов объясняется различной плотностью минералов, включающих прямые элементы-индикаторы. Протяженность ореолов по вертикали над рудной залежью обычно составляет первые десятки метров, но в отдельных случаях достигает 140 м.

Гораздо большие размеры имеют первичные ореолы железа, находящегося в сульфидной форме [Налдерт А. Д., Куллерд Г., 1971]. Их образование, вероятно, связано не только с ликвацией и последующим опусканием сульфидов, но и с автолизацией породообразующих минералов, содержавших при высоких температурах значительное количество железа. Размеры рассматриваемых ореолов могут достигать по вертикали 600 м, по горизонтали — свыше 200 м (рис. 19). Следует отметить, что ореолы сульфидного железа располагаются над рудными телами и имеют ярко выраженную минералогическую зональность: по мере приближения к рудному телу в ореоле увеличивается содержание пирротина и пентландита, а уменьшается — пирита (см. рис. 19). Эта закономерность показывает, что образование ореолов сульфидного железа не является прямым результатом опускания сульфидного расплава, так как более легкий пирротин находится ближе к рудному телу, а более тяжелый пирит приурочен к верхним частям массива. Рассматриваемая зональность может быть результатом возникновения вблизи рудных тел как более восстановительной обстановки, так и уменьшения содержания в расплаве железа.

При раскristализации основной части интрузивного массива до затвердения сульфидного расплава часть сульфидов может быть отжата по трещинам. Образующиеся при этом жилы из-за небольшой мощности часто не имеют промышленного значения, однако являются хорошими показателями наличия оруденения в нижних частях интрузивного массива (см. рис. 18). На больших глубинах при медленном течении процесса кристаллизации сульфидный расплав может не только мигрировать по трещинам вверх в пределах материнских — рудовмещающих пород, но и проникать в перекрывающие, даже более молодые породы. По мнению В. И. Смирнова, таким путем образовались

на месторождении Садбери рудные прожилки в молодых гранитах.

Дифференциация сульфидного расплава при его кристаллизации, приводящая к образованию остаточной водно-сульфидной

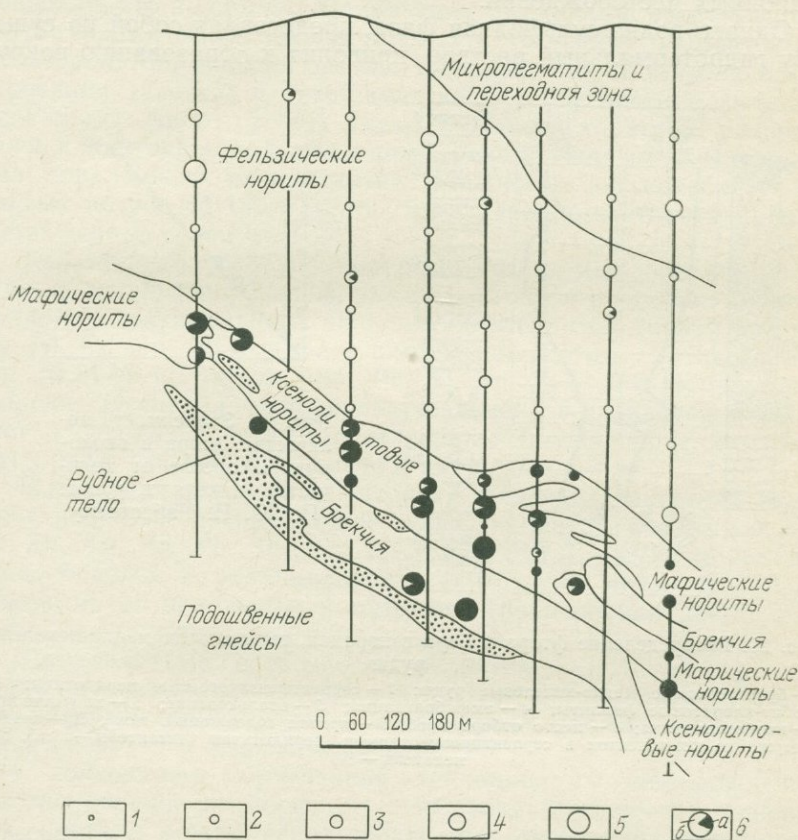


Рис. 19. Вертикальный разрез рудника Страттон, иллюстрирующий распределение сульфидов в пачках пород никелевого ирруптива. По А. Д. Наллерду и Г. Куллерду.

Содержание сульфидов: 1 —  $< 0,15$ ; 2 —  $0,15-0,49$ ; 3 —  $0,5-0,99$ ; 4 —  $1,0-4,9$ ; 5 —  $> 5,01$ ; 6 — содержание в образце пирротина и пентландита (а) и пирита (б)

жидкой фазы и увеличению летучих и многосернистых щелочей [Котляр В. Н., 1970], вызывает появление биотитовых оторочек вокруг рудных обособлений, а также хлоритизацию, карбонатизацию и окварцевание рудовмещающих пород. Околорудные изменения пород могут служить косвенными признаками оруденения, однако они, как правило, образуют небольшие по вели-

чине зоны около рудных тел. Кроме того, аналогичные изменения часто приурочены к безрудным тектоническим нарушениям. Все это резко уменьшает возможности использования гидротермально измененных пород в качестве поискового признака ликвидационных месторождений.

Однако водно-сульфидная фаза, представляя собой по существу гидротермальный раствор, приводит к образованию вокруг

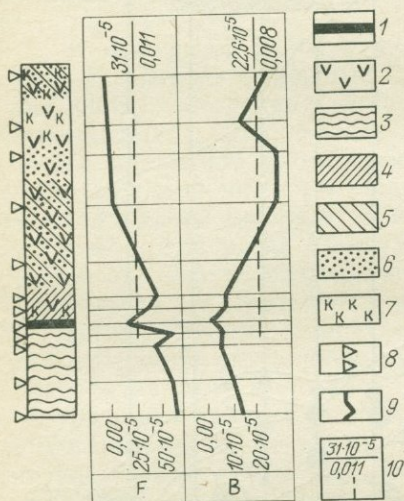


Рис. 20. Распределение фтора и бора в породах, вмещающих медно-никелевые руды

1 — брекчневидные медно-никелевые руды; 2 — серпентинизированные перидотиты; 3 — альбит-хлоритовые филлиты; 4 — амфиболитизация; 5 — оталькование; 6 — хлоритизация; 7 — карбонатизация; 8 — место отбора проб; 9 — кривая содержаний, г/см<sup>3</sup>; 10 — среднее содержание компонентов в серпентинизированных перидотитах (числитель — г/см<sup>3</sup>, знаменатель — %)

рудных тел определенных первичных ореолов. По данным Ю. И. Рабиновича [1973], над никелевыми рудными телами Печенги образуются ясно выраженные ореолы фтора (рис. 20), хотя в рудах он практически отсутствует. В пределах ореола содержание фтора колеблется независимо от содержания никеля, но размеры отдельных ореолов (соответственно и общее количество в них фтора) изменяются прямопропорционально количеству никеля в рудных телах. Ю. И. Рабинович установил, что между количеством фтора в ореоле (в метро-процентах) и содержанием никеля в рудных телах существует положительная корреляционная зависимость (рис. 21) с коэффициентом корреляции +0,70.

Особо следует отметить, что над рассматриваемыми телами образуются отрицательные аномалии бора (см. рис. 20), кото-

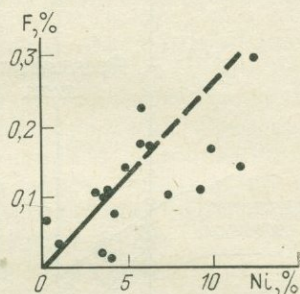


Рис. 21. Зависимость количества фтора в околорудном ореоле от количества никеля в рудах. По Ю. И. Рабиновичу

рые также можно использовать при поисках никелевых руд в ультраосновных породах.

Геохимические исследования, проведенные на медно-никелевых месторождениях Норильского района [Разгонов О. П., 1972] и Печенегской рудной зоны [Григорян С. В., Рябов В. В., 1972], показали, что в породах, вмещающих рудоносные интрузии, развиты геохимические ореолы прямых и косвенных элементов-индикаторов. Морфология ореолов обуславливается тектоническим строением участков и литологическими особенностями вмещающих пород. Часто ореолы имеют линейный характер, располагаясь в виде серии полос над дифференцированными интрузиями или параллельно их контактам. Мощность зон колеблется от первых метров до 150 м, длина и размеры по вертикали превосходят первые сотни метров.

Характерной особенностью рассматриваемых ореолов является их зональное строение, выражающееся в постепенной смене областей относительного накопления элементов (снизу вверх): Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Ag, Ba — для Печенегского и Cr, Zn, Co, Ni, Mn, Sr, Cu, V, Ag, Mo, Ba, Pb, Ti, Sn, Zr — для Норильского районов. Основная часть прямых элементов-индикаторов образует в ореолах собственные минералы (халькопирит, пентландит), реже — примеси в пирите и пирротине.

В пределах рудоносных интрузий исследователи также отмечают зональное распределение таких элементов, как Ni, Co, Cu, Cr, Zn, Ag, Ba, Pb, Sn, Mo, Ti, V, Ga, Mn, Zr. Однако зональность ореолов в рудовмещающих интрузиях менее стабильна и зависит от положения в интрузии (прикорневая часть, центральная и т. д.).

Установленные особенности развития первичных ореолов медно-никелевых месторождений позволяют выделять рудоносные интрузии и ориентировочно определять уровень эрозионного среза интрузий и отдельных рудных тел.

С процессами образования ликвационных месторождений связано явление изоморфного замещения элементов в минералах, которое можно использовать при проведении геохимических поисков. Так, В. И. Смирнов указывает, что присутствие в оливине (фаялите) вмещающих пород повышенного содержания изоморфной примеси железа связано с образованием ликвационных медно-никелевых месторождений. Это объясняется тем, что при вхождении в оливин железа, его общее содержание в расплаве уменьшается, а это приводит к интенсивному отделению сульфидного расплава. На Талнахском месторождении в пирротине в виде изоморфной примеси присутствуют Co и Cu, содержание которых может достигать до 0,17%.

Над рудными телами магматических месторождений хромита, приуроченных в основном к породам дунит-гарцбургитовой формации, часто наблюдаются довольно широкие ореолы кремния. Эти ореолы, выделяемые многими исследователями

как «кайма окремненных пород», можно использовать в качестве поискового признака при поисках хромитов. Их образование С. В. Москалев связывает с метасоматическим образованием оливина по энстатиту, происходящим совместно с образованием хромита [Москалев С. В., 1966]. Следует отметить, что

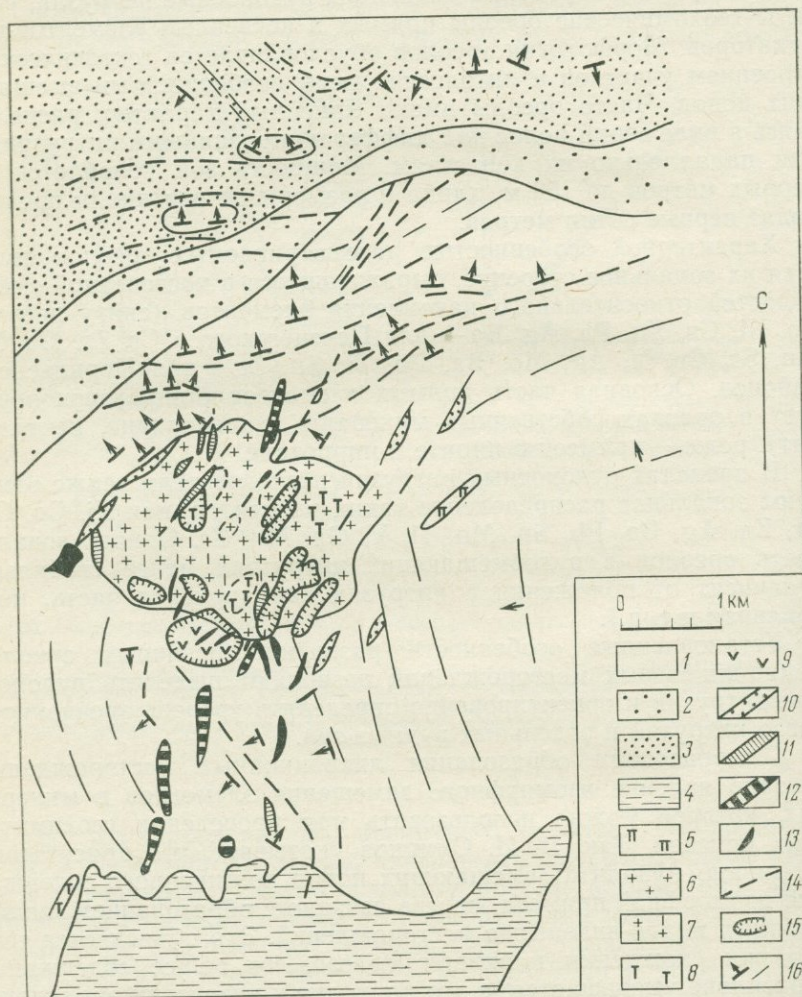


Рис. 22. Сводная геологическая карта массива Эшассьер.

1 — слюдяные сланцы; 2 — двуслюдяные гнейсы; 3 — гнейсы с биотитом и силлиманитом; 4 — микрограниты; 5 — кварцевые порфиры; 6 — граниты; 7 — розовые граниты; 8 — граниты фации Круа-Ламбин; 9 — граниты с альбитом и лепидолитом (рудные); 10 — кварцевые жилы; 11 — жилы со стибнитом; 12 — жилы с вольфрамитом; 13 — жилы с касситеритом; 14 — направление трещиноватости; 15 — каолиновые карьеры; 16 — элементы залегания

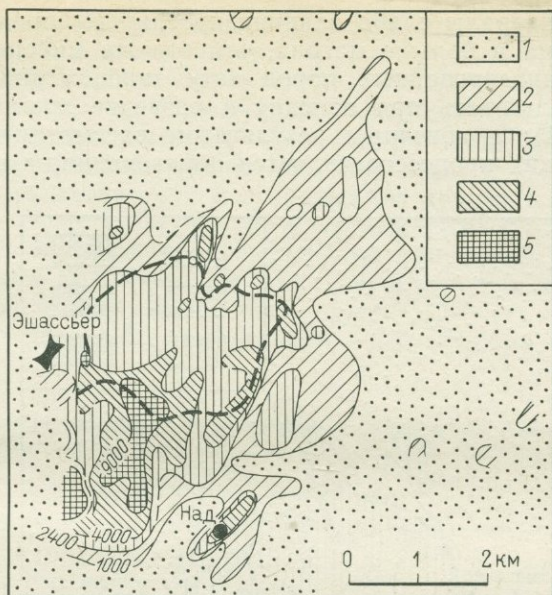


Рис. 23. Распределение фтора в породах Эшассьер (в г/т).

1 — до 1000; 2 — от 1000 до 2400; 3 — от 2400 до 4000;  
4 — от 4000 до 9000; 5 — свыше 9000

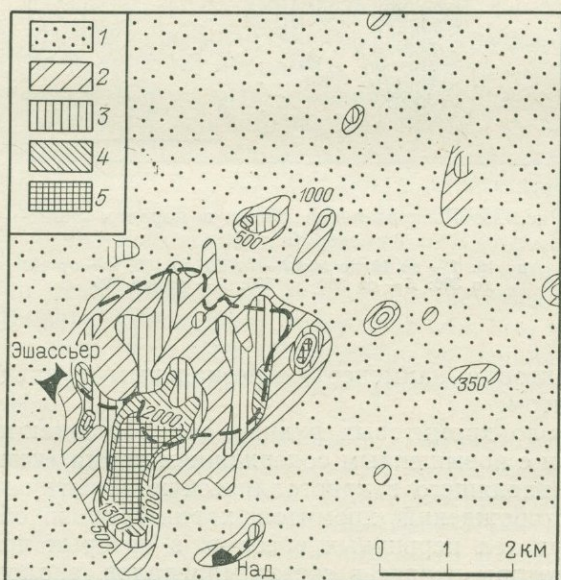


Рис. 24. Распределение окислов лития в породах Эшассьер (в г/т).

1 — до 500; 2 — от 500 до 1000; 3 — от 1000 до 1500; 4 —  
от 1500 до 2000; 5 — свыше 2000

хромовые минералы слабо оливинизированных пород содержат меньше хрома и больше магния, чем эти же минералы интенсивно оливинизированных пород (эту закономерность также можно использовать при поисках и разведке хромитовых месторождений); а конечным результатом рассматриваемых метасоматических процессов является образование за счет гипер-

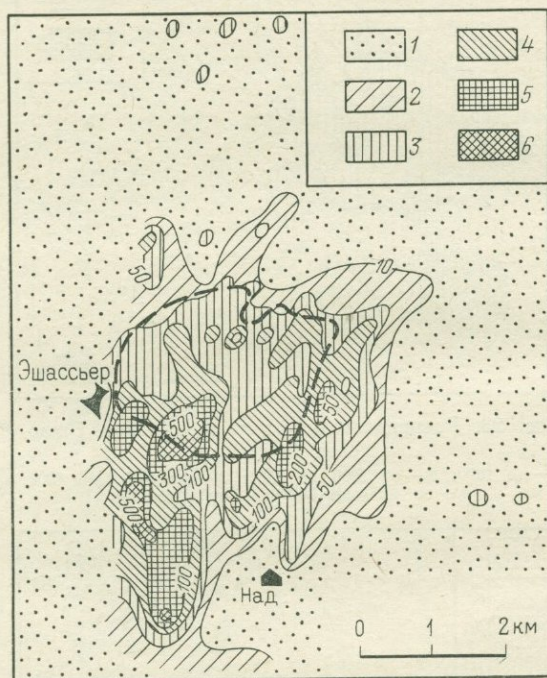


Рис. 25. Распределение олова в породах Эшассьер (в г/т).

1 — до 10; 2 — до 10 до 50; 3 — от 50 до 100; 4 — от 100 до 300; 5 — от 300 до 500; 6 — свыше 500

базитов дунитов с наименее магниезальным рудным минералом — хромитом.

Часто около хромитовых рудных тел наблюдаются ореолы хлоритизации с повышенным содержанием хрома (кеммерериты, кочубейты), входящего в кристаллическую решетку минералов.

Для месторождений хромитов характерно и образование около рудных тел первичных ореолов, в которых прямые элементы-индикаторы входят в состав минералов, аналогичных основным рудным минералам месторождений. Подобные ореолы типичны для большинства как рудных, так и нерудных (апатит-

нефелиновых) магматических месторождений. Минералы, включающие элементы-индикаторы, могут образовать в пределах ореола редкие маломощные прожилки и рассеянную вкрапленность. Несмотря на сравнительно небольшие размеры ореолов, их можно использовать как вероятные признаки оруденения.

Прямые элементы-индикаторы образуют первичные ореолы и вокруг магматических месторождений редких элементов, к которым Ж. Обер [1971] относит месторождения Монтбра и Эшассьер (рис. 22). Основное оруденение приурочено к альбит-лепидолитовым гранитам (см. рис. 22), в которых лепидолита до 20%, среднее содержание олова равно 1290 г/т, вольфрама — 117 г/т, фтора — 1160 г/т, бериллия — 219 г/т, бора — около 60 г/т.

Т а б л и ц а 14

Основность различных плагиоклазов месторождения Айрон-Маунтин

Характеристика образца	Среднее содержание анортитовой молекулы
Анортозит, не связанный с рудами . . . . .	48,9
Минерализованные анортозиты . . . . .	50,0
Анортозиты в пределах 2 футов от распространения руд второго и третьего сорта . . . . .	49,1
Анортозиты на расстоянии до 15,5 фута от контакта с рудами первого сорта . . . . .	54,1

Наиболее крупным рудным скоплениям соответствуют более значительные первичные ореолы, и, таким образом, уже по размерам ореола можно судить о величине рудной зоны. Необходимо особо отметить, что контрастные ореолы на одном из наиболее богатых месторождений (Бовуар) выходят за пределы рудоносных гранитов и прослеживаются во вмещающих их слюдястых сланцах (рис. 23, 24, 25). В пределах этих ореолов сланцы, по данным Ж. Обера, содержат от 100 до 500 г/т олова, 1000—2000 г/т окиси лития, 4000—15 000 г/т фтора, при обычном содержании этих элементов, равном соответственно 10, 300 и 900 г/т. Приведенные данные позволяют считать, что аналогичное оруденение может быть обнаружено по первичным ореолам даже в том случае, если эрозионный уровень не достиг рудоносных гранитов.

Так же как и у ликвационных, у месторождений стадий прото- и мезокристаллизации прямые и косвенные элементы-индикаторы могут находиться в первичных ореолах в изоморфной форме. Так, на месторождении Айрон-Маунтин (табл. 14) в штате Вайоминг (США) в зависимости от расстояния от рудного тела и содержания в руде титана изменяется соотношение изоморфных смесей в плагиоклазах вмещающих анортозитов [Хангер А. Ф., 1973].

## Ореолы пегматитовых месторождений

Ореолы месторождений заключительной стадии кристаллизации магмы (пегматитовых) несколько отличаются особенностями формирования от ранее рассмотренных и являются как бы переходными к ореолам постмагматических месторождений. Морфология и размеры первичных ореолов пегматитовых месторождений во многом зависят как от типа пегматитов, так и от структуры рудных полей и характера вмещающих пород. По классификации В. Н. Котляра [1970], можно выделить следующие типы рудных пегматитов: редкоземельные, редкометалльные, ниобиево-редкоземельные и циркониевые. Из них наибольшее значение имеют редкометалльные [Беус А. А., 1968].

Прямые и косвенные элементы-индикаторы в ореолах пегматитовых месторождений могут находиться в виде примесей в рудных и порообразующих минералах. Одним из первых на это явление обратил внимание А. И. Гинзбург [1950 г.], отметивший, что в жилах с видимым поллуцитом лепидолит отличается повышенным содержанием цезия. Позже А. А. Беус [1956] установил, что содержание цезия в минералах из пегматитовых жил с бериллом заметно выше, чем в тех же минералах из жил без берилла. Интересные данные были получены Н. А. Солодовым [1970] при изучении элементов-примесей на пегматитовых редкометалльных месторождениях. Он установил, что по содержанию в микроклине редких щелочных элементов слюдоносные пегматиты можно отличать от редкометалльных:

	слюдоносные	редкометалльные
Li, %	Не обн. — 0,005	0,0005—0,02
Rb, %	0,02—0,048	0,116—0,72
Cs, %	0,002—0,006	0,003—0,125
K/Rb	400 — (среднее)	32 — (среднее)
K/Cs	3180 — (среднее)	408 — (среднее)

Пегматиты рассматриваемых формаций отличаются и по содержанию редких элементов в мусковите:

	слюдоносные	редкометалльные
Li, %	0,004—0,020	0,150—0,678
Rb, %	0,030—0,130	0,200—0,640
K/Rb	132 — (среднее)	22 — (среднее)
K/Cs	2080 — (среднее)	240 — (среднее)

В зонах развития собственно редкометалльных и редкоземельных пегматитов Н. А. Солодов рекомендует изучать распределение элементов-примесей в берилле, что позволяет расчленить рассматриваемые пегматиты:

	редкоземельные	редкометалльные
Li, %	0,004—0,009	0,046—0,474
Rb, %	0,005—0,009	0,006—0,085
Tl, %	Не обн. — 0,0003	0,0003—0,0025

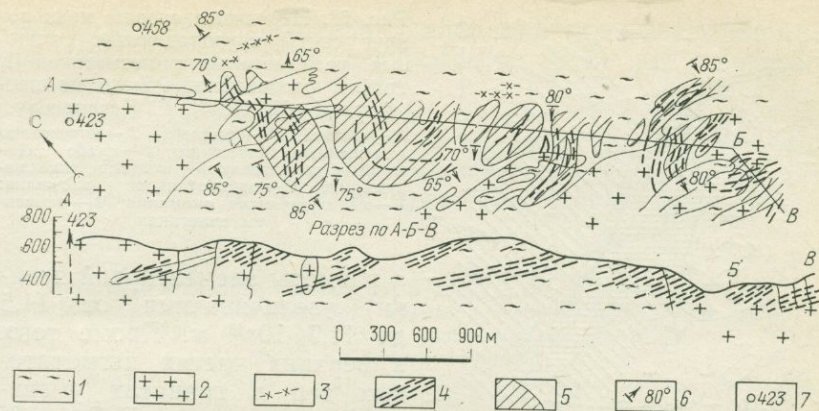
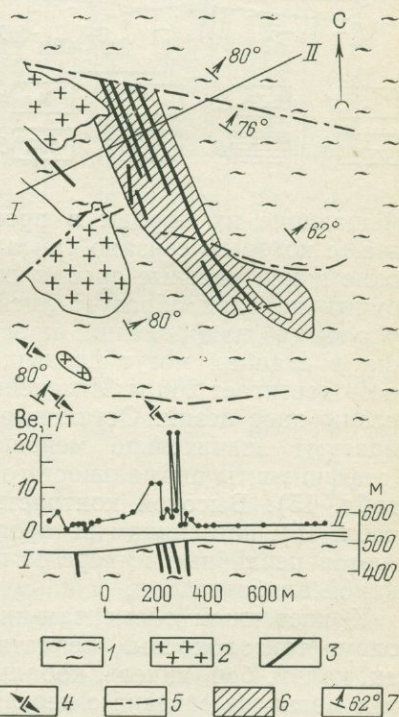


Рис. 26. Первичные геохимические ореолы лития вокруг пологопадающих поперечносекущих редкометалльных пегматитов. По Г. Г. Кочемасову.  
 1 — сланцы; 2 — граниты; 3 — аплиты, аплит-пегматиты, гранит-аплиты; 4 — пегматиты; 5 — содержание лития выше минимально-аномального; 6 — элементы залега-ния; 7 — скважины

Рис. 27. Первичные ореолы бериллия вокруг свиты крутопадающих со-гласных редкометалльных пегматитов и график распределения бериллия по профилю I—II. По Г. Г. Кочемасову.  
 1 — сланцы; 2 — граниты; 3 — интенсивно замещенные пегматиты; 4 — слабо замещенные пегматиты; 5 — тектонические нарушения; 6 — содержание бериллия выше минимально-аномального; 7 — элементы залегания



По мере продвижения пегматитового расплава во вмещающих (особенно карбонатных) породах химико-минеральный состав пегматитовых тел изменяется, все более отходя от «чистой линии» и приобретая черты «контактных» (по А. Е. Ферсману). При этом изменяются химический состав и ряд физических свойств породообразующих минералов, а это позволяет по свойствам минералов судить об уровне эрозийного среза отдельных пегматитовых тел. Так, по данным Н. Н. Мартыанова [1970],

у гранатов редкометалльных пегматитов вверх по жилам показатель преломления и плотность закономерно уменьшаются (показатель преломления от 1,8 до 1,76; плотность от 4,2 до 3,9),

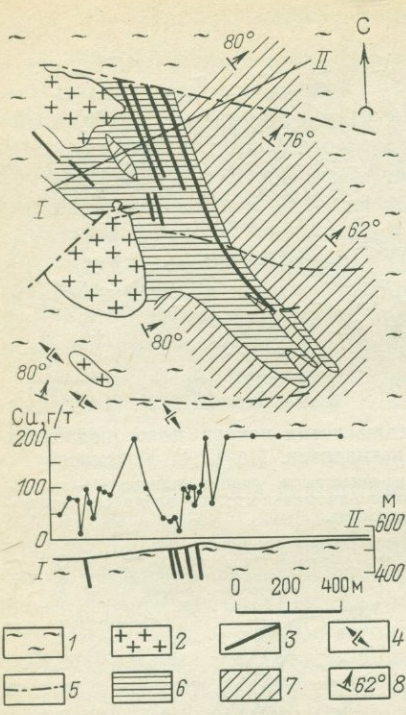


Рис. 28. Первичные ореолы меди вокруг свиты крутопадающих согласных редкометалльных пегматитов и график распределения меди по профилю I—II. По Г. Г. Кочемасову.

1 — сланцы; 2 — граниты; 3 — интенсивно замещенные пегматиты; 4 — слабо замещенные пегматиты; 5 — тектонические нарушения; 6 — отрицательная аномалия; 7 — положительная аномалия; 8 — элементы залегания

а размеры элементарной ячейки увеличиваются от 11,5 до 11,7  $10^{-10}$  м. Кроме того, в верхних частях пегматитовых тел в гранатах уменьшается содержание FeO (от 25 до 5%) при увеличении содержания MnO (от 12 до 29%) и CuO (от 1 до 6%).

По данным Г. Г. Кочемасова [1968], вокруг танталоносных пегматитов образуют ореолы литий, цезий, рубидий, олово, бериллий и ниобий, являющиеся прямыми индикаторами. Эти элементы привносились в пегматитовые тела и

вмещающие их породы в процессе натролитивого метасоматоза, с которым связано танталовое оруденение. Наиболее широкие и контрастные ореолы во вмещающих гранитах и в осадочных породах образует литий (рис. 26). Размеры литиевых ореолов в направлении простираения свиты крутопадающих жил в сланцах могут превышать 500 м, в гранитах их мощность достигает 250 м. Интенсивные и аналогичные по размерам ореолы дает цезий. Остальные из рассматриваемых элементов образуют значительно меньшие ореолы (рис. 27, табл. 15). Коэффициенты аномальности ореолов колеблются от 1,6 до 10,4 (табл. 15). Высокой контрастностью отличаются ореолы бора (табл. 15), источником которого (а также свинца и калия) являются первичные минералы пегматитов, подвергшихся интенсивной альбитизации.

К косвенным элементам-индикаторам, образующим ореолы вокруг танталоносных пегматитов, относятся медь, цинк, свинец, калий, бор, никель, кобальт и хром. Формирование ореолов этих металлов связано с перераспределением элементов во вмещающих породах. Результатом перераспределения явились вынос рассматриваемых элементов из зоны, непосредственно окружающей пегматиты, с образованием отрицательных аномалий и их отложение на некотором удалении от пегматитовых тел

с образованием положительных аномалий (рис. 28). Мощность отрицательных аномалий колеблется от 30 до 150 м, положительных от 20 до 100 м.

Большинство рассматриваемых элементов-индикаторов в ореолах танталоносных пегматитов не образуют собственных минералов. Исключение составляют бор и калий; очень редко в ореолах встречаются собственные минералы олова (касситерит) и

Т а б л и ц а 15

Истинные мощности ореолов (м) в всиячих боках свит пегматитов и коэффициенты аномальности прямых элементов-индикаторов (для ореолов, оконтуренных на уровне значимости 10%).  
По. Г. Г. Кочемасов [1968]

Элементы	Дайки аплитов	Берилл-колумбитовые пегматиты			Танталоносные пегматиты				Коэффициенты аномальности
	осадочные породы	граниты	осадочные породы		граниты	осадочные породы			
			крутопадающие жилы	пологопадающие поперечно-секущие жилы		крутопадающие жилы	пологопадающие диагонально-секущие жилы	пологопадающие поперечно-секущие жилы	
Li	20	70	20	75	250	50	> 300	300	3,6—5,3
Cs	10	10	5	20	120	100	150	200	4,4—10,4
Rb	<1	3	He опр.	5	25	He опр.	40	70	1,6—2,2
Sn	<1	15	20	30	120	60	100	150	2,6—5,9
Be	<1	30	<1	30	80	25	45	110	1,8—3,3
B	150	30	He опр.	25	200	100	25	150	4,0—18,0

бериллия (берилл). Основная же часть лития, цезия, олова и рубидия входит в слюды, бериллия — в слюды и в полевые шпаты.

Элементный состав первичных ореолов вокруг берилл-колумбитовых пегматитов близок к составу ореолов танталоносных пегматитов [Кочемасов Г. Г., 1968]. Наиболее широкие ореолы у берилл-колумбитовых пегматитов образуют литий, олово, бор; их мощность приблизительно составляет 30 м. Мощность ореолов цезия достигает 20 м в сланцах и 10 м — в гранитах, рубидия — соответственно 3 и 5 м. Коэффициент аномальности рассматриваемых элементов в ореолах над берилл-колумбитовыми пегматитами, как правило, меньше, чем над танталоносными.

В последние годы начали проводить изучение ореолов газожидких включений в минералах на пегматитовых месторождениях. Б. И. Зориным и другими [Зорин Б. И., Карский Б. Е., Девятков Б. Е., 1973] была установлена закономерная связь промышленной концентрации слюды в мамских пегматитах с количеством низкотемпературных включений: промышленно-слюдочносные пегматиты в интервале нагрева от 120 до 280°С имеют от 25 до 60% импульсов, пегматиты с непромышленным содержанием слюды — 6—25%, а «бесслюдные» — менее 6%. Вокруг пегматитовых тел на расстоянии 5—15 м были выявлены «ближние» ореолы декрептометрической активности, а на расстоянии от 10 до 40 м — «дальние». Подобные результаты были получены Н. И. Мязем и В. Ф. Корниловым [1973] при исследованиях на Воляни: декрептометрическая съемка выявила четкие аномалии у пегматитовых тел. Протяженность ореолов над пегматитами колеблется от 15 до 30 м, а по горизонтали в стороны от 7 до 25 м.

Таким образом, в аналогичных условиях изучение ореолов газожидких включений позволяет выявлять пегматитовые тела и выделять среди них наиболее перспективные.

### ОРЕОЛЫ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Под постмагматическими месторождениями, по В. Н. Котляру [1970], «понимаются месторождения, образованные под воздействием газовых или гидротермальных растворов в связи с прямым или косвенным участием магматизма». Первичные же геохимические ореолы являются неотъемлемой частью постмагматических рудных месторождений, и их формирование неразрывно связано с процессом образования рудных тел. А так как, несмотря на многочисленные исследования, ряд вопросов, связанных с генезисом рудных месторождений, пока еще не разрешен, неясны и многие стороны сложного процесса формирования первичных ореолов вокруг постмагматических рудных тел. Познание этого вопроса усугубляется и тем, что изучение первичных ореолов (в том числе постмагматических) начато сравнительно недавно.

### Особенности миграции ионов

Образование первичных ореолов постмагматических рудных месторождений связано с процессом миграции и концентрации целого ряда литофильных, халькофильных и сидерофильных элементов. Миграция элементов в форме растворов при формировании ореолов идет двумя путями: инфильтрационным и диффузионным.

Диффузионная миграция элементов возможна в газах, жидкостях, коллоидах и в твердых телах. Он представляет собой

перемещение частиц (коллоиды, молекулы, атомы и ионы) в направлении убывания их концентрации. В твердых телах можно выделить три основные вида диффузии: поверхностную, вдоль внутренних граней и сквозь кристаллические решетки. Поверхностная диффузия, всегда сопровождающая инфильтрацию, зависит во многом от «рельефа кристаллов» и явлений адсорбции. Ее роль в формировании ореолов сравнительно мала. Диффузия вдоль внутренних граней идет при больших давлениях и связана с «волосно-пленочными» водами [Сафронов Н. И., 1963]. Этот вид диффузии наиболее благоприятен для элементов с малыми радиусами. Диффузия сквозь кристаллические решетки связана в основном с дефектами решеток.

Роль диффузии в образовании первичных ореолов возрастает, если температура, давление и концентрация вещества будут значительно более высокими на одном участке, чем на другом. При температурах, близких к температуре плавления, скорость диффузии значительно возрастает. Так, при температуре 300° С золото диффундирует сквозь свинец быстрее, чем при 10° С через воду [Сафронов Н. И., 1963] (температура плавления свинца 327, золота — 1063° С).

С. В. Григорян и Е. М. Янишевский [1968] считают, что при формировании первичных ореолов гидротермальных месторождений процесс диффузионного перемещения элементов начинается одновременно с инфильтрационным, а заканчивается позже. Длительность же процесса диффузии способствует равномерности распределения содержаний элементов в ореоле. Следовательно, по степени равномерности распределения элементов в ореоле можно (при небольшой трещиноватости пород) ориентировочно судить о роли диффузионной миграции в формировании ореолов. В качестве показателя степени неравномерности Н. Н. Сочеванов предложил использовать средний градиент содержания элементов, представляющий собой частное от деления среднеарифметического значения величины разности содержаний элементов между двумя соседними пробами на расстояние по профилю. Величина вычисленного таким путем среднего градиента будет обратно пропорциональна роли диффузионной миграции.

Следует отметить, что коэффициенты диффузии для металлов и простых ионных соединений очень малы ( $n \cdot 10^{-5}$  —  $n \cdot 10^{-20}$ ) см/с [Сафронов Н. И., 1963]. Следовательно, для образования первичных ореолов диффузионным путем необходим очень большой промежуток времени. Экспериментальные данные [Григорян С. В., Янишевский Е. М., 1968] позволяют считать, что для образования диффузионного ореола свинца размером в десятки метров в гидротермальных условиях потребуются свыше 10 000 лет. Большое влияние на диффузию оказывают структурно-тектонические факторы (кливаж, расланцевание, слоистость и т. д.). Так, по сланцеватости скорость диффузии на

порядок выше, чем вкост ее. Однако, если диффундирующий раствор взаимодействует со средой, происходит (независимо от повышения температуры) уменьшение скорости диффузии.

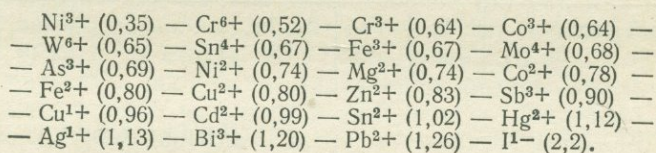
При инфильтрации, являющейся обычно основным видом миграции элементов, образующим ореолы, происходит «свободное» просачивание рудоносных растворов по ослабленным зонам в рудовмещающую среду. В этом случае дальность миграции ионов пропорциональна их величине. Однако большинство исследователей считают, что элементы от источников рудного вещества к рудовмещающим породам переносятся в виде сложных комплексных соединений, сравнительно устойчивых при миграции по рудопроводящим каналам. В этих условиях, вероятно, преобладает первичная диссоциация комплексных соединений, при которой лиганды, находящиеся во внутренней сфере, остаются связанными с комплексообразователем. Примером может служить первичная диссоциация в водном растворе хлорид диаммин-серебра:  $[Ag(NH_3)_2]Cl \rightarrow [Ag(NH_3)_2]^+ + Cl^-$ . С изменением термодинамических и геохимических условий миграции, т. е. в пределах геохимических барьеров, происходит вторичная диссоциация комплексных соединений с распадом на простые ионы  $[Ag(NH_3)_2]^+ \rightarrow Ag^+ + 2NH_3$ . При этом будет происходить осаждение элементов, находящихся в геохимических процессах преимущественно в комплексных ионах, тогда как элементы, способные мигрировать в виде типичных простых ионов, продолжат перемещение к геохимическим барьерам, где произойдет их осаждение. Сочетание ряда благоприятных факторов может привести к концентрации элементов в промышленных масштабах, т. е. к образованию рудных тел. При этом часть элементов прекращает миграцию с первыми изменениями геохимических условий, образуя так называемые подрудные ореолы; часть концентрируется непосредственно в пределах границы различных обстановок, составляя рудные тела; и определенное количество элементов отлагается несколько дальше основной рудной зоны по направлению миграции, образуя первичные надрудные ореолы.

Обычно при геохимических поисках рудных месторождений используются первичные ореолы 15—20 элементов, из которых важнейшими являются: Mg, Cr, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, J, W, Hg, Pb, Bi. Часть этих элементов по А. Е. Ферману может находиться в геохимических процессах преимущественно в комплексных ионах (Cr, W), часть — в виде недиссоциированных молекул (As, Sb, Bi) и основное количество в виде типичных простых ионов (Mg, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ag, Cd, J, Hg, Pb). Для таких элементов, как молибден и олово, характерна возможность образовывать и простые и комплексные ионы.

Как уже указывалось, первыми при распаде комплексных соединений кристаллизуются элементы, для которых в геохимических процессах наиболее характерны комплексные ионы,

в то время как элементы, образующие недиссоциированные молекулы, могут переноситься гораздо дальше. Миграция основной части ионов, попадающих в раствор после распада комплексных соединений, идет согласно основным геохимическим закономерностям.

Одной из причин зональности первичных ореолов является последовательное выпадение элементов из растворов, определяемое в основном инфильтрационной миграцией. Следовательно, дальность переноса простых ионов, образующих первичный ореол, будет пропорциональна величинам их радиусов. Располагая ионы последовательно по мере увеличения их радиуса ( $10^{-8}$  см), мы получим схематический ряд последовательности отложения элементов:



Однако большое влияние на миграцию ионов оказывает и их энергетический коэффициент (эк). При прочих равных условиях дальность миграции ионов по А. Е. Ферсману [1958] должна быть обратно пропорциональна энергетическому коэффициенту:

$$D = K \frac{2R}{W^2},$$

где  $D$  — геохимический градиент, т. е. расстояние, при котором происходит смена одного металла другим;

$K$  — коэффициент (во многом зависящий от внешних факторов миграции);

$R$  — радиус иона;

$W$  — валентность.

При рассмотрении величин энергетических коэффициентов ионов в приведенном ряду выявляется существенное несоответствие занимаемого положения  $\text{Sb}^{3+}$ ,  $\text{Cu}^{1+}$ ,  $\text{Bi}^{3+}$  и  $\text{Pb}^{2+}$ . Учитывая большой энергетический коэффициент сурьмы (4,0), ее следует переместить влево, поставив между  $\text{As}^{3+}$  ( $R=0,69$ , эк=4,3) и  $\text{Ni}^{2+}$  ( $R=0,74$ , эк=2,18). Висмут также должен переместиться влево, заняв место между  $\text{Fe}^{2+}$  ( $R=0,8$ , эк=2,12) и  $\text{Cu}^{2+}$  ( $R=0,8$ , эк=2,10). На новом месте висмут будет расположен между элементами, радиус и энергетический коэффициент которых на  $1/3$  меньше, чем висмута. Если же основной считать роль энергетических коэффициентов, то висмут должен расположиться между сурьмой, занявшей новое место, и никелем. У двухвалентного свинца энергетический коэффициент равен 1,65, однако повышенная активная поляризация иона  $\text{Pb}^{2+}$ , по данным А. Е. Ферсмана, отвечает повышению этого

Таблица 16

Ряды последовательности осаждения ионов при их свободной миграции

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	
Основной ряд	Ионы	Ni <sup>3+</sup>	Cr <sup>6+</sup>	Cr <sup>3+</sup>	Co <sup>3+</sup>	W <sup>6+</sup>	Sn <sup>4+</sup>	Mo <sup>4+</sup>	Fe <sup>3+</sup>
	$R_i$	0,35	0,52	0,64	0,64	0,65	0,67	0,68	0,67
	Эки						7,9	8,5	5,1
Побочный ряд		Mg	Fe	As, Fe, Ni				(Co)	

Продолжение табл. 16

№ п/п	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
Основной ряд	Ионы	As <sup>3+</sup>	Sb <sup>3+</sup>	Bi <sup>3+</sup>	Ni <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Co <sup>2+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Bi <sup>3+</sup>	Cu <sup>2+</sup>
	$R_i$	0,69	0,9	1,2	0,74	0,74	0,78	0,80	1,20	0,8
	Эки	4,3	4,0	3,9	2,18	2,0	2,15	2,12	3,9	2,1
Побочный ряд	Fe			Ca, As	Zn	As	Co			

Продолжение табл. 16

№ п/п	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Основной ряд	Ионы	Zn <sup>2+</sup>	Cd <sup>2+</sup>	Pb <sup>2+</sup>	Sn <sup>2+</sup>	Hg <sup>2+</sup>	Cu <sup>+</sup>	Ag <sup>+</sup>	I <sup>-</sup>
	$R_i$	0,83	0,99	1,26	1,02	1,12	0,96	1,13	2,2
	Эки	2,2	2,0	(1,65) 1,85	1,8	1,7	0,7	0,6	1,18
Побочный ряд			Bi, Ag, Sn, Sb					Hg	

коэффициента до величины 1,85. Это заставляет поставить свинец между  $Cd^{2+}$  ( $R=0,98$ ,  $эк=2,0$ ) и  $Sn^{2+}$  ( $R=1,02$ ,  $эк=1,8$ ). Одновалентная медь, имеющая энергетический коэффициент 0,7, должна переместиться вправо, заняв место между ртутью ( $эк=1,7$ ) и серебром ( $эк=0,6$ ). Ряд дальности миграции ионов, исправленный с учетом величин энергетических коэффициентов, представлен в табл. 16.

В выведенном ряду дальности миграции ионов встречается группа элементов, образующих ионы разной валентности: никель ( $Ni^{3+}$  и  $Ni^{2+}$ ), хром ( $Cr^{6+}$  и  $Cr^{3+}$ ), кобальт ( $Co^{3+}$  и  $Co^{2+}$ ), олова ( $Sn^{4+}$  и  $Sn^{2+}$ ), железо ( $Fe^{3+}$  и  $Fe^{2+}$ ), висмут ( $Bi^{5+}$  и  $Bi^{3+}$ ), медь ( $Cu^{2+}$  и  $Cu^{1+}$ ). Ионы хрома обеих валентностей обладают малыми радиусами и большими энергетическими коэффициентами. Это, а также их преимущественное нахождение в комплексных ионах, позволяют обоим ионам хрома находиться практически вместе и стоять в начале ряда. Для ионов олова в геохимических процессах характерно резкое преобладание валентности, равной четырем, и только в сравнительно редких минералах герценбергите ( $SnS$ ) и тиллите ( $SnS \cdot PbS$ ) его валентность равна двум. Железо практически одинаково, часто встречается и двух- и трехвалентное; аналогичная картина наблюдается и для обоих ионов меди. У висмута все основные минералы содержат трехвалентный ион, а пятивалентный висмут может образовывать соединения крайне редко и только в присутствии сильных окислителей. Точно так же только в присутствии сильных окислителей могут появляться соединения трехвалентного никеля, причем, как правило,  $Ni^{3+}$  встречается совместно с  $Co^{3+}$ .

Рассматривая последовательность отложения элементов при их свободной миграции, следует учитывать, что многие минералы образуются из ионов нескольких элементов. В этом случае «основной ион» как бы вызывает осаждение других, дальность миграции которых в данных условиях большая, или которые еще находятся в растворах хотя бы в небольших количествах. Так, образование сульфосолей одновалентной меди «прекращает» миграцию недиссоциированных молекул мышьяка и сурьмы ( $Cu_{12}Sb_4S_{13}$ ;  $Cu_{12}As_4S_{13}$  и др.), а при благоприятных условиях  $Cu^{1+}$  вызывает осаждение ионов висмута и олова ( $CuBiS_2$ ;  $Cu_6Bi_4S_9$ ;  $Cu_2FeSnS_4$  и др.). Вместе со свинцом могут осаждаться висмут, олово, сурьма ( $Pb_5Sb_4S_{11}$ ;  $Pb_{13}Sb_7S_{23}$ ;  $Pb_2Bi_2S_5$ ;  $Pb_6Bi_2S_9$ ;  $Pb_5Sn_3Sb_2S_{14}$  и др.). Образованию совместных минералов способствует соседство в миграционном ряду меди, висмута, свинца и олова.

Большое число «чужих» ионов может изоморфно войти и в кристаллические решетки минералов, образующихся в соответствии с особенностями миграции составляющих их элементов. Наиболее характерным примером является серебро в галените, которое, находясь в значительных количествах на

многих месторождениях, часто практически не образует собственных минералов. Следует отметить, что часть мигрирующих ионов может войти в кристаллические решетки и породообразующих минералов. Например, изоморфное замещение магния цинком в доломите и в ряде силикатов. И, наконец, особо следует отметить, что ртуть, занимающая в миграционном ряду

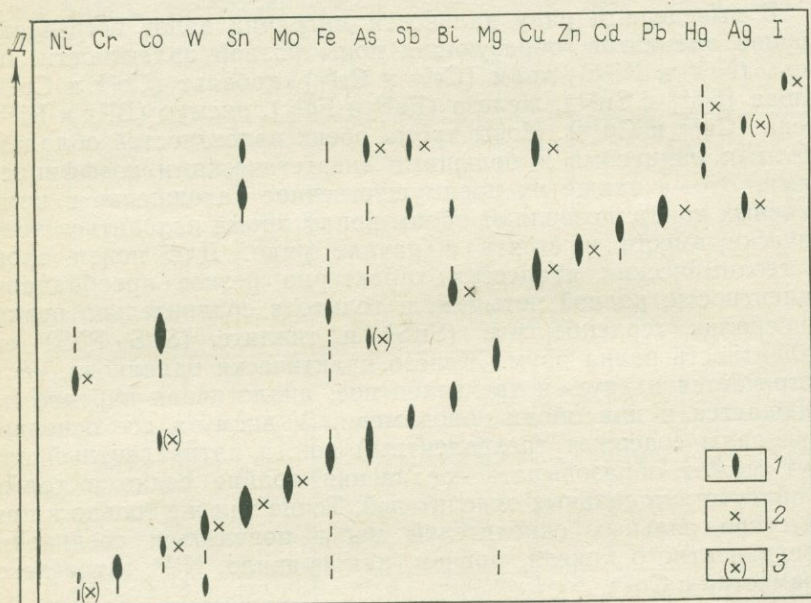


Рис. 29. Последовательность отложения элементов при их свободной миграции.

1 — рассчитанное положение элемента в миграционном ряду; 2 — основное положение элемента, выявленное при изучении месторождений [Овчинников Л. Н. и др., Григорян С. В., Баранов Э. Н., 1973]; 3 — редко встречающееся положение элемента в изученных ореолах [Григорян С. В., 1973]. D — геохимический градиент

место между оловом и медью, может мигрировать в газообразной форме после отложения из гидротермальных растворов. Образующийся вторичный ореол часто невозможно отличить от первичного, поэтому ртуть встречается в породах в повышенных содержаниях дальше, чем это показано в миграционном ряду (см. табл. 16).

Ряд исследователей [Янишевский Е. М., 1963 г.] считают, что положение в первичных ореолах мышьяка и сурьмы также часто определяется летучестью соединений этих элементов.

Таким образом, кроме основного миграционного ряда, порядок осаждения ионов в котором закономерно связан с величинами их ионных радиусов и энергетических коэффициентов,

существует побочный [Алексеев В. А., 1974 г.], положение элементов в котором обусловлено «соучастием» в составе минералов, изоморфными примесями и летучестью (см. табл. 16).

Сравнение рассчитанных положений элементов в обобщенном миграционном ряду (основном и побочном) с многочисленными данными о рядах зональности первичных ореолов [Григорян С. В., 1973] показывает (рис. 29), что у большинства эле-

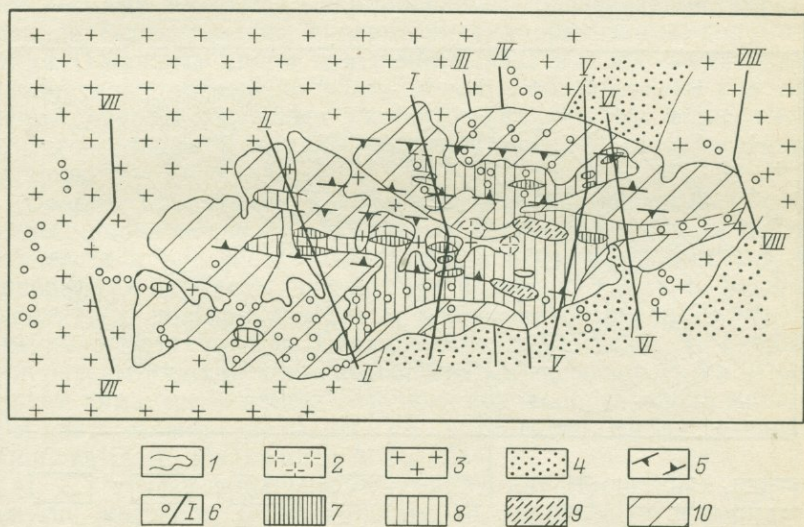


Рис. 30. Схема распределения молибдена в ореоле Шахтинского рудного поля. По Л. В. Таусону, С. Г. Петровской, В. А. Санину [1971]  
 1 — Шахтинский массив; 2 — гранит-порфиры; 3 — верхнепалеозойские гранитоиды; 4 — нижнеюрские песчаники; 5 — участки повышенной трещиноватости; 6 — места отбора проб и линии профилей; 7—10 — содержание в пробах молибдена (в %): 7 — 10, 8 — 3 — 10, 9 — 1 — 4, 10 — фоновое

ментов рассчитанное положение совпадает с полученными при изучении первичных ореолов на рудных месторождениях различного типа.

Миграция элементов, связанная с образованием первичных ореолов постмагматических месторождений, может происходить и в форме газовых эманаций. В этом случае элементы-индикаторы в ореолах могут находиться в виде газовых смесей, растворов и в минеральной форме. Особо следует отметить, что при образовании ореолов, связанных с постмагматическими процессами, очень велика роль выщелачивания отдельных элементов из вмещающих пород, при их последующем переотложении.

Первичные геохимические ореолы могут быть приурочены не только к отдельным рудным телам, но и к месторождениям

в целом и даже к рудным полям. Л. В. Таусон и др. [1971] выявили первичные ореолы Mo, Cu, Pb и Zn в Шахтаминском рудном поле. Так как в пределах рассматриваемого рудного поля находится одноименное молибденовое месторождение, молибден можно относить к прямым индикаторам, а остальные элементы — к косвенным. Молибденовые ореолы рудного поля (рис. 30) имеют размеры  $3 \times 17$  км и  $2 \times 8$  км. По мнению исследователей, вероятное образование ореолов молибдена связано

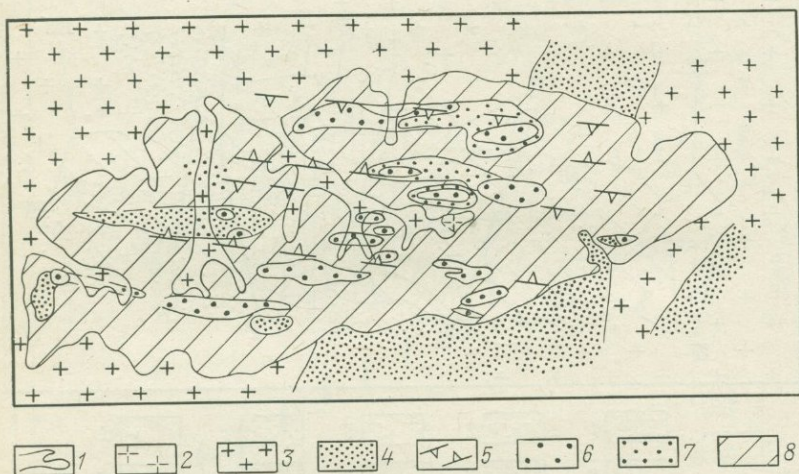


Рис. 31. Схема распределения меди в ореоле Шахтаминского рудного поля. По Л. В. Таусону, С. Г. Петровской, В. А. Санину [1971].

1 — Шахтаминский массив; 2 — гранит-порфиры; 3 — верхнепалеозойские гранитоиды; 4 — нижнеюрские песчаники; 5 — участки повышенной трещиноватости; 6–8 — содержание в пробах меди (в  $\gamma/\text{г}$ ): 6 — 100, 7 — 60–80, 8 — фоновое

с газовыми эманациями. Характерными особенностями этих ореолов являются их независимость от первичных ореолов вокруг рудных тел и высокая (в 25 раз выше, чем за пределами ореолов) дисперсия концентраций молибдена. Ореолы меди Шахтаминского рудного поля образуют зону протяженностью 17,5 км при мощности 7 км и обычно приурочены к участкам вероятного выщелачивания молибдена (рис. 31). Ореолы свинца и цинка образуют зону размером  $25 \times 8$  км. Вероятно, образование ореолов свинца и цинка связано с перераспределением этих металлов в породах при постмагматических процессах. Таким образом, уже при региональных геохимических исследованиях с расстоянием между профилями геохимического опробования от 1 до 5 км можно выявить аналогичные ореолы рудных полей.

## Околорудные изменения

Часто вокруг рудных тел на постмагматических месторождениях наблюдаются околорудные изменения пород. Их образование происходило в результате взаимодействия вмещающих пород с гидротермальными растворами и газовыми эманациями, и, как говорит само название, связано с образованием рудных месторождений. Наиболее распространенными околорудными изменениями являются скарнирование, грейзенизация, серицитизация, березитизация, окварцевание, хлоритизация, доломитизация. С каждым видом изменений связаны определенные руды. Околорудные изменения часто можно рассматривать как первичные ореолы косвенных элементов-индикаторов, образующих самостоятельные минералы, или как ореолы минералов-индикаторов.

Скарны образуются в зоне контакта карбонатных и силикатных пород в ореоле высокотемпературного прогрева магматическими породами. Сложены они в основном реакционными минералами (гранаты, пироксены, везувиан, ильваит, родонит, аксинит), образование которых обязательно связано с переносом ряда компонентов [Коржинский Д. С., 1955]. К скарнам приурочены руды различного состава [Алексеев А. А., 1973 г.], причем химический состав основных породообразующих минералов часто может указывать на возможный тип оруденения [Карпова Е. Д., Иващенко А. Г., 1954].

1. С железо-кальциевыми гранатами (андрадит) обычно связано железное, свинцово-цинковое, кобальтовое и бериллиевое оруденение.

2. С кальциевыми гранатами промежуточного железо-алюминиевого состава (андрадит—гроссуляр) связано медное и реже вольфрамовое оруденение.

3. С алюминиево-кальциевыми гранатами чаще встречается вольфрамовое оруденение.

4. С марганцевыми пироксенами чаще встречается свинцово-цинковое оруденение.

Связь химического состава основных скарновых минералов с видом оруденения оказалась и на кристаллохимических особенностях минералов.

По данным Е. Д. Карповой и А. Г. Иващенко [1954], с изотропными гранатами связано только магнетитовое оруденение, а с аномальными — другие виды. Элементы-индикаторы (прямые и косвенные) могут образовывать на скарновых месторождениях и собственные минералы. Характерные ассоциации таких минералов, являющиеся поисковым признаком, приведены в табл. 17.

Основные породообразующие минералы грейзенов (кварц, топаз, слюды, микроклин, альбит, турмалин, флюорит) являются продуктами пневматолито-гидротермальной проработки

Характерные ассоциации минералов скарнов как поисковый признак для различных типов оруденения.  
По Е. Д. Карповой и А. Г. Иващенко [1954]

Оруденение	Характерные минералы скарновой стадии		Характерные минералы кварц-сульфидной стадии		Наиболее типичные ассоциации минералов, имеющие значение поискового признака
	нерудные	рудные	нерудные	рудные	
Железное Собственно железное	Гранат (андрадит с небольшим содержанием гроссуляра)	<b>Магнетит</b>	Хлорит	Гематит Пирит Халькопирит	Только андрадит
Кобальтово-железное		Магнетит	Хлорит Серицит	<b>Кобальтин</b> Пирит Халькопирит Сфалерит Гематит	Андрадит — магнетит — пирит — халькопирит
Бериллиево-железное		Магнетит	Флюорит Хлорит	<b>Гельвин</b> Пирит Сфалерит	Андрадит — магнетит — флюорит — кварц
Вольфрамовое Собственно вольфрамовое	Гранат (гроссуляр — андрадит) Пироксен (салит, геденбергит)	<b>Шеелит</b>			Гранат и пироксен (вместе или порознь), эпидот — везувиан — кварц
	Везувиан Эпидот	Шеелит	Плагиоклаз	<b>Шеелит</b> Пирротин	Гранат и пироксен (вместе или порознь),
	Актинолит			(Арсенопирит) Сфалерит (Висмутин) Халькопирит Пирит	плагиоклаз — кварц — пирротин — сфалерит
Молибденово-вольфрамовое		Шеелит	Плагиоклаз	<b>Шеелит</b> Пирротин (Арсенопирит) Сфалерит (Висмутин) Халькопирит Пирит <b>Молибденит</b>	
Оловянно-вольфрамовое		Шеелит	Флогопит Флюорит	<b>Шеелит</b> Пирротин (Арсенопирит) Сфалерит (Висмутин) Халькопирит Пирит <b>Молибденит</b> <b>Касситерит</b>	Количество плагиоклаза и сульфидов колеблется в широких пределах
Золото-вольфрамовое		Шеелит	Анкерит	<b>Шеелит</b> Пирротин (Арсенопирит) Сфалерит (Висмутин) Халькопирит Пирит <b>Молибденит</b> <b>Касситерит</b> <b>Золото</b>	

Оруденение	Характерные минералы скарновой стадии		Характерные минералы кварц-сульфидной стадии		Наиболее типичные ассоциации минералов, имеющие значение поискового признака
	нерудные	рудные	нерудные	рудные	
Медное Собственно-медное	Гранат (андрадит — гроссуляр)	Магнетит	Хлорит Серицит	<b>Халькопирит</b> Пирит Сфалерит Галенит	Гранат — пироксен — эпидот — магнетит
Вольфрамово-медное	Пироксен (салит, геденбергит)	Магнетит	Хлорит и серицит Плагиоклаз	<b>Халькопирит</b> Пирит Сфалерит Галенит <b>Шеелит</b>	Гранат — пироксен — эпидот — магнетит и кварц — плагиоклаз
Свинцово-цинковое (с серебром)	Пироксен (геденбергит) Гранат (андрадит) Родонит Ильваит Эпидот (Аксинит)	Магнетит	Хлорит (Манган — анкерит)	<b>Сфалерит</b> <b>Галенит</b> Пирротин Пирит Халькопирит (Висмутин)	Геденбергит — гранат — родонит — эпидот — пирротин — пирит
Золотое	Гранат (андрадит — гроссуляр) Пироксен	Магнетит	Анкерит Хлорит	<b>Золото</b> Пирит Арсенопирит Халькопирит Пирротин	Гранат — пироксен — магнетит — анкерит — кварц — пирит или арсенопирит

Примечание. В скобках даны более редкие, сопутствующие минералы, шрифтом выделены главные рудные минералы, на которые ведутся поиски.

вмещающих пород. С ними могут быть связаны месторождения олова, вольфрама, лития, молибдена, бериллия. По данным Н. И. Наковника [1954], с грейзенами турмалинового и топазового типов чаще встречаются оловорудные жилы, с флюоритовым типом — вольфрам, а с флюорит-мусковитовыми грейзенами — молибден.

Указателем интенсивной гидротермальной деятельности является серицитизация. Вместе с серицитом образуются кварц, карбонаты, рутил, хлорит, пирит. Серицитизация вмещающих пород часто сопровождается гидротермальные месторождения, наиболее распространенными рудными минералами которых являются: пирит, халькопирит, сфалерит, пирротин, арсенопирит, галенит, блеклые руды, золото, касситерит, вольфрамит, молибденит. Мощность зон серицитизации значительно превосходит мощность рудных зон [Вахромеев С. А., 1961] (на колчеданном месторождении Новолевихинском в 5,4 раза, на Дегтярском в 6,4 раза). Однако серицитизация пород не всегда связана с оруденением, более вероятными признаками которого являются жильные серицитовые породы (серицитолиты) и серицито-кварцевые породы с вкрапленностью пирита (березиты).

Рудные тела многих гидротермальных месторождений расположены в пределах ореолов окварцевания. При поисках особое внимание следует уделять вторичным кварцитам, сопровождающим и вмещающим сульфидные руды Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Sb, As, Mo, Fe, Sn, Bi.

Интересную закономерность увеличения содержания кремнезема в гранитах по мере приближения к золоторудному месторождению установил Гросс [Gross W. H., 1952], причем увеличение содержания кремнезема отмечается на расстоянии около 8 км от месторождения. Однако следует отметить, что иногда к окварцованным карбонатным породам приурочены только «корешки» рудных тел; в этом случае кварц практически является «отрицательным» минералом-индикатором.

Часто рудные тела окружены ореолом хлоритизированных вмещающих пород. Хлоритизация, связанная с оруденением, в отличие от региональной и автометаморфической, сопровождается такими изменениями пород, как серицитизация, окварцевание, турмалинизация. Состав руд связан определенными закономерностями с химическим составом хлоритов [Шилин Д. М., Иванова В. П., 1954].

1. Железистые хлориты (тюрингит, афросидерит) обычно сопровождают касситеритовые месторождения. Следует отметить, что железо, освобождающееся при химическом выветривании хлоритов, может образовывать такие минералы, как гидрөгематит и гётит, а при интенсивном выветривании над рассматриваемым типом хлоритизированных пород могут образовываться типичные железные шляпы.

2. Магнезиально-железистые хлориты (рипидолит) чаще

всего отмечают около медноколчеданных, медных и золоторудных месторождений, причем, хлоритизированные породы образуют внешний ореол, тогда как руды непосредственно окружены серицитизированными породами.

3. С магнезиальными хлоритами (пеннин, клинохлор, прохлорит) связаны свинцово-цинковые и медно-цинковые руды.

На многих полиметаллических месторождениях существует несомненная связь между свинцово-цинковым оруденением и доломитами, являющимися в большинстве случаев рудовещающими породами. Строгая приуроченность свинцово-цинковых руд объясняется не столько различиями физических свойств известняков и доломитов, сколько геохимическими особенностями доломитов [Войткевич Г. В., Алексенко В. А., 1969] и в первую очередь возможностью цинка изоморфно входить в доломит. Следует отметить, что часто рудные тела расположены в седиментационных и седиментационно-диагенетических доломитах, которые иногда довольно трудно отличить от гидротермальных.

Доломиты различного происхождения могут подвергаться в результате гидротермальной проработки различным изменениям. Наиболее распространенными являются: окварцевание, тремолитизация и серпентизация — изменения, сопровождающие полиметаллические руды и связанные с привнесением кремнезема. Для группы свинцово-цинковых месторождений Джунгарского Алатау выявлена четкая вертикальная зональность околорудных изменений доломитов: верхние части рудных тел приурочены к зонам серпентинизации и тремолитизации, нижние — к зонам окварцевания.

Декрептометрические исследования показали, что рассматриваемая зональность обусловлена не только изменением химической активности растворов, но и изменением их температуры.

В гидротермальных доломитах, по данным И. И. Князева [1954], встречаются месторождения сидеритовых руд, магнезита, барита и флюорита.

### **Ореолы прямых и косвенных элементов-индикаторов**

Околорудные изменения пород получили развитие не около всех рудных тел. Иногда их трудно отличить от регионально или автометаморфически измененных пород. В связи с этим при геохимических поисках все большим вниманием пользуются первичные ореолы, выявляемые после проведения специальных анализов. Элементы, составляющие такие ореолы, образуют собственные минералы и примеси в «чужих» минералах. Они могут быть прямыми и косвенными индикаторами. Несмотря на многообразие рудных месторождений, число элементов, по которым можно выделять первичные ореолы, сравнительно невелико. Это, вероятно, связано с общими геохимиче-

скими закономерностями миграции элементов и со способностью гидротермальных растворов выщелачивать определенные компоненты (с их последующим отложением и образованием ореолов) из пород, по которым они циркулируют. Рассмотрим некоторые особенности первичных ореолов на различных постмагматических месторождениях.

К группе скарновых месторождений относится целый ряд рудных формаций, важнейшими из которых являются медная, железорудная, свинцово-цинковая, вольфрам-молибденовая. Изучение геохимических особенностей первичных ореолов месторождений этих формаций и представляет наибольший интерес.

Основными элементами-индикаторами скарновых медных и медно-цинковых месторождений являются Cu, Zn, Pb, Ba, As, Mo, Ag, Fe. Как видно из рис. 32, наиболее удаленные от рудных тел надрудные ореолы образуют барий и мышьяк, а такие элементы, как Pb, Zn, Cu, отмечаются в породах в повышенных содержаниях на 26 м выше первой рудной зоны и на 44—49 м выше промышленных руд. Большинство элементов-индикаторов в ореолах медных скарновых месторождений образуют собственные минералы, однако часть их может находиться в повышенных содержаниях в изоморфной форме. Так, на группе Саякских месторождений установлено [Попов Ю. В., 1972], что увеличение степени железистости гранатов, эпидота и пироксенов связано с увеличением содержания меди в скарнах и эпидозитах.

Широкое распространение при образовании скарновых месторождений получили процессы выщелачивания отдельных элементов из вмещающих пород при последующем переносе.

В связи с этим могут возникать «отрицательные ореолы» в зонах выщелачивания элементов и «положительные» — в зонах их накопления (обычно по периферии скарновой зоны). Г. П. Павловым и Ю. М. Фоминовым [1972 г.] для различных типов метасоматических образований на железорудных месторождениях Урала установлены группы элементов-индикаторов, выносимых и накапливаемых:

	Накопление	Вынос
Кварц-полевошпатовые породы (роговики) . .	Sr, Ni, Ba, Mo, Pb	Mn, Ti, Co, Zn, Sn, V, Cu, Y
Известковистые скарны	Mn, Sn, Ge	Ti, B, Ba, Sr, V, Cr, Co, Y, Zr, Mo
Магнетитовые руды . .	Zn, Co, Cu, Mo, Ni, Y	Ti, Sn, Ge, Sr, Ba, Zr

Ореолы выноса обычно приурочены к зонам образования метасоматитов и руд, а накопления — формируются за их пределами, преимущественно по восстанию рудных тел и зон. В наиболее удаленных надрудных ореолах в повышенных

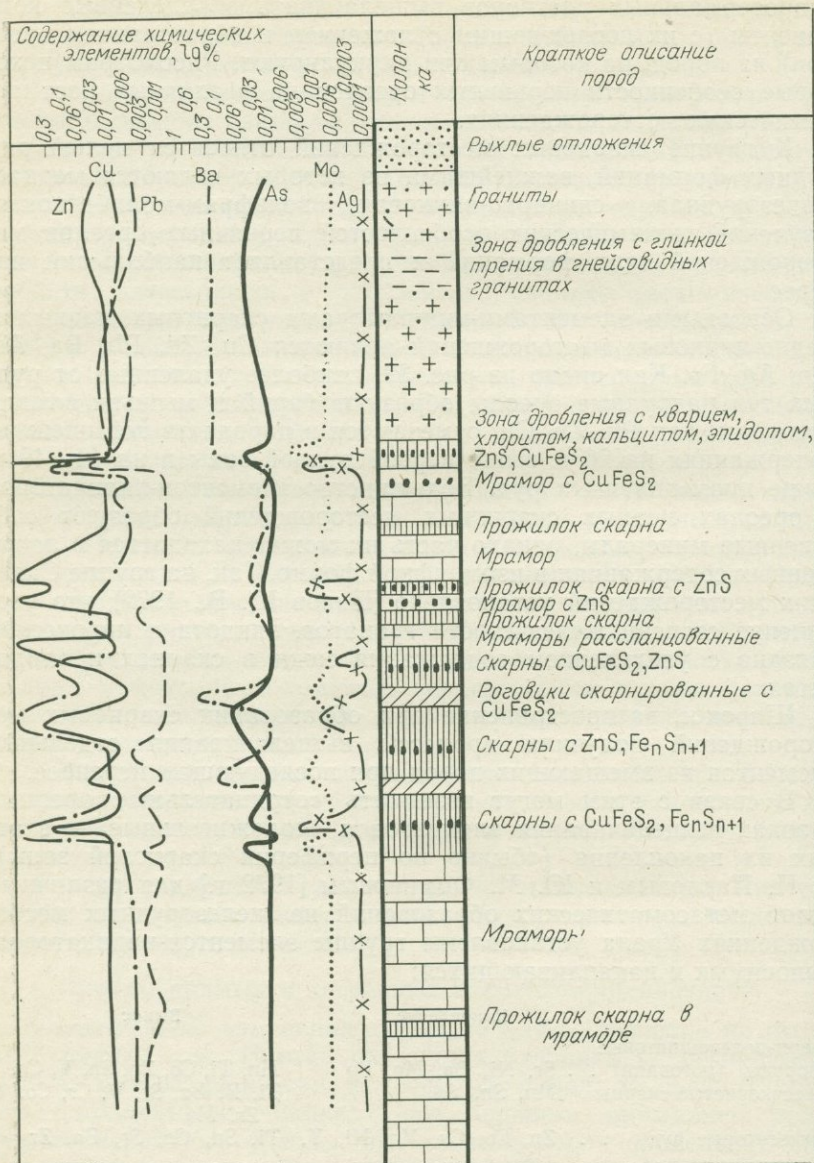


Рис. 32. Геохимическая колонка одного из медно-цинковых месторождений. По И. В. Витовской. [И. И. Гинзбург, 1957].

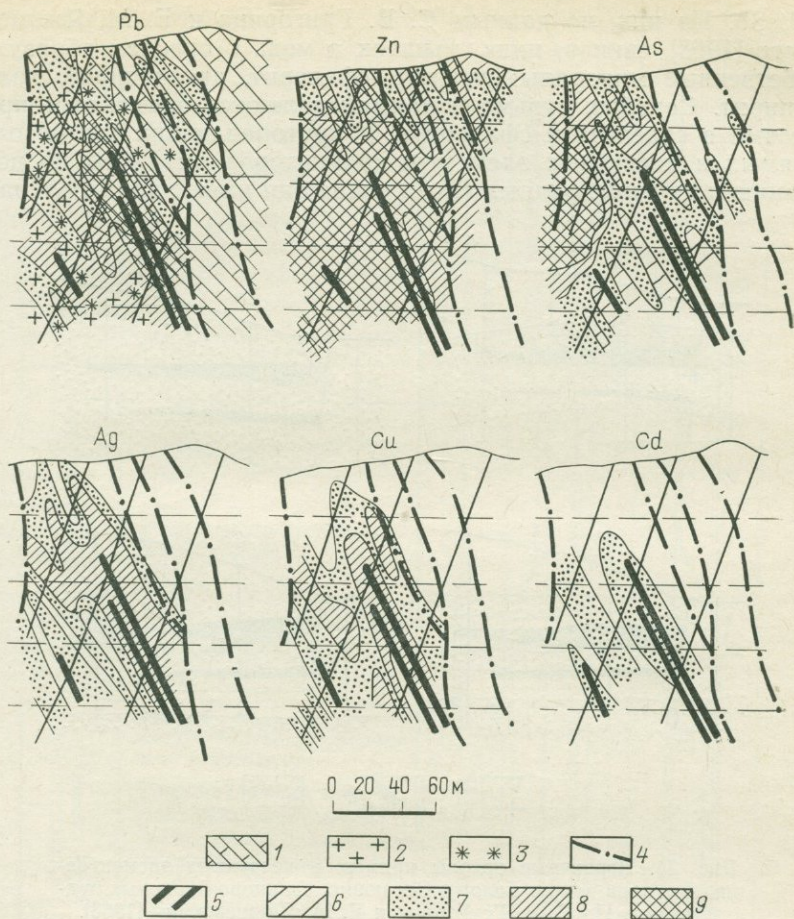


Рис. 33. Первичные ореолы прямых и косвенных элементов-индикаторов вокруг скрытых свинцово-цинковых рудных тел. По С. В. Григоряну и Е. М. Янишевскому [1968].

1 — известняки; 2 — гранодиориты; 3 — скарновые породы; 4 — тектонические нарушения; 5 — рудные тела; 6—9 — содержание элементов (в %). Для свинца, цинка, мышьяка: 6 — менее 0,01; 7 — 0,01—0,03; 8 — 0,03—0,003; 9 — более 0,003. Для меди: 7 — 0,003—0,01; 8 — более 0,01. Для кадмия: 7 — более 0,01. Для серебра: 7 — 0,0001—0,0003; 8 — более 0,0003.

содержаниях встречаются В, Ва, Sr, Ti, Ag, Pb, Zn, Ni; непосредственно над рудными телами повышены содержания Mn, Cu, Sn, Ge; а на уровне рудных тел — Cu и Mo. Размеры ореолов и в плане и в вертикальном разрезе в несколько раз превышают размеры рудных тел.

На свинцово-цинковых скарновых месторождениях основными элементами-индикаторами являются Pb, Zn, Cu, As, Ag,

Cd, Sb. Из них, по данным С. В. Григоряна и Е. М. Янишевского [1968], свинец, цинк, мышьяк и медь в ореолах образуют собственные минералы: галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит. Серебро, сурьма и кадмий являются элементами-примесями в галените и сфалерите. У крутопадающих тел ореолы прямых и косвенных элементов-индикаторов вытянуты по восстанию и падению рудных тел; в плане они имеют эллипсообраз-

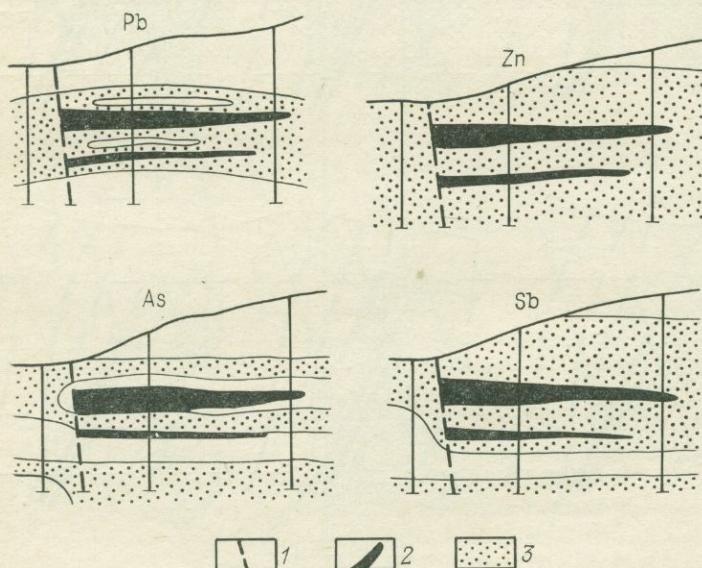


Рис. 34. Первичные ореолы прямых и косвенных элементов-индикаторов вокруг пологозалегающих свинцово-цинковых рудных тел. По С. В. Григоряну и Е. М. Янишевскому [1968].

1 — разлом; 2 — рудное тело; 3 — ореолы

ную форму, резко вытянутую по направлению простирания рудных тел (рис. 33). Ореолы пологозалегающих рудных тел вытянуты по простиранию и в разрезе представляют полосы, располагающиеся параллельно рудным телам (рис. 34). Следует отметить, что по простиранию ореолы намного превышают размеры пологозалегающих рудных тел.

Часто на скарновых месторождениях формирование рудных тел происходит в несколько стадий, с которыми может быть связано оруденение различных типов. В этом случае различным типам оруденения соответствует определенная зональность первичных ореолов. Так, при изучении ореолов скарнового вольфрам-молибденового месторождения Тырнауз [Абрамсон Г. Я., Григорян С. В., 1972] было установлено, что для ореолов

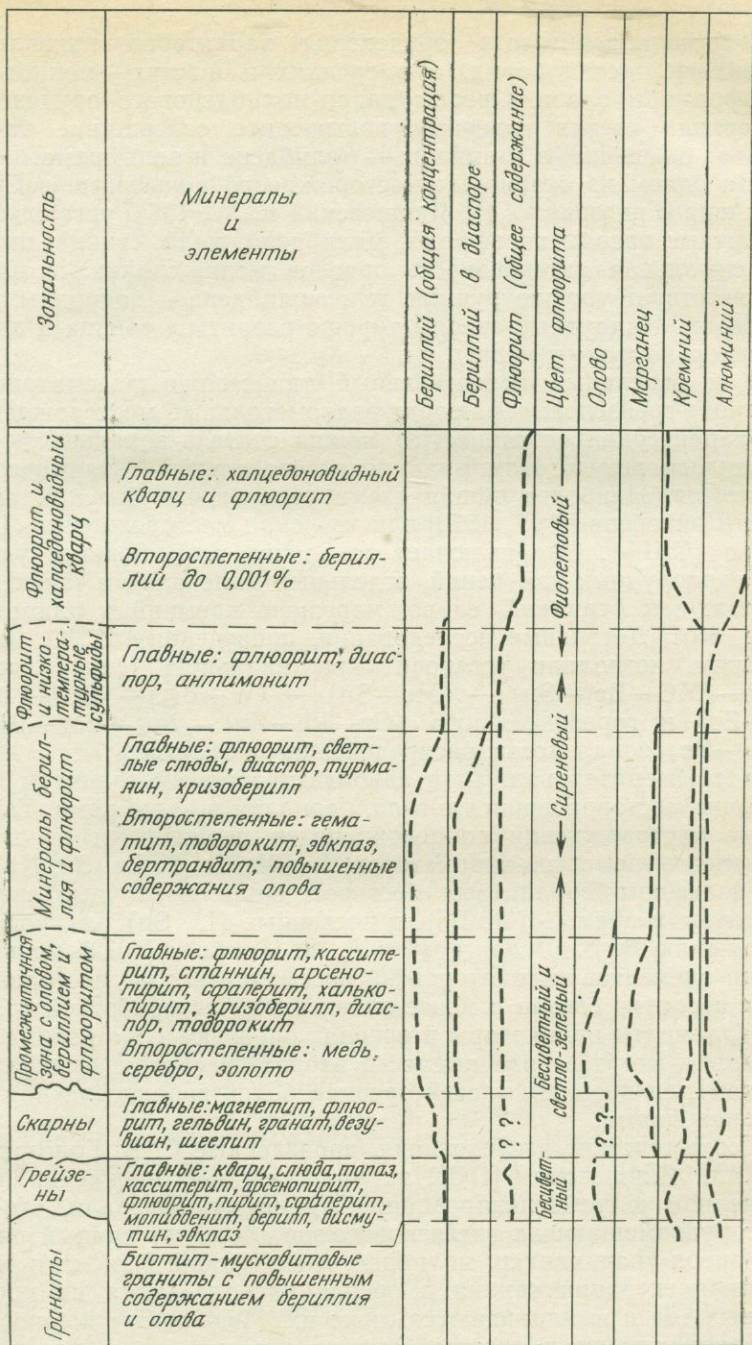


Рис. 35. Относительное положение различных зон, их минеральный состав и содержание некоторых элементов на оловянно-бериллиевых месторождениях. По Ч. Л. Сэйнсбери [1973]

шеелит-молибденитового оруденения характерно накопление в верхних частях бария, а в средних и нижних — молибдена, вольфрама и олова. Ореолы кварц-молибденового оруденения в верхних частях содержат повышенное содержание бария, сурьмы, мышьяка, а в нижних — молибдена и вольфрама.

На одном из скарных месторождений вольфрама в Средней Азии [Григорян С. В., Янишевский Е. М., 1968] установлены первичные ореолы вольфрама, молибдена, меди, свинца, цинка. Максимальная интенсивность ореолов меди, свинца и цинка соответствует уровню рудных тел; молибдена — подрудным горизонтам. Надрудные ореолы хорошо развиты у свинца и цинка и несколько хуже у меди.

Как отдельный перспективный тип можно рассматривать скарно-грейзеновые флюорит-редкометалльные месторождения. Их характерной особенностью можно считать зональность, являющуюся результатом ряда последовательных геохимических процессов. Наиболее общая схема зональности была установлена [Сэйнсбери Ч. Л., 1973] при изучении месторождения Лост-Ривер (США). Она включает зональное расположение участков окolorудных изменений, отдельных минералов и таких элементов, как бериллий, олово, марганец, кремний и алюминий (рис. 35). Детальные исследования, проведенные Г. Ю. Коломенским, позволили установить вертикальную (снизу вверх)  $\Sigma TR - (Mo - Be_1 - Sn) - (Mo - Sn) - (W - Bi) - Be_2 - (Cu, Pb - Zn)$  и горизонтальную  $(Cu - Pb - Zn) - Be_2 - (W - Bi) - (Mo - Sn)$  зональности распределения элементов.

К грейзенизированным и альбитизированным гранитам приурочены месторождения тантала, бериллия и вольфрама. Танталовые месторождения сопровождаются первичными ореолами косвенных элементов-индикаторов: Li, Rb, Cs, F, Be, Sn, Nb, Pb. На вольфрам-бериллиевых месторождениях первичные ореолы образуют и прямые (W, Be), и косвенные (Li, Sn) индикаторы. По мнению В. В. Шелагурова и Л. Ф. Цимбала [1972], меньший набор элементов-индикаторов на рассматриваемых месторождениях вероятно связан с менее интенсивной переработкой гранитов. Элементы-индикаторы в ореолах образуют собственные минералы и могут в виде примесей входить в «чужие минералы», причем для внешних частей ореолов более характерна неминеральная форма.

Геохимические исследования, проведенные С. В. Григоряном и Е. М. Янишевским [1968] на урановом месторождении, приуроченном к грейзенизированным гранитам, показали, что вокруг рудовмещающих грейзеновых зон образуют единый широкий ореол уран, свинец, молибден, медь и цинк. Наиболее высокие концентрации свинца в ореоле располагаются на уровне рудных тел и выклиниваются ниже их. Медь также в основном образует надрудные ореолы. Следует отметить, что образование ореолов всех рассматриваемых индикаторов происходило (по

данным исследователей) в результате воздействия ураноносных гидротермальных растворов как на грейзенизированные, так и на неизмененные породы. В связи с этим размеры ореолов значительно превышают размеры рудных тел и грейзенов (рис. 36), что позволяет широко применять геохимические методы при поисках однотипных месторождений.

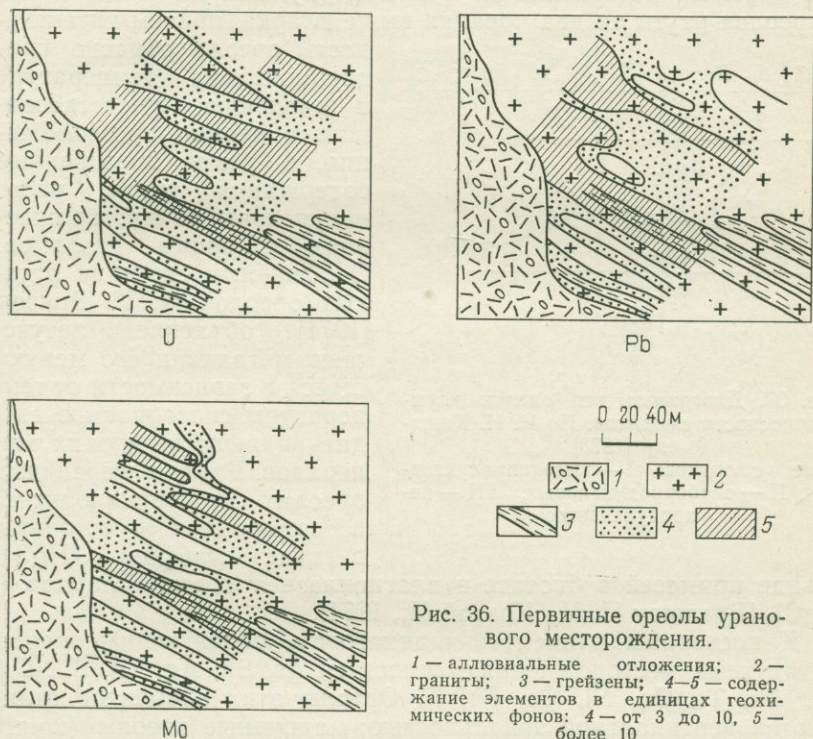


Рис. 36. Первичные ореолы уранового месторождения.

1 — аллювиальные отложения; 2 — граниты; 3 — грейзены; 4—5 — содержание элементов в единицах геохимических фонов: 4 — от 3 до 10, 5 — более 10

Своеобразными аналогами грейзеновых образований являются слюдиты, часто содержащие промышленные концентрации изумрудов. По данным Н. И. Кашаева [1973], геохимические критерии являются наиболее достоверными при выделении среди слюдитов изумрудоносных участков. При выделении таких участков используется диаграмма, представляющая проекцию значений трех независимых переменных  $\left( F, \frac{Cr_2O_3}{TiO_2}; \frac{K_2O}{N_2O} \right)$  на две грани развернутого прямоугольного тетраэдра (рис. 37). Таким образом, по соотношению косвенных элементов-индикаторов в слюдитах можно судить о наличии месторождений изумрудов.

На гидротермальных месторождениях легколетучих элементов (ртуть, сурьма, фтор, мышьяк) очень большие ореолы (сотни метров) образуют прямые индикаторы. Наиболее детально изучены ореолы ртутных месторождений. По мнению А. А. Саукова [1963], их образование связано с существованием «атмосферы из ртутных паров» в период отложения из раствора киновари. Работами Н. А. Озеровой [1962] установлено, что даже на расстоянии до 800 м от рудных тел содержание в ореолах ртути на два порядка выше кларка, причем интенсивность ореола обратно пропорциональна температуре и давлению, существовавшим в период рудоотложения, а резко повышенные содержания ртути часто приурочены на месторождениях к зонам разломов. Особенности строения ртутных ореолов Ф. У. Диксон [1971] объясняет летучестью металла и его меняющейся в зависимости от температуры способностью входить в решетки чужих минералов. Ртуть в первичных ореолах может находиться в самородном состоянии, в виде сульфида (HgS),

в виде примесей в биотите и плагиоклазе и в виде хлорида —  $\text{HgCl}_2$  [Бредшоу И. М., Коксой М., 1971].

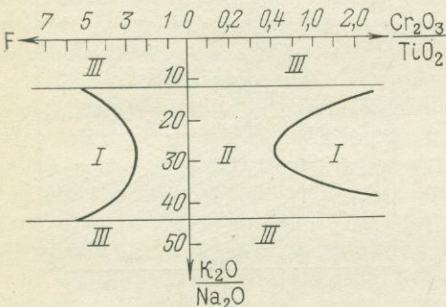


Рис. 37. Диаграмма для оценки изумрудности слюдитов. По Н. И. Кашаеву [1973].

Поле слюдитов: I — высокопродуктивных, II — слабопродуктивных, III — непродуктивных

Косвенным элементом-индикаторам, образующим ореолы на ртутных месторождениях, относятся As, Sb, Ag, Zn, Sn, Ga, Ta, Au, Tl, Cu, Ni, Co, Pb, F. Ореолы этих элементов отличаются вертикальной зональностью; надрудные ореолы (кроме Hg) образуют As, Sb, Ag, Au, Tl, подрудные — Cu, Ni, Co, Pb. Особо следует отметить, что многие из косвенных индикаторов образуют ореолы даже в таких «неблагоприятных» породах, как известняки. В этом случае ореолы Sb, Zn, F, Pb, As имеют «эффективную ширину вкрест простирания» — первые десятки метров, а Ga, Ta, Ag, Sn, Bi — единицы метров [Суеркулов Э. А., 1973].

На месторождениях сурьмы первичные ореолы образует прямой элемент-индикатор (Sb) и косвенные Hg, Ni, Co, Cu, Pb (рис. 38). Слабоконтрастные ореолы образуют Mo и Sr. Наибольшие размеры характерны для ореолов Sb и Hg. По данным И. М. Бредшоу и М. Коксой, контрастную отрицательную аномалию на сурьмяном месторождении Ивринди образует Mn.

На месторождениях сурьмы первичные ореолы образует прямой элемент-индикатор (Sb) и косвенные Hg, Ni, Co, Cu, Pb (рис. 38). Слабоконтрастные ореолы образуют Mo и Sr. Наибольшие размеры характерны для ореолов Sb и Hg. По данным И. М. Бредшоу и М. Коксой, контрастную отрицательную аномалию на сурьмяном месторождении Ивринди образует Mn.

На месторождениях с золотосодержащим арсениспиритом кроме прямых элементов-индикаторов (As и Au) ореолы образуют W, Sb, Ag. Исследования, проведенные на месторождении этого типа в Узбекистане [Атабекьянц К. П., 1972], позволили установить в распространении ореолов зональность: вертикаль-

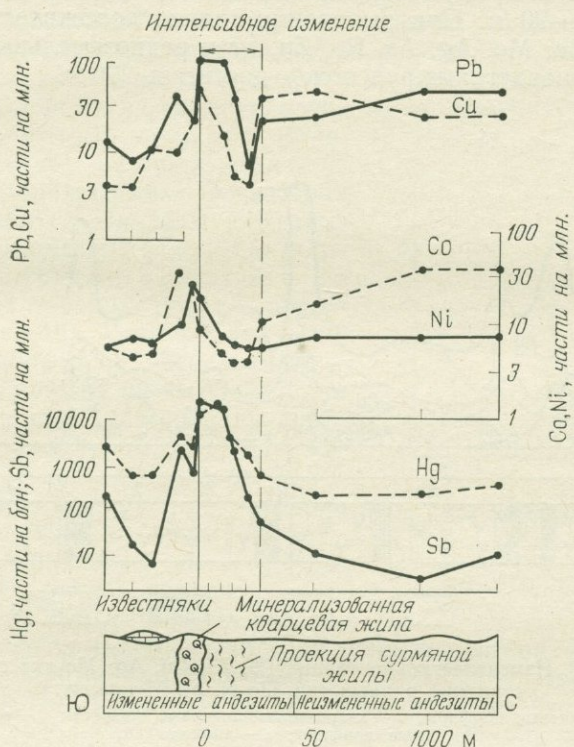


Рис. 38. Графики распределения элементов-индикаторов над сурьмяной жилой месторождения Ивринди. По П. М. Бредшоу и М. Коксой.

ную (от рудного тела) Au—(W, Sb)—Ag—As, В и горизонтальную W—Au—As.

Первичные ореолы на месторождениях фтора (плавикошпатовое оруденение) образуют сам фтор и такие косвенные индикаторы, как Ва, Мо, Pb, Zn, Ag, As, Be, Y, Yb, Sr, Li. Образование ореолов этих элементов, по мнению ряда исследователей [Пузанов Л. С., 1972], связано с привносом компонентов рудообразующими растворами. При формировании рудных тел происходил и вынос ряда элементов (Mn, Ti, Cr, Na, K), в связи с чем около рудных тел образовались отрицательные аномалии.

Установление этих закономерностей позволило Л. С. Пузанову и другим исследователям разработать для месторождения Таскайнар (и для аналогичных месторождений) методику определения глубины залегания слепых тел. Так, если на поверхности выявлены положительные аномалии Ве и Li и отрицательные Na, K, Mn, Ti и Cr, то глубина залегания рудных тел не превышает 60—90 м. При выявлении только положительных аномалий F, Ba, Mo, Ag, As, Pb, Zn, Sr и редкоземельных элементов глубина залегания руд может достигать 200 м.

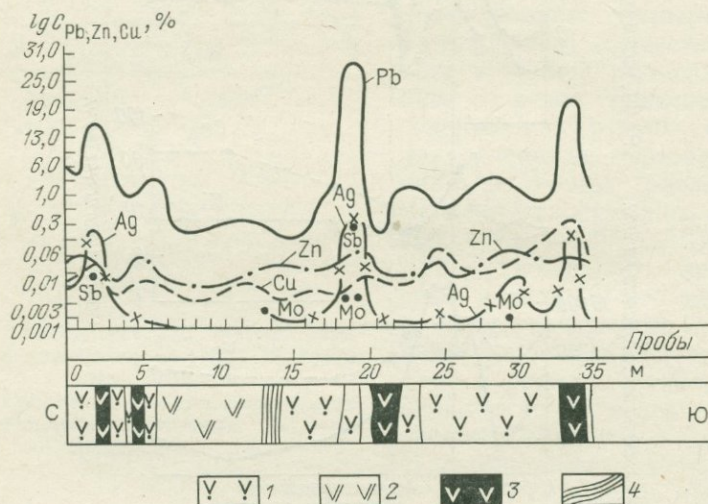


Рис. 39. Изменение концентрации Pb, Zn, Cu, Ag, Mo вкострстирования рудных тел. По К. М. Муканову.

1 — кварцевые порфиры; 2 — кварц-полевошпатовые порфиры; 3 — оруденные порфиры; 4 — лимонит

На гидротермальных полиметаллических месторождениях первичные ореолы образует довольно большая группа элементов. Так, на одном из месторождений Центрального Казахстана, приуроченном к кварцевым порфирам и их туфам, выявлены [Муканов К. М., 1957] ореолы Pb, Zn, Cu, Be, Sr, Ag, Mo, Sb. Размеры ореолов колеблются от 0,2 до 3,0 м (рис. 39). Образование этих ореолов связано с диффузией элементов (вероятно, этим объясняются и их малые размеры). Основной прямой элемент-индикатор (свинец) в ореолах практически не дает изоморфных примесей в кристаллических решетках чужих минералов.

Аналогичные элементы-индикаторы, формирующие гораздо большие по размерам ореолы (десятки метров), описаны С. В. Григоряном и Е. М. Янишевским [1968] на свинцово-цин-

ковом месторождении, приуроченном к кислым эффузивам, в Средней Азии. К прямым элементам-индикаторам на этом месторождении можно отнести свинец, цинк, серебро, висмут, барий; к косвенным — мышьяк, медь, сурьму, кадмий. Наибольшие размеры имеют ореолы свинца и цинка, наименьшие — мышьяка и бария. Свинец, цинк, мышьяк и медь в ореолах образуют собственные минералы (галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит); серебро, сурьма, кадмий и висмут встречаются только в виде примесей в галените и сфалерите.

Индикаторами полиметаллического оруденения могут быть не только рудные элементы. Вблизи рудных тел на полиметаллических месторождениях Черногории (Югославия) выявлены [Кнежевич В., Дьордевич П., 1971] контрастные калиевые аномалии в изверженных породах, туфах и аргиллитах (рис. 40). Размеры калиевых ореолов достигают нескольких километров, причем их интенсивность возрастает при приближении к богатым рудным телам, где содержание  $K_2O$  может доходить до 12,5% при обычном содержании в ореоле 1,5—3,0%. Калий образует собственные минералы — калиевый полевой шпат, биотит, серицит.

Изучение геохимических особенностей гидротермальных месторождений касситерит-сульфидной формации Приморья [Кравченко Э. С., 1972] и Якутии [Бельчанская Л. Н., Максимова В. П., 1972] показали, что около рудных тел располагаются первичные ореолы Pb, Zn, Ag, Mo, Cu, Bi, W, Sn, Co, обладающие вертикальной зональностью. К верхним горизонтам приурочены ореолы Pb, Zn и Ag, к средним — Cu и Sn и к нижним — Bi, Co, Mo, W. Эта особенность распределения элементов в ореолах позволяет по отношению содержаний элементов надрудных и подрудных ореолов определять уровень эрозионного среза на подобных месторождениях.

Вокруг высокотемпературных гидротермальных касситерит-кварцевых месторождений формируются ореолы Fe, W, As, Li, Cs, Sn, Be, В. По данным Г. Г. Кочемасова [1968], истинные мощности ореолов рассматриваемых месторождений колеблются от 10 м у рубидия до 630 м — у лития, а у большинства элементов (Cs, W, As, Be, В) превышают 300 м. Коэффициент аномальности ореолов F равен 2,2; Li — 3,6—5,3; Be — 2,8—5,6; Sn — 2,6—5,9; В — 4,0—18,0; Cs — 10,0—18,0.

На медно-золоторудных месторождениях, по данным С. В. Григоряна и Е. М. Янишевского [1968], контрастные

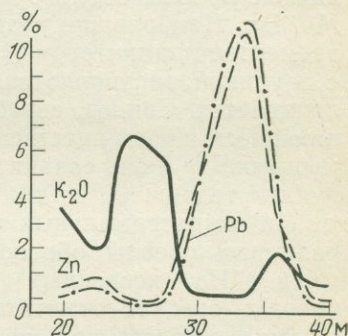


Рис. 40. Содержание Pb, Zn и  $K_2O$  по штольне Рудница, рудник Бреково. По В. Кнежевичу, П. Дьордевичу

ореолы около рудных тел образуют Cu, Mo, Au, Ag, Pb и Zn, а в отдельных пробах отмечаются аномальные содержания мышьяка и висмута. В ореолах прямые элементы-индикаторы (Cu, Au) и также молибден распределяются вокруг рудных тел сравнительно равномерно, свинец и серебро обычно образуют надрудные ореолы, а цинк чаще концентрируется в подрудной части разреза. Наибольшие размеры имеют ореолы меди.

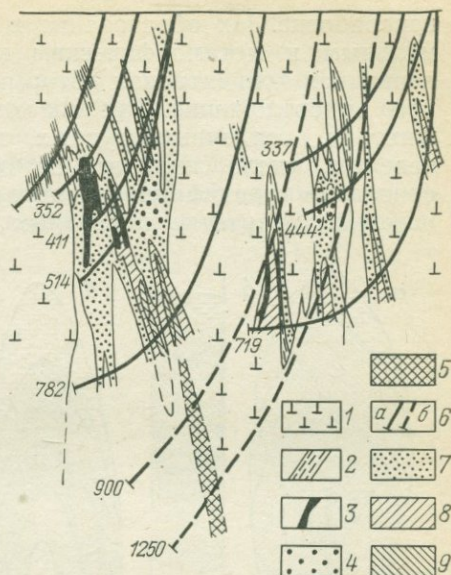
На медно-висмутовых гидротермальных месторождениях, по данным С. В. Григоряна и Е. М. Янишевского [1968], первичные ореолы около рудных тел образуют Bi, Cu, Pb, Ag, As, Mo, Ba. Наибольшие размеры характерны для ореолов прямых элементов-индикаторов (Cu и Bi). Образуемые ими ореолы с глубиной расширяются, содержание металлов при этом увеличивается. Свинец, серебро и барий дают ореолы, распространяющиеся преимущественно над рудными телами, а ореолы мышьяка и меди сравнительно неширокой полосой окаймляют рудные тела.

На гидротермальных месторождениях урана наибольшие по размерам ореолы образованы прямыми элементами-индикаторами. Из косвенных элементов-индикаторов, образующих ореолы, следует отметить Pb, Mo, Cu, V, Zn. Как показали опытные работы, при изучении урановых ореолов важно знать форму нахождения металла в ореолах. Л. В. Таусон [1956] предложил выделять в коренных породах две формы нахождения урана: изоморфную и неизоморфную (в основном минеральную). Уран неизоморфной формы можно извлекать при кипячении в 5%-ном растворе углекислого аммония с добавлением перекиси водорода (методика Л. В. Таусона) и при содовом разложении (методика С. В. Григоряна и Е. М. Янишевского). Специально проведенные работы позволяют считать, что привнесенный при рудообразовании в ореолы уран находится в основном в минеральной форме (подвижный уран), а свинец, молибден, цинк и медь — в виде сульфидов [Григорян С. В., Янишевский Е. М., 1968].

Рядом исследователей детально изучены первичные ореолы колчеданных месторождений. На медных основными элементами-индикаторами являются Cu, Pb, Ag, Ba, As, причем косвенные индикаторы (Pb и др.) могут давать контрастные ореолы (рис. 41). Большинство элементов-индикаторов образуют собственные минералы, которые часто располагаются зонально. Так, на Гайском месторождении выделяются [Аверьянов М. Г., Штрэм Э. Н., 1973] по мере удаления от рудных тел по восстанию следующие зоны: 1) блеклорудная, 2) халькопирит-галенитовая, 3) халькопирит-борнитовая, 4) борнит-халькозиновая. На этом же месторождении косвенный элемент-индикатор стронций образует в зоне гидротермальных изменений отрицательные аномалии.

Рис. 41. Первичные ореолы свинца на Красногвардейском медноколчеданном месторождении. По Л. Н. Овчинникову, С. В. Григоряну, Э. Н. Баранову [1973].

1 — андезиты; 2 — порфиристоиды; 3 — массивные медноколчеданные руды; 4 — вкрапленные медноколчеданные руды; 5 — предполагаемое рудное тело; 6 — буровые скважины; а — пройденные, б — проектируемые; 7, 8, 9 — содержание свинца (в %): 7 — от 0,0004 до 0,001; 8 — от 0,001 до 0,009; 9 — от 0,01 и более



На полиметаллических колчеданных месторождениях надрудные ореолы слагаются в основном Zn, Pb, Cu, Sb, Ag, As, Cd, Sn. В подрудных ореолах редко встречаются Sb, As, Cd. Обобщение результатов геохимических исследований, проведенных на 19 колчеданно-полиметаллических месторождениях, позволило Л. Н. Овчинникову и другим [Овчинников Л. Н., Григорян С. В., Баранов Э. Н., 1973] установить общий ряд зональности ореолов в направлении от подрудных сечений к надрудным: Sn — Mo — Co — As — Bi — Cu — Zn — Pb — Cu — As — Ag — Ba — Hg — I.

На отдельных месторождениях, кроме указанных элементов, отмечены ореолы Ni, Au. Характерно, что один и тот же элемент в ореолах может образовывать и собственные минералы и входить в виде примесей в «чужие». Так, по данным Э. Н. Баранова [1971], арсенопирит в нижних частях ореолов находится в виде примеси в пирите, а в верхних — входит в состав блеклых руд, барий в нижних горизонтах накапливается в серицитах, а в верхних образует барит.

Изучение полиметаллических колчеданных месторождений Южного Узбекистана показало [Михайлова Ю. В., Панкратов П. В., 1972], что в надрудных ореолах между свинцом и цинком существует корреляционная связь, ослабевающая с глубиной. Аналогичная связь отмечается в надрудных ореолах на ряде месторождений между свинцом и медью, свинцом и серебром.

Сравнивая особенности первичных ореолов медных и полиметаллических колчеданных месторождений, можно отметить много общего в зональности и в минеральном составе ореолов. Это позволило составить обобщенную схему первичных ореолов колчеданных месторождений (рис. 42).

Отдельно следует рассмотреть первичные ореолы стратифицированных месторождений, подвергшихся гидротермальной

переработке. Их образование в основном связано с гидротермальным и метаморфическим перераспределением элементов, первичная концентрация которых связана с процессами осадочного рудоотложения. Так как комплекс элементов, накапливающихся в осадочных рудных месторождениях, относительно невелик, число индикаторов, образующих гидротермальные ореолы на стратифицированных месторождениях, обычно также невелико. Изучение первичных ореолов на стратифицирован-

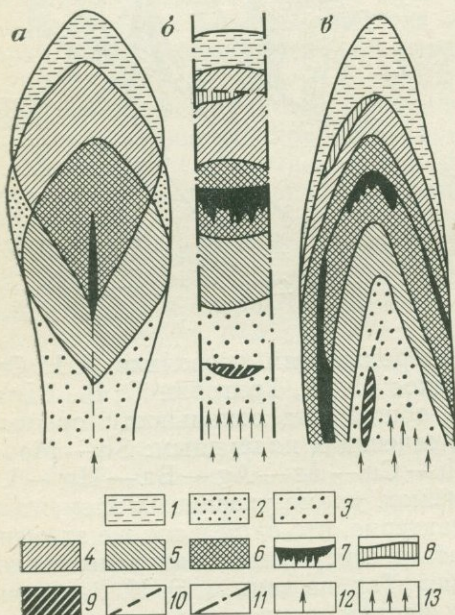


Рис. 42. Обобщение схемы первичных геохимических ореолов гидротермального рудного тела (а) и субвулканических метасоматических колчеданных месторождений в пологозалегающих структурах (б) и в крутопадающих зонах расщепления (в). По Э. И. Баранову.

1-6 — ореолы: 1 — элементов-индикаторов верхних, фронтальных зон (Pb, Ag, Ba, Hg), 2 — элементов-индикаторов средних зон (Cu, Zn), 3 — элементов-индикаторов нижних, тыловых зон (Co, Mo), 4 — элементов-индикаторов верхних и средних зон (Pb, Ba+Cu, Zn), 5 — элементов-индикаторов средних и нижних зон (Cu, Zn+Co, Mo); 6 — полного комплекса элементов (Pb, Ba+Cu, Zn+Co, Mo); 7-9 — рудные тела: 7 — медноколчеданные, 8 — полиметаллические, 9 — серноколчеданные; 10 — геохимические барьеры; 11 — разрывные нарушения; 12 — направления движения рудоносных растворов; 13 — векторы скоростей фильтрации растворов

ном полиметаллическом месторождении показало [Байкенов Ш. А., 1966], что около рудных тел контрастные ореолы образуют только ртуть и свинец (рис. 43) при неравномерно повышенных содержаниях таких элементов, как Zn, Sb, Cu, Ag. Прямые элементы-индикаторы (Pb и Zn) образуют в ореолах самостоятельные минералы, а косвенные — чаще входят в виде примесей в галенит и сфалерит. В зонах пиритизации у рудных тел отмечаются повышенные содержания таллия, мышьяка и никеля, входящих преимущественно в состав пирита.

Иногда на стратифицированных месторождениях возможен привнос небольших порций металлов гидротермами. На полиметаллических месторождениях можно отличить такой свинец от ореолов промышленных переотложенных руд, используя данные изотопных анализов. Так, на месторождении Тельманском свинец из отдельных кварцевых прожилков и из рудных тел отличается довольно четко (табл. 18).

Изучая гидротермальные ореолы на стратифицированных месторождениях, следует помнить, что они почти всегда накладываются на первично осадочные, но их элементный состав в отдельных случаях может быть несколько большим, чем у первичноосадочных. Увеличение в гидротермальных ореолах числа косвенных элементов-индикаторов объясняется их приносом термальными водами, которые могли обогатиться некоторыми элементами и за счет выщелачивания из вмещающих пород.

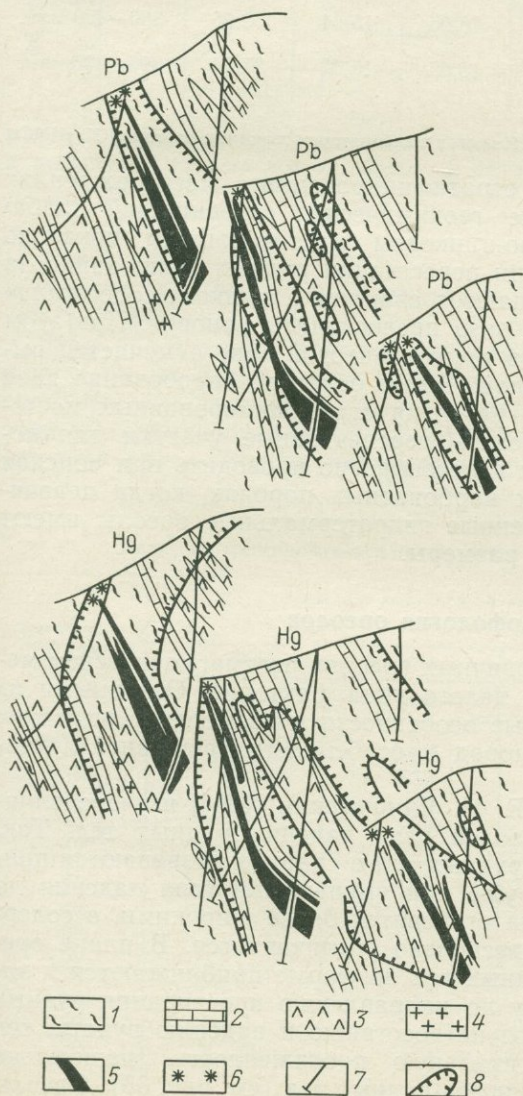


Рис. 43. Первичные ореолы свинца и ртути на месторождении Западное Текели. По Ш. А. Байкенову [1966]. 1 — сланцы; 2 — известняки и доломиты; 3 — диоритовые порфиры; 4 — гранит-порфиры; 5 — рудные тела; 6 — лимонитизация; 7 — скважины; 8 — ореолы свинца ( $8.8 \times 10^{-3}\%$  и выше) и ртути ( $1 \times 10^{-7}\%$  и выше)

Данные изотопных анализов свинца\*

№ образца	Место взятия	Отношения изотопов			Вероятный возраст
		206/204	207/204	208/204	
301-Б	Рудное тело . . . . .	17,35	15,59	37,55	1 млрд.
110-Б	» » . . . . .	17,23	15,51	37,03	1 млрд.
310-А	Кварцевый прожилок . . . . .	18,05	15,54	38,05	300—400 млн.
111-Б	Кварцевый прожилок . . . . .	18,05	15,52	37,84	300—400 млн.

\* Определение проводил В. А. Халилов в лаборатории геохимии изотопов КазИМСа.

Довольно часто на стратифицированных месторождениях развиты дайки. Изучение геохимических особенностей диабазовых даек на свинцово-цинковом месторождении показало [Алексеев, 1969], что при пересечении рудных толщ дайки за счет ассимиляции обогащаются свинцом и цинком, содержание которых может в четыре раза превосходить фоновое. При этом во вмещающих породах в приконтактной зоне отмечается выщелачивание этих металлов. Таким образом, опробование даек на участках возможного развития стратифицированных месторождений позволит выделить перспективные участки для поисков. Опробование даек целесообразно проводить при поисках слепых тел в массивных карбонатных породах, когда первичные осадочные и наложенные гидротермальные ореолы имеют сравнительно небольшие размеры.

### Морфология ореолов

Размеры и форма первичных ореолов постмагматических месторождений зависят от целого ряда факторов. Основными из них являются структурные особенности и размеры рудных тел, литологический состав пород и особенности трещинной тектоники участка.

С. В. Григорьяном и Е. М. Янишевским [1968] изучено влияние на морфологию ореолов угла падения рудных тел. Так, ореолы крутопадающих рудных тел в скарнах развиваются примерно симметрично, но уже при уменьшении угла падения до 70° ореолы всякого бока становятся более широкими, а содержание в них металлов несколько увеличивается. В плане ореолы крутопадающих рудных тел по форме приближаются к эллипсу, резко вытянутому по направлению простираения рудных тел. Вытянутость ореолов по восстанию и падению рудных тел обуславливает их вертикальную протяженность, значительно превышающую протяженность рудных тел (см. рис. 33). Ореолы

пологопадающих рудных тел, также расположенных в скар-  
нах, вытянуты согласно залеганию вмещающих пород и в раз-  
резе представляют полосы, параллельные рудным телам. Про-  
тяженность ореолов настолько превышает протяженность руд-  
ных тел, что на изучавшемся месторождении ореолы прямых

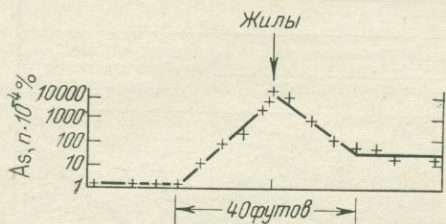


Рис. 44. Первичный ореол мышьяка в песчаниках у золотоносной жилы по Джеймсу [1957].

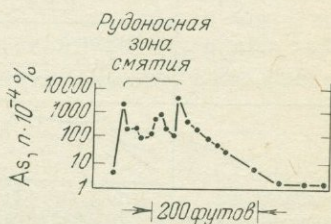


Рис. 45. Первичный ореол мышьяка в зеленокаменных породах у золотоносной зоны смятия. По Джеймсу [1957]

и косвенных элементов-индикаторов остались не оконтурены (см. рис. 34).

При образовании ореолов значительная роль принадлежит концентрации элементов в гидротермальных растворах. Допуская, что она в какой-то мере пропорциональна содержаниям этих же элементов в рудах, Е. М. Янишевский и другие [1963] изучали связь между размерами ореолов и коэффициентом

Таблица 19

Влияние трещиноватости на размеры первичных ореолов

Расстояние от жилы, футы	Содержание металлов во вмещающих оруденение известняках, $10^{-4}$ %			
	Массивные породы		Трещиноватые породы	
	Свинец	Цинк	Свинец	Цинк
0	1600	1900	600	34 000
5	600	850	1700	500
10	230	180	1600	800
15	220	220	1400	900
20	120	260	1300	900
25	60	80	3500	1 700
30			1200	400
40			1250	850
50			130	60
60			440	170
70			1400	600
80			750	1 250
90			250	70
150	30	140	1200	1 000

концентрации (коэффициент концентрации — отношение среднего содержания элемента в руде к местному кларку — геохимическому фону — для соответствующих вмещающих пород). Исследования показали, что при прочих равных условиях, чем

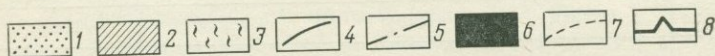
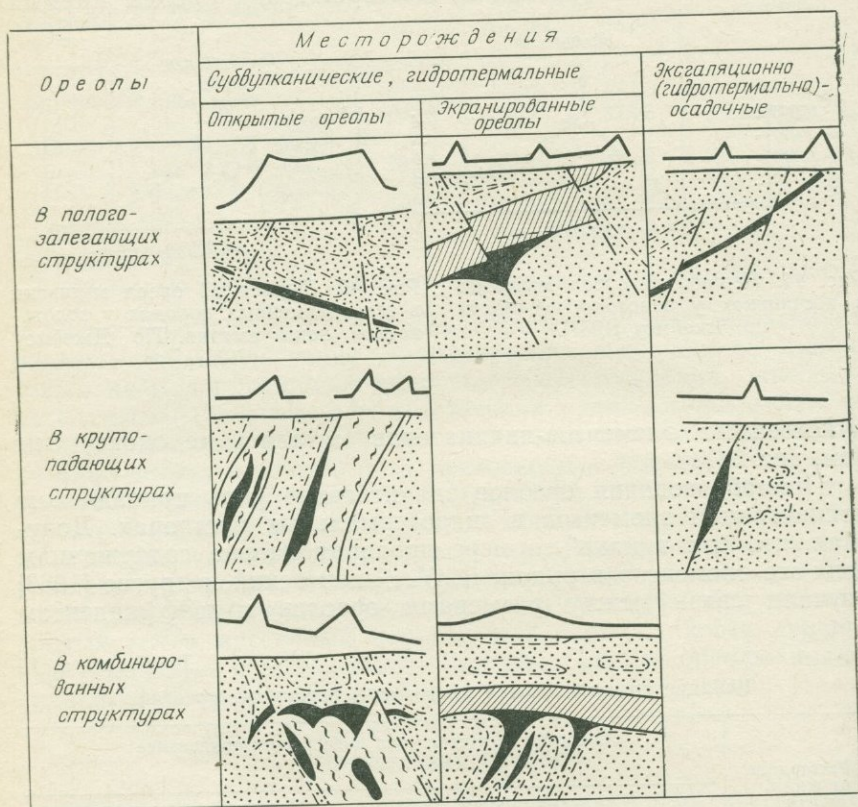


Рис. 46. Структурно-морфологические типы первичных геохимических ореолов колчеданных месторождений. По Э. Н. Баранову [1971].

1 — рудовмещающие породы; 2 — структурно-литологические экраны; 3 — расщелоченные породы; 4 — контакты пород, благоприятные для локализации рудных тел; 5 — разрывные нарушения; 6 — рудные тела; 7 — ореол; 8 — графики распределения элементов на уровне эрозионной поверхности

выше концентрация элемента в рудном теле и ниже его геохимический фон, тем большие размеры имеет ореол рассеяния.

Имеющиеся данные позволяют считать, что вокруг более крупных рудных тел развиваются более крупные ореолы. Однако, сравнивая ореолы, следует всегда учитывать особенности

пород, по которым они развиваются. Чем больше будет проницаемость пород, тем на большее расстояние (при прочих равных условиях) будут мигрировать рудные компоненты. В связи с этим в породах трещиноватых и обладающих большей эффективной пористостью первичные ореолы будут больше. Так, по данным Джеймса [Chjames, 1957], в зоне смятия ореол мышьяка у золотоносной жилы в восемь раз больше, чем в песчаниках (рис. 44, 45). Другим примером [Янишевский, 1963] влияния физико-механических свойств на морфологию ореолов

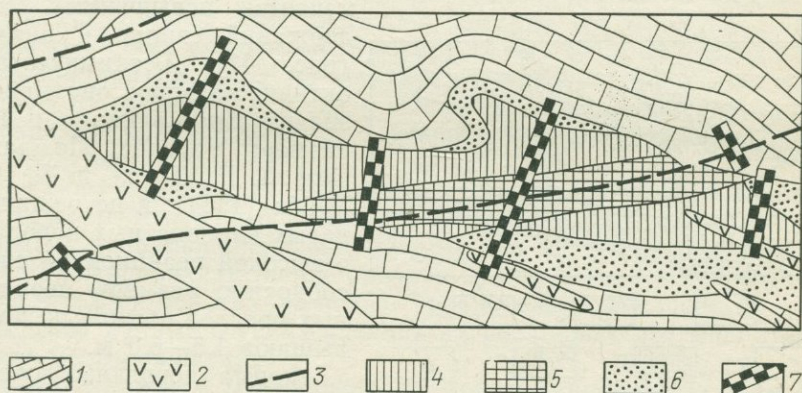


Рис. 47. Влияние состава пород на образование первичных ореолов свинца и цинка на стратифицированном месторождении Тельманском.

1 — известняки; 2 — диабазовые порфириды; 3 — разрывные нарушения; 4 — рудное тело в доломитах; 5 — зона обогащения руд свинцом; 6 — первичный ореол в доломитах; 7 — место отбора пробы

может служить резкое уменьшение размеров и интенсивности первичных ореолов прямых и косвенных индикаторов в горизонте на урановом месторождении, залегающем среди туфов, имеющих большую пористость, чем филъзиты.

Влияние трещиноватости пород на размеры первичных ореолов хорошо видно из табл. 19, составленной Д. С. Уэббом, по результатам опробования известняков у полиметаллической жилы в рудном районе Дербишир (Англия).

Э. Н. Баранов [1971], изучая первичные ореолы колчеданных месторождений, выделил морфологические типы ореолов в зависимости от геолого-структурных условий (в пологозалегающих структурах, в крутопадающих структурах, в комбинированных структурах) и от проницаемости надрудных, «ореоловмещающих» толщ (сквозные, или открытые, и экранированные, или закрытые) (рис. 46). Приведенная классификация может быть полезной при изучении ореолов не только колчеданных месторождений.

Иногда при рудоотложении решающим фактором могут быть не физико-механические свойства, а геохимическая активность пород. Так, геохимические исследования, проведенные в Джунгарском Алатау [Войткевич Г. В., Алексеев В. А., 1969], показали, что при практически одинаковой пористости доломитов и известняков свинцово-цинковое оруденение приурочено только к доломитам. Даже в тех случаях, когда отдельные трещины, залеченные в пределах доломитовых тел галенитом, прослеживаются на большие расстояния в известняках, ни в самих трещинах, ни вблизи них за пределами доломитовых тел не отмечается повышенных со-

держаний свинца и цинка (рис. 47). Геохимическая активность пород оказывает значительное влияние и на размеры ореолов. По данным Х. Е. Хокса и Д. С. Узбба (1964), в нетрещиноватых карбонатных породах с высокой реакционной способностью размеры первичных ореолов обычно не превышают 1,5—6,0 м.

Форма первичных ореолов часто согласуется с направлением перемещения рудообразных растворов. В связи с этим ореолы могут иногда развиваться на большие расстояния вдоль

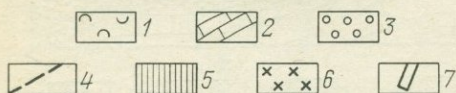
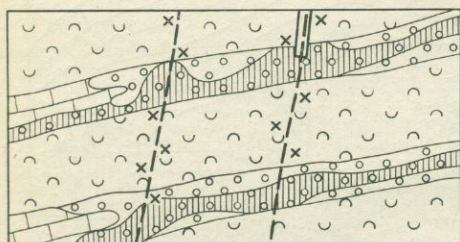


Рис. 48. Схемы расположения трещинных ореолов меди на месторождении Саяк-1.

1 — туфоалевролиты; 2 — известняки; 3 — скарны; 4 — трещины; 5 — рудные тела; 6 — развитие малахита по трещинам; 7 — шурф

трещин. Несмотря на небольшую ширину эти ореолы в определенных условиях могут быть важным поисковым признаком. Так, на Саякском месторождении по «трещинным» ореолам меди можно судить о рудных раздувах в благоприятном для рудоотложения горизонте скарнированных известняков (рис. 48). Аналогичные «трещинные» ореолы наблюдались Купером и Хаффом [Cooper I. R., Huff L. C., 1951] над медно-цинковыми рудами в Аризоне.

Различное сочетание рассмотренных выше факторов может в отдельных случаях привести к образованию ореолов, отличающихся по форме от наиболее распространенных и рассмотренных в этом параграфе. Так, Л. Н. Овчинников и другие [1973] указывают на существование прерывистых, полосчатых и оторванных от рудного тела первичных ореолов.

## Ореолы газово-жидких включений в минералах

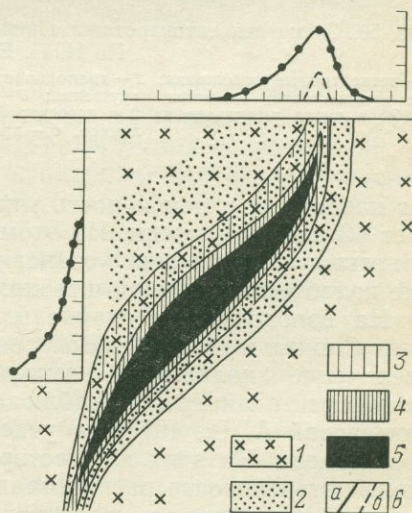
Рудообразующие гидротермальные растворы проникают от формирующихся рудных тел вверх по восстанию и в стороны во вмещающие породы, образуя сингенетические первичные ореолы пропаривания. Эти ореолы могут превосходить по размерам не только тела и ореолы видимых изменений вмещающих пород, но и первичные ореолы, образуемые элементами-индикаторами (рис. 49). В пределах ореолов пропаривания растворы могут вызвать регенерацию минералов и залечивание в них мельчайших трещин. При этом происходит самоконсервация микроскопических капелек этих растворов, которые сохраняются в виде газово-жидких включений [Ермаков Н. П., 1949]. Интенсивность воздействия раствора на минералы уменьшается по мере удаления от рудных тел, в связи с этим большое количество включений (на единицу объема) консервируется в минералах вблизи рудных тел.

Таким образом, определяя количество включений в единице объема определенных минералов, можно выявить первичные ореолы пропаривания около рудных тел на постмагматических месторождениях. Изучение ореолов пропаривания и использование их при поисках началось сравнительно недавно, но уже имеются данные о таких ореолах на различных постмагматических месторождениях.

На скарновом месторождении Чорух-Дайрон [Зленко Б. Ф., Мамонтов Б. В., 1973] максимальные температуры декрепитации (до 600° С) отмечаются на оруденелых участках, в стороны от которых наблюдается падение температур. Применение декрепитометрических исследований на этом рудном поле позволяет отличать первичные геохимические аномалии, выявленные при опробовании поверхности палеозойского фундамента от вторичных, а также от зон пострудных метасоматитов (температурные максимумы до 400° С), не несущих промышленного оруденения.

Рис. 49. Принципиальная схема распространения первичных ореолов вокруг скрытых рудных тел. По Н. П. Ермакову.

1 — гранитоиды; 2 — ореол пропаривания с газово-жидкими включениями; 3 — ореол элементов-индикаторов; 4 — ореол видимых изменений пород; 5 — рудное тело; 6 — кривые микровзрывов (а) и микроэлементов (б)



Проведение декрепитационного каротажа на скарново-грейзеновом месторождении [Алексеев В. Н., Коломенский Г. Ю., 1976] позволяет выявить ореол пропаривания на расстоянии 15—20 м от метасоматических флюоритовых залежей. Выявляемые ореолы довольно контрастны: фоновое значение декрепитационной активности безрудных известняков равно 2 взрывам на

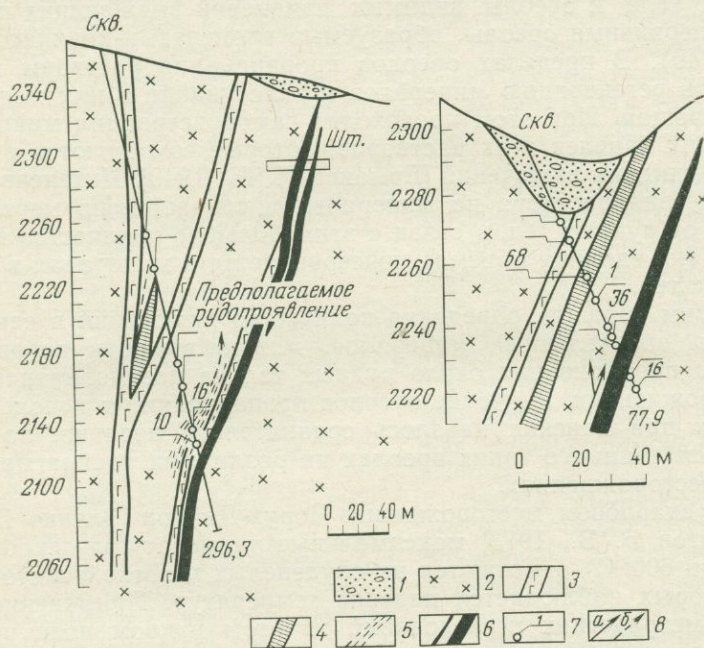


Рис. 50. Схема декрептокаротажа свинцово-цинкового месторождения Кенкол. По Н. П. Ермакову.

1 — четвертичные отложения; 2 — гранодиориты; 3 — дайки гранит-порфиров; 4 — вскрытое рудное тело; 5 — зоны нарушения; 6 — скрытые рудные тела; 7 — место отбора пробы и число импульсов на 2 г навески; 8 — направление пропаривания: а — установленное, б — предполагаемое

2 г навески, а интенсивность микровзрывов рудных проб достигает 60 на 2 г навески. На этом же месторождении для редкометального оруденения установлено пространственное совпадение палеотемпературной и геохимической зональности.

На золоторудных скарновых и альбититовых месторождениях Сибири и Дальнего Востока скачкообразное (в 10—70 раз) увеличение количества импульсов взрывов газовой-жидких включений в минералах наблюдалось [Коробейников А. Ф., Мацишевский А. В., 1973] на участках пересечения рудных столбов и гнезд. На этих же месторождениях установлено соответствие интенсивности распространения газовой-жидких включений содержанию золота и его спутников. Все это позволило исследовать

дователям сделать вывод о целесообразности использования ореолов газово-жидких включений при поисках и разведке од-  
нотипных месторождений.

Хорошо фиксируются ореолы газово-жидких включений около гидротермальных месторождений легколетучих элементов.

Так, исследования В. Ф. Корнилова и Н. И. Мязя [1973] показали, что при залегании ртутных тел в карбонатных отложениях в зоне шириной до 15—20 м отмечается повышенная декрепитационная активность (35—400 импульсов), значительно превышающая фоновую (0—25 импульсов). Ореолы газово-жидких включений наблюдаются, по данным Н. П. Ермакова около флюоритовых тел в гранитах и песчаниках, причем размеры ореолов зависят от мощности рудных тел. Так, при мощности тела 20 см ореол прослеживается в гранитах на расстоянии 10—15 м, при мощности до 50 см — на 35—45 м. Исследованиями Н. П. Ермакова (1968) были выявлены ореолы пропаривания на расстоянии до 50 м от гидротермального полиметаллического тела в гранитах (рис. 50). По мере приближения к гидротермальным висмутовым телам возрастает декрепитационная активность вмещающих известняков на висмутовом месторождении [Лосев Н. А., Ляшенко Г. А., 1973].

Широкое применение декрепитометрические исследования могут найти при поисках стратифицированных месторождений. Так, изучение состава включений (жидких или газово-жидких) может помочь в изучении происхождений (осадочные или гидротермальные) ореолов и руд. Первое применение декрепитометрических исследований на ряде стратифицированных полиметаллических месторождений Каратау и Джунгарского Алатау позволило В. А. Алексеенко по наличию ореолов гидротермального пропаривания отличать малоперспективные первичные осадочные геохимические ореолы свинца и цинка от гидротермально наложенных, связанных с промышленным переотложением руд. В отдельных случаях ореолы гидротермального пропаривания полностью окружают гидротермальные тела (рис. 51). Такие ореолы могут использоваться не только для поисков

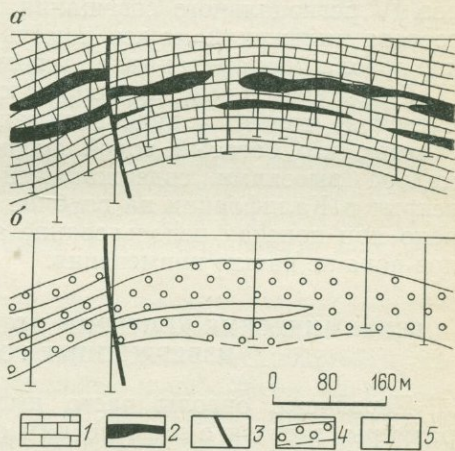


Рис. 51. Разрез (а) и ореол пропаривания (б) около рудных тел.

1 — вмещающие карбонатные породы; 2 — рудные тела; 3 — разрывное нарушение; 4 — ореол пропаривания; 5 — разведочные скважины

отдельных рудных тел, но и для контроля пересечения скважинами и горными выработками перспективных зон. Так, по данным, приведенным на рис. 51, видно, что скважина закрыта до полного пересечения перспективного, гидротермального пропаренного горизонта.

Газово-жидкие включения, являясь в определенной мере за консервированными гидротермами, содержат повышенное содержание ряда элементов, ассоциации которых меняются в зависимости от типа месторождений и состава руд (Тезисы докладов IV регионального совещания, 1973 г.). Детальное изучение состава включений может помочь определить не только наличие ореола пропаривания, но и возможный состав руд.

Гидротермальные рудообразующие растворы могут сохраняться не только в виде включений. Так, Б. Мейсон [1971 г.] считает, что богатый водой флюидный остаток магмы с аномально высокими содержаниями K, Li, As, Bi, Pb, Sb был вскрыт в Калифорнии на глубине 5000 футов при бурении. Однако при поисках использование аналогичных первичных ореолов пока не нашло применения.

### **ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД**

Первичные ореолы часто имеют сравнительно небольшие размеры, в связи с этим по ним обычно ведутся поиски не новых месторождений, а новых рудных тел в пределах известных месторождений или рудных полей. Применение геохимических методов при поисках рудных месторождений особенно по первичным ореолам можно значительно расширить, если предварительно выделять потенциально рудоносные интрузивные массивы. Выделение интрузивных рудоносных массивов важно при поисках собственно магматических, скарновых, грейзеновых и гидротермальных месторождений. Определение на первых этапах геохимических исследований потенциальной рудоносности изверженных горных пород, развитых в изучаемом районе, позволит при уменьшении объема опробования (а следовательно, за более короткий срок и с меньшими затратами) добиться значительного поискового эффекта. В связи с этим рассмотрим некоторые геохимические особенности изверженных пород, генетически связанных с месторождениями полезных ископаемых.

В рудоносных интрузиях на определенных стадиях их развития происходит концентрация рудных элементов. В одних случаях еще магматические расплавы могли иметь повышенные содержания группы элементов, в других — повышение концентрации элементов связано с процессами кристаллизации, или с взаимодействием расплава с вмещающими породами. Избыток определенных элементов, возникший при раскристаллизации массива, может привести к частичному вхождению этих

элементов в виде изоморфной примеси в минералы, образующиеся при кристаллизации магматического расплава. При этом особое значение для геохимических поисков имеют элементы, способные изоморфно входить в состав силикатов (Fe, Mg, Mn, Cr, Al, Li, Hf, Pb и т. д.), так как отбор в мономинеральные пробы основных порообразующих минералов технически прост и дешев. Однако «избыточные элементы» могут изоморфно входить не только в состав силикатов, но и в кристаллические решетки рудных и аксессуарных минералов. Это намного расширяет число элементов (практически почти всех), способных изоморфно войти в минералы, образующиеся при раскристаллизации магматических расплавов. Изоморфному замещению в рассматриваемом случае способствуют высокие температура и давление, характерные для магматических процессов.

Часть элементов может войти в состав кристаллизующихся минералов и в виде механической примеси, отражающей состав исходного субстрата. И, конечно, элементы, находящиеся в расплаве в повышенном содержании, могут образовать собственные минеральные виды.

При концентрации элементов после раскристаллизации значительной части интрузива возможность изоморфного вхождения элементов становится несколько меньше, хотя элементы, находящиеся в повышенном содержании в субстрате, могут входить в решетки не только вновь образующихся минералов, но и ранее образовавшихся. Этому способствует появившаяся при раскристаллизации трещиноватость пород, позволяющая взаимодействовать остаточному субстрату (расплав, флюид, раствор) с минералами. Однако гораздо большее значение для геохимической специализации массива в рассматриваемом случае имеет образование «избыточными элементами» собственных минералов, распределению которых в уже раскристаллизовавшихся породах способствует трещиноватость остывающего массива.

Особо следует отметить, что процесс концентрации рудных элементов связан с изменением (как с увеличением, так и с уменьшением) содержаний и ряда других элементов. Эти элементы, являясь косвенными индикаторами, также могут и изоморфно, и в виде механических примесей входить в состав минералов и образовывать собственные минералы. Таким образом, изменение содержаний косвенных элементов-индикаторов или в целом в породе, или в отдельных минералах может свидетельствовать о рудоносности массива.

В последнее время появились данные о «мобилизующей» роли изверженных пород, практически не приносящих руды, но вызывающих концентрацию ранее рассеянных во вмещающих породах рудных элементов [Алексеев В. А., Дубовский А. Г., 1971]. Роль таких интрузий в формировании группы стратифицированных полиметаллических месторождений довольно велика,

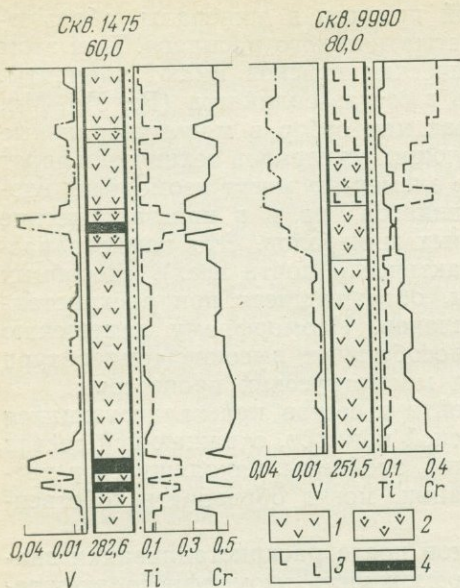


Рис. 52. Распределение элементов индикаторов в Капитановском (гипербазитовая формация) скв. 1475 и Кашеноватовском (габбро-перидотитовая формация) скв. 9990 массивах. По А. Я. Каневскому. 1 — дуниты; 2 — пироксениты; 3 — основные породы; 4 — хромитовые тела

однако данных об «особой» геохимической специализации «мобилизующих» интрузий нет.

А. Я. Каневский [1973], по данным опробования 14 массивов (из них 4 рудных), установил геохимические критерии для выделения хромитоносных гипербазитов в Среднем Побужье. Основные породообразующие минералы в рудоносных породах отличаются пониженным содержанием железа. Так, содержание железа в оливине из рудоносных пород достигает 11%, а из безрудных — 13%, содержание железа в бронзите из рудоносных гипербазитов 13—14%, а из безрудных — 17%. Особенности распределения железа в оливине и бронзите сказались и на его общем распределении в породе, в связи с чем рудоносные гипербазиты отличаются пониженной железистостью. Существенно различно распределение в рудоносных и безрудных породах титана, ванадия, хрома (рис. 52). Особо следует отметить, что основная часть рассматриваемых элементов не образует первичных ореолов над рудными телами.

По данным химических анализов биотита появилась возможность [Шермет Е. М., Гормашева Г. С., Легейдо В. А., 1973] выделить в Западном Забайкалье гранитоиды, к которым приурочены молибденово-вольфрамовые месторождения (табл. 20).

Как видно из приведенной таблицы, наиболее достоверные данные о рудоносности гранитоидов можно получить по содержанию в биотите фтора, а используя результаты определения олова и цинка можно решить вопрос о рудоносности комплекса, но не всегда однозначно. Все три рассматриваемых элемента являются косвенными индикаторами. Из них фтор входит в состав биотита  $K(Mg, Fe)[Si_3AlO_{10}] \cdot [OH, F]$ , цинк может изоморфно замещать железо, а олово, вероятно, находится в виде механической примеси.

Гораздо чаще для выделения рудоносных изверженных пород можно использовать прямые элементы-индикаторы, осо-

бенно такие, как олово, свинец, уран. Так, оловоносные интрузии в Центральном и Восточном Забайкалье [Крылова В. В., 1972] отличаются повышенным содержанием олова (в 3,7 раза выше кларка), а также мышьяка (в 23—87 раз) и висмута (в 50—100 раз). Аналогичная картина наблюдается в юго-восточной Азии, где, по данным В. Голубинова (1937 г.), магматические породы оловоносных полей содержат в 2,5—60 раз больше олова, чем изверженные.

Выделяя оловоносные породы (как правило, гранитоиды), необходимо учитывать геохимические особенности олова, кото-

Таблица 20

Результаты химического анализа биотитов гранитоидов  
Гурджирского интрузивного комплекса. По данным  
Е. М. Шермет, Г. С. Гормашевой, В. А. Легейдо [1973]

Массив	Число проб	Фтор, %		Олово, г/т		Цинк, г/т	
		$\bar{x}$	Интервал колебаний	$\bar{x}$	Интервал колебаний	$\bar{x}$	Интервал колебаний
Нерудоносные массивы							
Хамничадайский	4	3,7	3,5—3,8	16,0	11—18	1350	1050—1600
Каменский	5	4,8	—	21,0	9—35	540	340—890
Тукулайский	5	3,4	—	15,0	5—30	950	740—1100
Рудоносные массивы							
Ореkitканский	7	2,6	—	95,0	12—235	2170	400—5000
Бом-Горхонский	31	0,9	0,2—2,2	156,0	13—360	1780	500—3500

рое в нерудоносных породах содержится не только в меньшем количестве, но и, как правило, связано с титаном, входя в его минералы. Чаще всего концентратом олова в нерудоносных интрузиях является сфен [Лукашев К. И., Лукашев В. К., 1967]. В оловоносных породах основная часть олова связана с летучими фтористыми соединениями и концентрируется во фторсодержащем биотите. В связи с этим при выделении оловоносных гранитоидов целесообразно опробовать биотит. Так, положительные результаты были получены А. Г. Аренсом и В. Р. Либенбергом [1950] при опробовании слюды из даек: вблизи оловорудных жил содержание в слюде олова превышало фоновое в 10—100 раз.

Х. Е. Хокс и Д. С. Уэбб приводят данные о повышенном содержании в биотитах рудоносных гранитов олова в 2 раза и лития в 9 раз при уменьшении содержания никеля в 3 раза.

В интрузиях, являющихся источником свинца, значительное количество этого элемента может входить в состав породообразующих минералов и, кроме того, свинец может встречаться в виде сульфида. Эти особенности поведения свинца объясня-

Таблица 21

Содержание свинца в калиевых полевых шпатах из глубинных пород, связанных со свинцовыми месторождениями. Западные штаты США (по данным В. Ф. Слоусона и В. П. Наковского)

Округ	Добыча свинца	Число проб	Pb, п.10 <sup>-4</sup> %	
			От — до	Среднее
Бингем, Юта . . . . .	Большая	22	11—26	61
Парк-Сити, Литл-Коттовунд, Юта . . . . .	»	21	10—85	47
Тинтик, Юта . . . . .	»	10	10—44	29
Робинсон, Невада . . . . .	Незначительная	25	9—37	14
Айрон-Спринг, Юта . . . . .	Отсутствует	3	12—18	15
Фоновое содержание свинца в калиевом полевом шпате . . . . .	—	—	—	25

ются его приуроченностью и к литофильным и к халькофильным элементам. Сравнительно высокое содержание свинца в кислых рудоносных породах иногда позволяет отличать их от нерудоносных по результатам анализов геохимических проб, отобранных из коренных пород. В. В. Ляхович [1974] приводит данные о значительно повышенном содержании свинца в рудоносных гранитах и кварцевых диоритах Восточного Забайкалья.

Таблица 22

Содержание урана и тория в кимберлитах Сибири. По данным Б. Г. Лутца и И. Г. Минеева [1973]

№ проб	Трубки	U, п.10 <sup>-4</sup> %	Th, п.10 <sup>-4</sup> %	Th/U.
Алмазоносные трубки				
ЛК-9	Зарница . . . . .	1,0	5,7	5,7
ЛК-8	Удачная . . . . .	1,8	5,7	3,2
ЛК-14	Айхал . . . . .	1,7	10,7	6,3
ЛК-6	Интернационал . . . . .	1,1	4,3	3,9
ЛК-16	Мир . . . . .	0,8	7,1	8,9
	Среднее для алмазоносных кимберлитов . . . . .	1,2	6,7	5,6
Неалмазоносные трубки				
ЛК-205	Великан . . . . .	3,6	30,0	8,3
ЛК-17	Обнаженная . . . . .	2,7	16,0	5,9
ЛК-37	Нина . . . . .	1,3	10,3	7,9
ЛК-29	Ленинград . . . . .	2,6	11,4	4,4
ЛК-30	Эшентей . . . . .	2,2	21,0	9,5
	Среднее для неалмазоносных кимберлитов . . . . .	2,5	17,5	7,0

Минералогические критерии оценки танталоносности гранитов. По Н. Е. Залашковой [1972]

Граниты	Рудоносность	Типоморфные акцессорные минералы	Количество слюды, %		Содержание в слюде, г/т		
			Биотит	Мусковит	Ta	Li	Sn
Биотитовые (микрокленизированные)	Бесперспективные	Сфен, ортит, магнетит	2—3	—	7±3	500±100	20±10
Материнских интрузий	Потенциально рудоносные	Ильменит, монацит, тантало-ниобаты	7—10	—	33±5	1600±150	150±50
Двуслюдяные (мусковитовые)	Потенциально рудоносные	Флюорит, рутил, анатаз (ильменит — реликты)	—	8—10	35±10	1800±400	250±50
Материнских интрузий		Тантало-ниобаты					
Мусковитовые альбитизированные и грейзенезированные куполов	Перспективные	Флюорит, тантало-ниобаты	—	8—10	75±35	3600±500	440±170

Распределение аксессуарных минералов в различных фациях гранитов. По Н. Е. Залашковой [1972]

Граниты	Рудоносность	Пределы содержаний минералов				
		1000	100—1000	10—100	1—10	1
Биотитовые	Нерудоносные	Сфен, апатит	Ильменит, ортит, циркон, магнетит	Монацит, гранат	Пирит, молибденит	Рутил, анатаз, ксенотим, сульфиды (сфалерит), тантало-ниобаты и др.
Биотитовые (порфировидные) материнских интрузий	Вольфрамоносные	Ильменит, апатит	Циркон, магнетит	Монацит, гранат	Анатаз, ксенотим, флюорит, вольфрамит	Рутил, турмалин, молибденит, тантало-ниобаты
	Танталоносные	—	Ильменит	Монацит, циркон, апатит, анатаз	Эвксенит, фергюсонит (или самарскит, колумбит), рутил	Гранат, магнетит, пирит, флюорит
Двуслюдяные материнских интрузий	Вольфрамоносные	Ильменит	Апатит, флюорит, турмалин	Циркон, монацит	Вольфрамит, касситерит, анатаз, ксенотим	Гранат, пирит, арсенопирит, молибденит, рутил
	Танталоносные	—	Флюорит, пирит	Рутил, монацит, циркон, эвксенит, анатаз	Колумбит, ильменит, ксенотим, апатит, гранат, халькопирит, турмалин	Топаз, магнетит, молибденит
Мусковитовые альбитизированные и грейзенизированные куполов и штоков	Вольфрамоносные	—	Апатит, рутил, флюорит, турмалин	Вольфрамит, анатаз, циркон, арсенопирит, гранат, касситерит	Монацит, ксенотим	Ильменит
	Танталоносные	—	Флюорит	Монацит, стрюверит (или колумбит), анатаз, циркон, апатит, топаз, пирит, ганит	Эвксенит рутил, гранат, турмалин	Пирохлор, касситерит, вольфрамит, ксенотим, ильменит

В. Ф. Слоусон и В. П. Наковский [1959] выделили рудоносные кварцевые моноциты по содержанию свинца в калиевых полевых шпатах (табл. 21).

Х. Е. Хокс и Д. С. Уэбб приводят данные о повышенном содержании урана в разновозрастных ураноносных гранитах в Передовом хребте Колорадо, в Рудных горах, в пределах Канадского щита. Содержание урана и тория значительно увеличи-

Т а б л и ц а 25

Распределение редких элементов в слюдах из гранитов различной рудоносности. По Н. Е. Залашковой [1972]

Граниты	Рудоносность	Число анализов	Содержание, г/т			
			Ta	Nb	Sn	Li
Биотиты						
Биотитовые (порфиroidные) материнских интрузий	Нерудоносные	10	7±2,8	78±28	21±13	510±91
	Вольфрамоносные	8	35±18	265±144	158±44	1266±347
	Танталоносные	25	33±6	255±40	151±56	1598±148
Двуслюдяные куполов	Танталоносные	9	48±20	253±98	375	3520±1044
Мусковиты						
Двуслюдяные материнских интрузий	Вольфрамоносные	8	30±15	121	336±152	1307±99
	Танталоносные	8	34±10	119±68	261±58	1776±385
Мусковитовые куполов	Вольфрамоносные	8	30±12	107±50	435±127	1165±93
	Танталоносные	12	75±34	147±46	442±173	3640±488

вается и в алмазоносных кимберлитах. Это позволило рекомендовать Б. Г. Лутцу и И. Г. Минееву [1973] по содержанию урана и тория производить разделение кимберлитовых трубок на «алмазоносные» и неалмазоносные (табл. 22).

Изучение танталоносных и вольфрамоносных гранитоидов Восточного Забайкалья позволило Н. Е. Залашковой [1972] установить критерии их потенциальной рудоносности. Прямые и косвенные элементы-индикаторы танталоносности и вольфрамоносности могут образовывать в гранитах собственные минералы и входить в виде примеси в породообразующие минералы. Так, вольфрамоносные граниты характеризуются ильменит-апатитовой или рутил-апатитовой ассоциацией аксессуарных минералов, а танталоносные — флюоритовой (косвенные индикаторы). Резко увеличивается в рудоносных гранитоидах и

Статистические оценки содержаний (г/т) минералов редких и рудных элементов в главных петрографических разновидностях гранитоидов

Минерал	Гранодиориты (46 проб)		Граниты биотитовые (170 проб)		Граниты миланократовые (58 проб)	
	$\bar{x} \pm \lambda$	S	$\bar{x} \pm \lambda$	S	$\bar{x} \pm \lambda$	S
Тантало-ниобаты . . . . .	0,09 ± 0,17	0,58	0,64 ± 0,61	4,04	0,38 ± 0,097	0,38
Эвксенит . . . . .	—	—	0,64 ± 0,68	4,50	0,44 ± 0,67	2,60
Колумбит . . . . .	—	—	2,25 ± 3,10	20,61	8,60 ± 6,37	24,49
Ильменорутил . . . . .	0,11 ± 0,16	0,54	1,27 ± 1,56	10,33	10,56 ± 3,45	13,29
Монацит . . . . .	2,57 ± 6,80	23,29	30,69 ± 10,34	68,62	17,60 ± 8,16	31,42
Ортит . . . . .	35,89 ± 19,59	67,69	65,24 ± 18,32	121,54	14,27 ± 8,06	31,32
Бастнезит . . . . .	0,36 ± 0,61	2,12	—	—	1,97 ± 3,52	13,71
Ксенотим . . . . .	0,02 ± 0,01	0,04	1,65 ± 0,75	4,98	3,22 ± 2,56	9,93
Циркон . . . . .	182,25 ± 58,15	201,22	115,57 ± 79,94	132,68	129,77 ± 47,54	184,73
Уранинит . . . . .	—	—	0,55 ± 0,38	2,56	1,64 ± 2,20	8,56
Торит . . . . .	3,13 ± 3,85	13,32	1,36 ± 0,81	5,39	5,25 ± 3,59	13,97
Сподумен . . . . .	4,82 ± 5,26	18,20	0,73 ± 1,01	6,70	0,90 ± 1,13	4,34
Молибденит . . . . .	0,41 ± 0,27	0,95	0,24 ± 0,09	0,62	12,11 ± 12,30	47,86
Шеелит . . . . .	0,12 ± 0,12	0,42	0,30 ± 0,22	1,44	3,06 ± 3,65	14,18
Вольфрамит . . . . .	—	—	0,31 ± 1,22	2,43	—	—
Касситерит . . . . .	0,05 ± 0,13	0,47	0,14 ± 0,14	0,95	1,47 ± 1,42	5,52

Продолжение табл. 26

Минерал	Гранодиориты (46 проб)		Граниты биотитовые (170 проб)		Граниты миланократовые (58 проб)	
	$\bar{x} \pm \lambda$	S	$\bar{x} \pm \lambda$	S	$\bar{x} \pm \lambda$	S
Сфалерит . . . . .	3,23 ± 6,23	21,66	0,20 ± 0,14	0,99	0,47 ± 0,67	2,61
Галенит . . . . .	0,12 ± 0,09	0,29	0,16 ± 0,09	0,62	0,17 ± 0,16	0,61
Арсенопирит . . . . .	0,03 ± 0,04	0,15	0,81 ± 1,34	2,66	1,24 ± 1,30	5,05
Халькопирит . . . . .	0,08 ± 0,09	0,32	0,74 ± 0,65	4,36	2,69 ± 3,61	13,89
Пирит . . . . .	39,25 ± 25,54	87,41	9,06 ± 4,34	28,81	38,46 ± 40,68	156,69
Сфен . . . . .	1769,04 ± 705,41	2414,30	312,61 ± 136,80	910,04	52,96 ± 44,34	170,79
Ильменит . . . . .	216,12 ± 131,80	485,33	360,31 ± 79,57	524,69	93,84 ± 47,71	183,77
Рутил . . . . .	4,26 ± 4,23	14,64	5,85 ± 4,01	26,65	9,95 ± 10,32	40,11
Анатаз . . . . .	0,08 ± 0,06	0,21	4,60 ± 2,04	13,53	5,52 ± 1,44	5,56
Лейкоксен . . . . .	7,83 ± 9,48	32,81	15,52 ± 10,84	71,94	18,23 ± 23,10	89,75
Магнетит . . . . .	7798,19 ± 2836,24	9707,18	1396,68 ± 403,9	2622,87	1039,09 ± 494,06	1903,10
Гематит . . . . .	187,80 ± 245,06	838,76	39,27 ± 28,21	186,55	550,55 ± 335,40	1303,22
Апатит . . . . .	884,84 ± 298,48	1032,87	447,58 ± 89,14	581,17	140,24 ± 145,19	559,26
Флюорит . . . . .	3,45 ± 2,55	8,82	77,52 ± 63,23	420,66	70,57 ± 47,61	183,63
Турмалин . . . . .	5,57 ± 4,98	17,25	262,15 ± 133,56	872,71	94,56 ± 146,08	557,74
Эпидот . . . . .	5774,03 ± 2184,96	7558,48	147,93 ± 60,42	398,41	69,73 ± 40,03	152,82
Гранат . . . . .	8,13 ± 5,35	18,31	67,25 ± 83,51	560,61	258,9 ± 251,18	967,52

содержание слюды (табл. 23). Однако еще большее различие устанавливается по аксессуарным минералам, включающим прямые элементы-индикаторы: в танталоносных гранитах увеличивается количество тантало-ниобатов (эвксенит, фергусонит, стрюверит, колумбит), а в вольфрамоносных появляется вольфрамит (табл. 24). В изученных рудоносных гранитах резко увеличивается содержание прямых (Ta, Nb) и косвенных (Sn, Li) элементов-индикаторов, входящих в виде примеси в биотиты и мусковиты (табл. 25). Установленные геохимические законо-

Таблица 27

Средние содержания (г/т) редких и рудных элементов в главнейших аксессуарных минералах гранитоидов

Элемент	Пирит	Магнетит	Турмалин	Гранат	Ортит	Циркон	Рутил	Ильменит	Сфен	Эпидот	Апатит	Флюорит	Монацит
Cu	242	76	12	18	22	31	27	36	30	35	27	14	14
Ga	10	21	92	25	12	0,4	—	4	4	11	2	1	16
Ge	—	3	36	10	10	0,4	300	1	2	2	—	1	—
Sc	—	7	35	80	60	143	47	57	10	13	2	5	15
W	—	5	—	60	—	65,6	672	63	35	6	17	—	—
Hf	67	252	30	73	59	239	1872	2081	1924	18	—	9	—
Ta	—	62	2	8	5	40	1500	262	240	—	—	—	—
Mo	27	13	9	7	37	10	183	8	82	2	13	4	—
Sn	8	25	29	24	17	54	605	99	255	30	15	2	2
Zn	275	238	175	188	10	—	40	867	500	8	—	12	32
Pb	28	24	137	—	180	112	—	3	221	32	10	1	228
Sr	—	—	45	424	46	—	84	—	2195	1034	751	300	8

мерности позволили авторам выделить и основные минералогические критерии рудоносности гранитов (см. табл. 23).

Большую работу по изучению потенциальной рудоносности гранитоидов провели В. В. Ляхович и А. А. Беус [1966 г., 1968 г.]. Исходя из того, что в рудоносных интрузиях, как правило, увеличивается содержание рудных аксессуарных минералов, В. В. Ляхович предлагает [1974] по увеличенному (по сравнению со средним) содержанию аксессуарных минералов выделять потенциально рудоносные массивы (табл. 26). А так как в аксессуарных минералах рудоносных гранитоидов содержание соответствующих рудных элементов выше среднего, своеобразными «геохимическими реперами» можно считать и средние содержания ряда элементов в аксессуарных минералах (табл. 27).

Л. В. Таусон считает, что между содержанием рудных элементов в неизменных породах и их потенциальной рудоносностью нет прямой зависимости, однако отмечается связь повышенных содержаний ряда металлов в отдельных частях интрузий с постмагматическими процессами перераспределения эле-

ментов. Указанные процессы перераспределения могут тоже считаться благоприятными факторами при оценке потенциальной рудоносности. В связи с этим увеличение степени неравномерности распределения рудных элементов в интрузии можно рассматривать при поисках как один из положительных признаков.

### **ОРЕОЛЫ ЭКЗОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Экзогенные месторождения и сопровождающие их первичные ореолы образуются при концентрации элементов мигрирующих в растворенном виде и в форме самостоятельных минеральных видов. Формирование их может происходить в открытых водных бассейнах, в потоках поверхностных вод, по трещинам в горных породах (инфильтрационные месторождения). Среди элементов, образующих первичные ореолы экзогенных месторождений, встречаются прямые и косвенные элементы-индикаторы, которые могут образовывать самостоятельные минеральные виды и входить в виде примесей в «чужие» минералы. Особо следует отметить, что одни исследователи относят ряд месторождений меди, свинца и цинка (часто с повышенными содержаниями серебра) к осадочным, тогда как другие — к телотермальным. Часто на таких месторождениях, получивших название стратифицированных, отчетливо видны следы наложенной гидротермальной деятельности. Так как количество металлов, образующих промышленные концентрации при осадочном процессе, невелико, а процесс их концентрации часто имеет специфический характер, первичные ореолы месторождений различных металлов в зависимости от особенностей миграции элементов рассматриваются отдельно.

### **Ореолы собственно осадочных месторождений**

Образование рассматриваемых ореолов происходит одновременно не только с месторождениями, но и с вмещающими их породами, а сами ореолы можно рассматривать как относительно постепенный переход от рудных тел к безрудным породам. Формирование ореолов продолжается длительное время на границе водной среды с отложившимися осадками. Причем воды представляют собой постоянно перемешивающийся раствор с содержанием рудообразующих элементов, во много раз меньшим, чем их содержание в породах. Осаждение ряда металлов при образовании месторождений и окружающих их ореолов может идти даже из ненасыщенных растворов.

Особенности формирования осадочных месторождений и сопровождающих их первичных ореолов, образующихся из растворов в водоемах, обусловили приуроченность ореолов только к рудовмещающему горизонту. Элементный и минеральный состав ореолов в общих чертах отвечает составу месторождений, а прямые элементы-индикаторы находятся в основном

в минеральной форме. Н. И. Сафронов [1963] особо отмечает, что обогащение осадочных рудных тел и их ореолов «элементами-спутниками» происходит в результате сорбции природными сорбентами, в качестве которых выступают рудные образования, так как сорбция безрудной фракции идет одинаково и в рудных телах и в безрудных породах.

Основная часть свинцово-цинковых стратифицированных месторождений приурочена к карбонатным отложениям (реже они встречаются в сланцах). Причем, рудные тела, как правило, располагаются в доломитах и доломитовых известняках. Среди рудовмещающих доломитов выделяются седиментационные и седиментационно-диагенетические разности. Их осадконакопление происходило в мелководных частях бассейна, отделенных островами и отмелями [Асаналиев У., 1964]. В связи с этим в рудовмещающих доломитах резко сокращается количество терригенного материала [Попов В. М., 1968] и в отдельных случаях его количество обратно пропорционально количеству свинца и цинка в первичном ореоле (рис. 53), что может использоваться при поисках [Алексеевко В. А., 1971]. Кроме того, рудовмещающие доломиты и доломитовые известняки обычно обогащены органическим веществом.

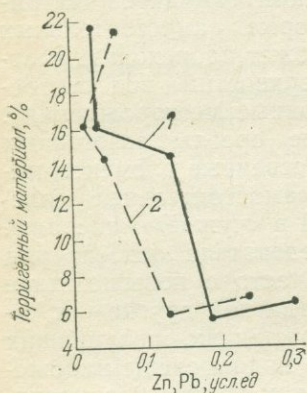


Рис. 53. Связь содержаний цинка (1) и свинца (2) в неизменных доломитах сууктубинской свиты с количеством терригенного материала (Джунгарский Алтай)

Первичные ореолы рассматриваемых месторождений можно разделить на две группы. К первой относятся региональные ореолы, захватывающие почти всю рудовмещающую толщу, к которой часто приурочена целая группа месторождений и рудопроявлений. Их образование обусловлено сравнительно постепенным изменением условий осадконакопления и химизма вод от участков, на которых происходило максимальное рудоотложение до безрудных участков. Эта особенность формирования ореолов сказалась на их морфологии: региональные ореолы получили большое площадное распространение. Так, в Джунгарском Алатау региональные ореолы в доломитах рудовмещающей сууктубинской свиты прослеживаются по простираанию на 200 км при мощности продуктивной под-свиты около 400 м. Региональные ореолы включают в себя и выделяемые Н. И. Сафроновым [1963] зоны зачаточного и незавершенного рудообразования.

Примерами региональных ореолов могут служить повышенные содержания прямых элементов-индикаторов (свинца, цинка,

серебра) в рудовмещающих доломитах Каратау [Колотухина С. Е., 1956] и Джунгарского Алатау [Алексеевко В. А., 1970], значительно превышающие не только кларки, но и местное фоновое содержание в карбонатных породах района. Прямые элементы-индикаторы образуют самостоятельные минералы (галенит, сфалерит) и входят в виде примеси в рудные минералы (серебро в галенит). Часто в доломитах рудовмещающих толщ в сотых долях процента встречается цинк, не образующий собственных минералов. Экспериментальные данные [Алексеевко В. А., Пузанкова Н. В., 1976] позволяют предполагать изоморфное вхождение цинка в кристаллическую решетку доломита. Из косвенных элементов-индикаторов, образующих региональные ореолы, следует отметить марганец, повышенное содержание которого часто характерно для рудовмещающих доломитов [Попов В. М., 1968]. Для отдельных регионов типично присутствие в рудовмещающих доломитах и особенно в сланцах повышенного содержания железа, находящегося в минеральной форме (пирит, марказит, пирротин). Для пирита часто характерно нахождение в виде глобулей.

Элементы-индикаторы в региональных ореолах распределены крайне неравномерно и их существенно повышенные содержания не всегда приурочены непосредственно к месторождениям. В связи с этим региональные ореолы стратифицированных свинцово-цинковых месторождений можно использовать в основном для выделения перспективных районов, а не отдельных месторождений.

Первичные осадочные ореолы около свинцово-цинковых месторождений, составляющие вторую группу, изучены пока сравнительно слабо. Одна из причин этого — широкое развитие вторичных эпигенетических процессов (гидротермальных и метаморфических), часто вызывающих перераспределение элементов в рудных телах и в окружающих их ореолах. Размеры рассматриваемых ореолов колеблются от первых десятков до сотен метров. Наблюдаются переходы от ореолов рудных тел к регионально повышенным содержаниям элементов-индикаторов в рудовмещающих толщах.

К прямым элементам-индикаторам, образующим рассматриваемые ореолы, относятся свинец, цинк и серебро. Свинец и цинк образуют собственные минералы (галенит и сфалерит), а серебро входит в виде примеси в галенит. Железо часто можно только условно отнести к косвенным элементам-индикаторам, так как в стратифицированных месторождениях, приуроченных к сланцам, пирит является одним из наиболее распространенных минералов в рудах и первичных ореолах.

Детальный анализ особенностей распределения элементов в рудовмещающих толщах ряда существенно осадочных стратифицированных месторождений Джунгарского Алатау, проведенный В. А. Алексеевко, показал полное отсутствие поперечной

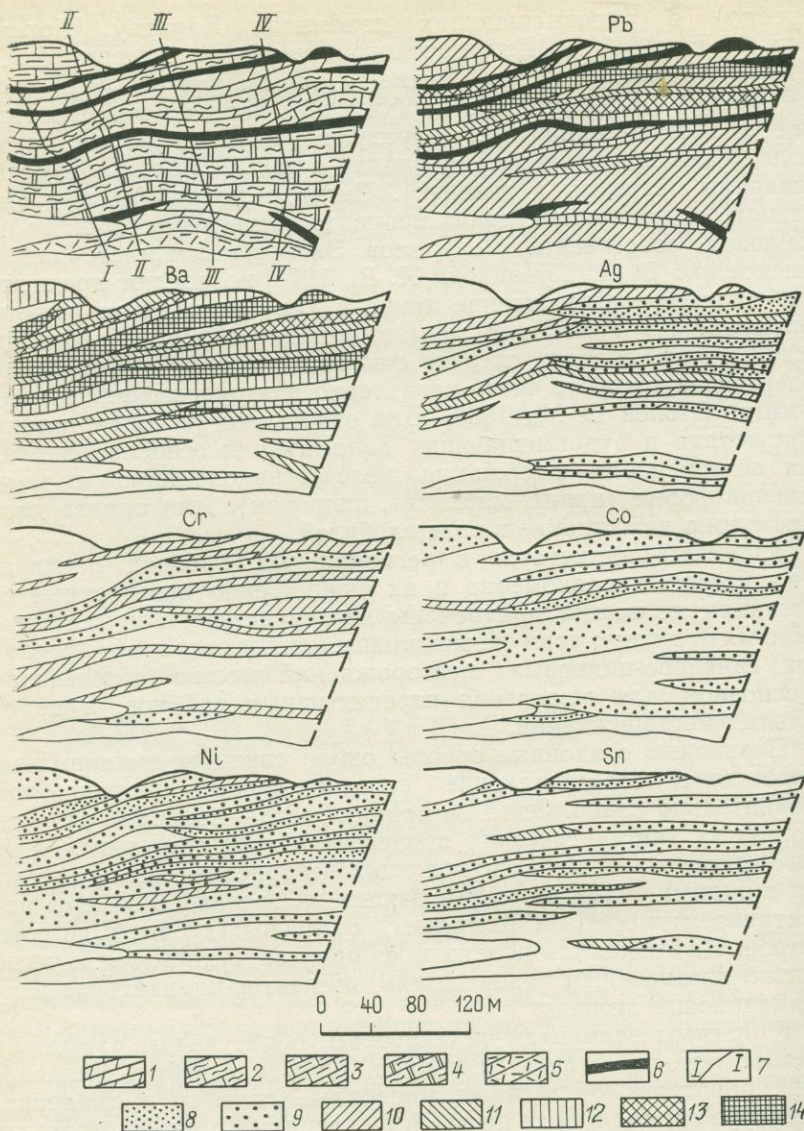


Рис. 54. Особенности распределения ряда элементов в породах на месторождении Большой Усек.

1 — доломиты; 2 — известняки углистые; 3 — известняки глинистые; 4 — известково-глинистые сланцы; 5 — порфириды; 6 — рудные тела; 7 — геохимические профили. 8—14 — пределы содержания элементов (вес. %). Для свинца и бария: 10 — 0,0051—0,01; 11 — 0,011—0,05; 12 — 0,051—0,1; 13 — 0,11—0,5; 14 — 1,0. Для хрома, кобальта, никеля, олова: 8 — 0,000051—0,0001; 9 — 0,00011—0,0005; 10 — 0,00051—0,001; 11 — 0,0011—0,005. Для серебра: 8 — 0,0000051—0,00001; 9 — 0,000011—0,00005; 10 — 0,000051—0,0001; 11 — 0,00011—0,0005

первичной зональности, характерной для гидротермальных месторождений. Однако на тех же месторождениях четко выделяются отдельные прослои рудовмещающих пород, обогащенные свинцом, барием, серебром, хромом, кобальтом, никелем, оловом (рис. 54). Их образование можно объяснить только особенностями накопления элементов в осадочной стадии.

В пределах отдельных рудных зон (слоев) общих закономерностей распределения элементов-индикаторов обычно не устанавливается, что, вероятно всего, объясняется особенностями их сорбции рудными образованиями. Это положение хорошо иллюстрируется изменением рядов вертикальной зональности на месторождениях в соседних разрезах. Так, на месторождении Большой Усек зональность меняется (сверху вниз от ряда V — Mn — Ti — Mo — Ag — Pb — Cr — Ni — Co к ряду V — Cr — Mo — Ni — Ti — Ag — Co — Mn — Ba — Pb [Алексеев В. А., Плюснин Д. Н., Хованский А. Д., 1977]. На месторождении Северное Сууктубе ряды зональности для соседних рудных тел имеют следующий вид (сверху вниз):

- тело А — Ni — Mo — Zn — Pb — Cu — Ag — Ba — Cr — Sb;
- » В — Ni — Mo — Pb — Cu — Zn — Ag — Ba — Sb;
- » В — Pb — Zn — Ni — Ba — Cu — Mo;
- » Г — Ba — Cr — Ni — Pb — Zn — Cu — Ag — Mo — Sb;
- » Д — Cr — Ba — Sb — Ni — Pb — Cu — Zn — Ag — Mo;
- » Е — Cr — Ni — Cu — Zn — Mo — Ag — Pb

Как видно из приведенных данных, для каждого рудного тела получился свой довольно резко отличающийся от соседних ряд вертикальной зональности. Причем, ни один из них не совпадает с типовым, характерным для гидротермальных месторождений. Это является одной из особенностей первичных ореолов осадочных полиметаллических месторождений.

Отличие первичных ореолов стратифицированных медных месторождений от свинцово-

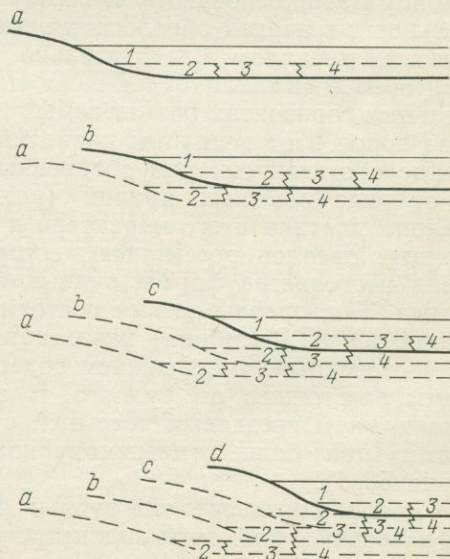


Рис. 55. Схема формирования зональности стратифицированных медных месторождений:

*a, b, c, d* — последовательное положение береговой линии. 1 — безрудная окисленная зона; 2 — зона медных сульфидов; 3 — зона медножелезных сульфидов; 4 — зона железных сульфидов

цинковых объясняется особенностями накопления медистых отложений. Меденосные толщи наиболее крупных стратифицированных месторождений типа «медистых песчаников» формировались в дельтах сравнительно больших рек аридной зоны при последовательной трансгрессии моря. Поэтому для медных месторождений не характерно развитие региональных ореолов протяженностью в сотни километров, а образование ореолов осадочных месторождений обуславливается особенностями накопления осадочных толщ в дельтах рек.

Основные элементы-индикаторы в рассматриваемых ореолах (медь, железо) образуют собственные минералы, главными из которых являются халькопирит, борнит, пирит. Для дельтовых отложений в целом в районе крупных месторождений содержание меди, по данным Ю. В. Богданова [1968], в 5—10 раз выше кларка. Размеры таких ореолов обычно не превышают первого десятка километра. Постепенное отступление моря привело к зональности сульфидного оруденения, которое хорошо видно на схемах, составленных В. Г. Гарликом [Garlick W. G., 1953] для месторождения Роан Антелоп и В. Д. Шутовым и И. П. Дружининым для Джекказгана (рис. 55).

### Ореолы россыпных месторождений

Образование россыпных месторождений и их первичных ореолов в основном связано с миграцией элементов в минеральной форме с последующей дифференциацией и осаждением минералов на механических барьерах. Распределение металлов в россыпях зависит от ряда причин, из которых, по Ю. А. Билибину [1956], основными являются особенности эрозионной деятельности в период образования россыпи и особенности питания россыпи металлом. Следовательно, распределение в рудном теле и в ореоле металла будет зависеть от его концентрации в отдельных горизонтах размываемых пород, от продолжительности фаз покоя и от величины поднятий (глубины врезаний). Появление обогащенных или обедненных участков россыпи зависит и от ряда местных причин (впадение притоков, изменение уклона плотика и его характера и т. д.). Размер и форма первичных ореолов россыпных месторождений зависят и от степени постоянства формы рудных тел и содержания в них металла. Так, ореолы весьма постоянных россыпей (по классификации Ю. А. Билибина) характеризуются большими размерами и постепенным уменьшением содержаний металлов с увеличением расстояния от рудного тела (рис. 56, а). Ореолы непостоянных и гнездовых россыпей отличаются меньшими размерами при более неравномерном распределении металлов (рис. 56, б).

В первичных ореолах рудных россыпей могут быть прямые и косвенные элементы-индикаторы. Примерами прямых инди-

каторов могут служить элементы, образующие различные рудные минералы (Au, Pt, W, Sn и др.). Косвенные элементы-индикаторы могут входить в состав рудных и нерудных минералов. Причем поисковое значение часто имеют не отдельные минералы, включающие косвенные индикаторы, а определенные ассоциации минералов. Например, повышенное содержание пироксенов и оливина не является поисковым признаком, но если

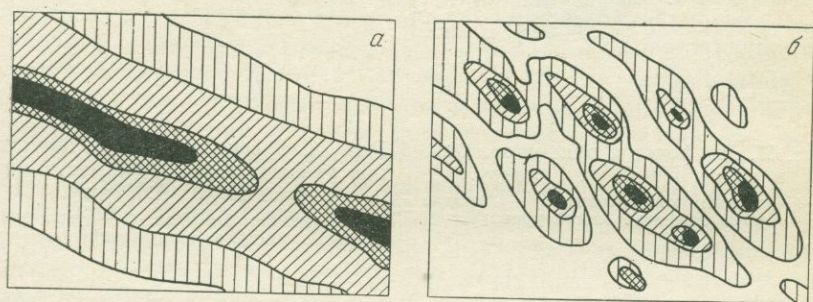


Рис. 56. Распределение металла в весьма постоянной (а) и гнездовой (б) россыпях. По Ю. А. Билибину

с этими минералами появляется хромит, то присутствие в россыпи платины становится почти обязательным. Следует отметить, что многие ассоциации минералов в ореолах россыпей могут являться поисковым признаком только для какого-то определенного района.

### Ореолы инфильтрационных месторождений

В результате отложения на геохимических барьерах веществ, переносимых вадозными водами, образуются месторождения урана, меди, ванадия, железа. Из них наибольшее значение имеют урановые, располагающиеся в песчаниках, конгломератах, углях, аргиллитах.

Осаждение урана и его постепенная концентрация происходят в основном при изменении окислительных условий на восстановительные, резко изменяющие миграционные способности урана [Евсеева Л. С., Перельман А. И., 1962]. А так как часть рудного вещества начинает отлагаться с первыми изменениями геохимических условий в районе барьера, а часть отлагается несколько дальше основной рудной зоны по направлению миграции, то инфильтрационные месторождения обычно окружены первичными ореолами с прямыми элементами-индикаторами. Ореол такого типа на урановом месторождении в угленосных отложениях рассматривается В. Н. Котляром [1970] (рис. 57). Постепенное уменьшение содержаний урана при удалении от

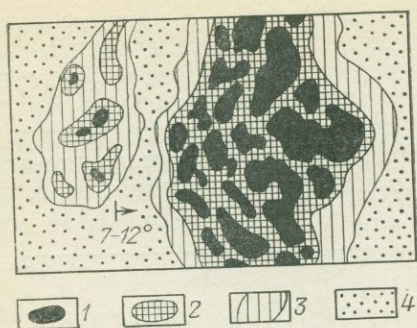


Рис. 57. Морфология рудных залежей в плане. По В. Н. Котляру.  
1-4 — рудные концентрации в порядке убывания содержания урана

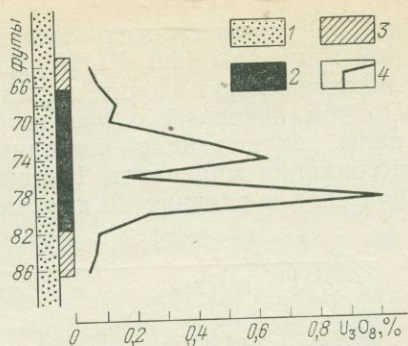


Рис. 58. График изменения содержания урана в центральной части карьера. По В. А. Мрэку.  
1 — песчаники; 2 — руда; 3 — ореол; 4 — кривая содержаний

рудного тела наблюдается и по вертикали [Вуд Б., 1973] (рис. 58).

Из косвенных элементов-индикаторов следует отметить молибден [Мрэк В. А., 1973], образующий не только ореолы, но и находящийся в повышенном содержании в рудных телах, и силен [Гершман И. Н., 1973], содержание которого в ореолах может в десятки раз превышать содержание в измененных породах. Довольно часто инфильтрационные месторождения урана приурочены к породам с повышенным содержанием гематита [Котляр В. Н., 1970], который в районе Блэк-Хилс [Гарт О. М., 1973] окаймляет отдельные залежи и исчезает в зоне, содержащей видимые минералы урана и ванадия. Так как повышенное содержание гематита вызывает общее покраснение пород, ореолы повышенных содержаний гематита могут выделяться в поле до производства анализов.

**ВТОРИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ**

Ореолы, образующиеся в результате миграции элементов по направлению от рудных тел при гипергенном разрушении месторождений полезных ископаемых, получили название вторичных ореолов рассеяния. Химические элементы могут мигрировать и находиться во вторичных ореолах в минеральной, биогенной и изоморфной формах, а также в виде растворов и газовых смесей. В зависимости от особенностей образования ореолов, способа их обнаружения и формы нахождения в них элементов среди ореолов выделяются литохимические, биогеохимические, гидрохимические, атмосферические (газовые) и шлиховые. Выявление геохимическими методами новых рудных районов, полей и месторождений ведется в основном по вторичным ореолам.

**ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ****Классификация ореолов**

Вторичным литохимическим ореолом рассеяния называется зона с аномальными содержаниями химических элементов, образовавшаяся при гипергенном разрушении месторождения, в перекрывающих его рыхлых отложениях, почвах и коренных породах. В зависимости от фазового состояния, в котором происходит рассеяние вещества месторождения, литохимические ореолы разделяются на механические и солевые.

Ореолы, формирующиеся в элювиально-делювиальных отложениях или в древней коре выветривания на месте ранее существовавших рудных тел или их первичных ореолов, получили название остаточных. Если же в контуре ореола до начала рассеяния не было первичной концентрации элементов, то такие ореолы называются наложенными.

В зависимости от положения к дневной поверхности среди вторичных ореолов выделяются открытые — выходящие на дневную поверхность, слепые — в процессе своего развития не вышедшие на дневную поверхность, и погребенные — перекрытые аллохтонным материалом. Часто слепые и погребенные ореолы объединяют, называя закрытыми. В зависимости от особенностей условий образования особо выделяются диффузионные и аккумулятивные ореолы (рис. 59). Их образование вызвано в основном миграцией растворимых солей (капиллярный подъем, диффузия, испарительная и биогенная аккумуляция)

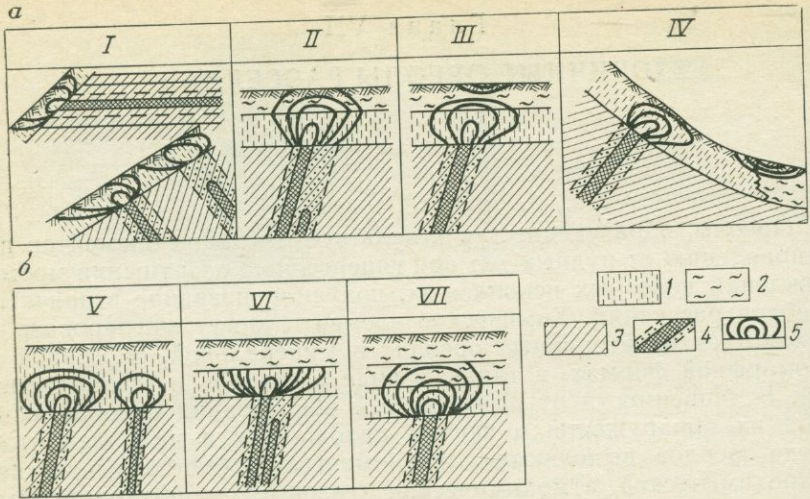


Рис. 59. Основные типы вторичных литохимических ореолов рассеяния рудных месторождений:

*a* — открытые: I — остаточные (элювиально-делювиальные), II — наложенные диффузионные, III — наложенные аккумулятивные надрудные, IV — наложенные аккумулятивные оторванные; *b* — закрытые: V — остаточные (элювиально-делювиальные) выщелоченные и предельно разубоженные, VI — остаточные погребенные, VII — наложенные погребенные.

1 — современные элювиально-делювиальные образования или древняя кора выветривания рудовмещающих пород; 2 — перекрывающие дальнеприносимые отложения; 3 — рудовмещающие породы; 4 — рудные тела и их первичные ореолы; 5 — вторичные ореолы рассеяния

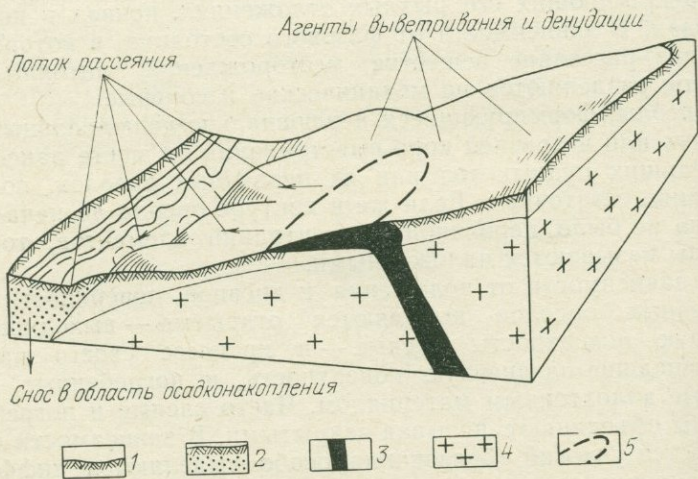


Рис. 60. Блок-диаграмма поля рассеяния. По А. П. Соловову.  
1 — элювий — делювий; 2 — аллювий; 3 — рудное тело; 4 — вмещающая порода; 5 — контур аномальных содержаний металла

в сочетании с гидратацией ионов и сорбционным закреплением. Образование аккумулятивных ореолов, представленных на рис. 59, связано с наличием геохимических барьеров.

Ко вторичным ореолам рассеяния прилегают развивающиеся на путях твердого и водного стоков области повышенных содержаний элементов-индикаторов разрушающегося месторождения. Они получили название потоков рассеяния (рис. 60). Так же как и вторичные литохимические ореолы, потоки рассеяния можно разделить по фазовому состоянию на механические и солевые, а по отношению к дневной поверхности на открытые и закрытые. Развиваются потоки рассеяния в пролювиальных и аллювиальных отложениях временной и постоянной гидросети.

Учитывая важность возрастного взаимоотношения вторичных литохимических ореолов с породами, в которых происходит рассеивание элементов, А. П. Соловов [1959] выделил сингенетические и эпигенетические ореолы. Сингенетические ореолы образуются одновременно с несущими их отложениями, а эпигенетические — позже вмещающих их пород и являются наложенными.

Отдельную группу среди вторичных ореолов рассеяния составляют ореолы, образовавшиеся в коренных породах при выветривании месторождений.

### Образование ореолов

Образование механических ореолов рассеяния связано с дроблением горных пород и руд и передвижением частиц, подвижность которых, по А. П. Соловову [1959], проявляется в трех самостоятельных видах.

1. Перемещение всей массы частиц под действием силы тяжести (пластические деформации рыхлых отложений с местными разрывами);

2. Перенос отдельных частиц с поверхности с последующим переотложением;

3. Взаимные перемещения частиц внутри толщи.

Перемещение всей массы только под действием силы тяжести не приводит к широкому образованию ореолов (особенно при сглаженных формах рельефа), а перенос частиц с поверхности определяют лишь особенности механического потока рассеяния. И только взаимное перемещение частиц внутри толщи является основой образования механических ореолов рассеяния. Наибольшая подвижность (абсолютное число перемещений) отдельных частиц характерна для участков вблизи земной поверхности, с глубиной она уменьшается. Перемещение каждой отдельной частицы по отношению к совокупности окружающих частиц — явление случайное. Однако учитывая, что в природных условиях число частиц неограниченно велико, а перемещения могут происходить в продолжительный период времени, можно

считать, что «результатом случайной подвижности отдельных частиц в каждом случае будет строго закономерно их распределение...которое и воспринимается в качестве механического ореола рудного тела» [Соловов А. П., 1959].

Миграция элементов при образовании механических ореолов происходит в минеральной форме. В минеральной форме находятся элементы-индикаторы и в ореоле. Минералы, включающие элементы-индикаторы, являются устойчивыми в зоне гипергенеза; среди них встречаются первичные и вторичные. Примерами механических ореолов могут быть ореолы самородного золота, платины, касситерита около месторождений олова, золота, платины.

Образование солевых ореолов связано с растворением минералов, слагающих рудные тела, и переносом элементов-индикаторов в виде растворов. В рассматриваемых ореолах элементы-индикаторы находятся в основном в форме растворов, причем большое количество индикаторов находится в сорбированном состоянии, что объясняется присутствием в рыхлых отложениях таких сильных сорбентов, как каолинит, монтмориллонит, гидраты окислов железа и марганца. Широкое развитие при образовании вторичных ореолов получила хемосорбция. В верхних почвенных горизонтах такие металлы, как Cu, Pb, Zn, U, Cd, Mo, могут находиться в металлоорганических соединениях. Часть металлов, являющихся элементами-индикаторами, в солевых ореолах может находиться в изоморфной форме. Так, опытами доказано, что цинк может изоморфно замещать магний в глинах рыхлых отложений [Эльгабали М. М., 1954]. Аналогичным должно быть поведение марганца и меди.

Очень часто вторичные литохимические ореолы представляют собой сочетание механических и солевых ореолов. При образовании таких ореолов неустойчивые первичные минералы постепенно переходят в устойчивые вторичные, чем и завершается механическое формирование ореолов. В процессе изменения первичных минералов могут возникать вторичные водорастворимые соединения, миграция которых протекает в солевой фазе. По данным А. П. Соловова [1959], такие сложные механические и солевые ореолы рассеяния дают сульфидные месторождения ряда цветных и редких металлов.

Образование солевых и сложных ореолов рассеяния возможно при наличии водорастворимых солей основных элементов-индикаторов и при достаточной влагонасыщенности среды, в которой происходит миграция. В природной геологической обстановке очень часто оба эти условия соблюдены.

Особо следует отметить, что металлы, попадающие при выветривании рудных тел в раствор, могут выпадать в осадок не только в рыхлых отложениях, но и в трещинах вмещающих коренных пород. Причинами осаждения элементов-индикаторов могут быть химические реакции растворов с вмещающими поро-

дами ( $ZnSO_4 + 2H_2O + CaCO_3 = ZnCO_3 + CaO_4 \cdot 2H_2O$ ); изоморфное вхождение в минералы вмещающих пород (например, цинка в доломит); распад комплексных соединений; сорбция.

По механизму образования рассматриваемые ореолы следует относить к вторичным, выделяя их в особую группу инфильтрационных ореолов. Элементы-индикаторы в инфильтрационных ореолах могут находиться в минеральной и изоморфной формах. В изоморфной форме элементы-индикаторы могут быть в минералах вмещающих пород и во вновь образующихся минералах.

### **Факторы и процессы, влияющие на образование вторичных ореолов рассеяния**

Процесс формирования и механических, и солевых ореолов довольно сложен и подвержен воздействию различных факторов, важнейшими из которых являются следующие:

- 1) геохимические и минералогические особенности руд, первичных ореолов и вмещающих их пород;
- 2) структурные особенности месторождения;
- 3) генезис и мощность рыхлого покрова; степень обнаженности участка;
- 4) климатические (палеоклиматические) условия района;
- 5) гипергенные факторы, вызывающие изменение минерального состава пород и руд (углекислота, кислород воздуха, биогенные факторы и т. д.);
- 6) под действием факторов гипергенеза идут процессы почвообразования, изменяющиеся в зависимости от климатических условий;
- 7) гидрогеологические условия;
- 8) степень разрыхленности пород и способность отдельных фракций к сорбции элементов-индикаторов;
- 9) детали геоморфологического строения участка;
- 10) наличие геохимических барьеров.

Решающее значение при формировании вторичных литохимических ореолов имеют геохимические и минералогические особенности руд, вмещающих их пород и первичных ореолов, обуславливающие определенный состав прямых и косвенных элементов-индикаторов. Поведение же различных элементов гипергенеза может быть резко отличным [Виноградов А. П., 1950], и условия, соответствующие увеличению миграционной способности одних элементов, могут значительно уменьшить эту способность других элементов [Перельман А. И., 1972]. Особенно большое влияние оказывают геохимические особенности руд на формирование солевых ореолов. В связи с этим, учитывая влияние любого из перечисленных 10 факторов на образование солевых ореолов, следует рассматривать поведение в данных условиях конкретных элементов-индикаторов, характерных для месторождений изучаемого типа.

При предварительной оценке вторичных литохимических ореолов основное внимание уделяется их размерам и содержанию элементов-индикаторов в пробах. Слабо эродированные и слепые рудные тела по этим параметрам будут выглядеть хуже, чем малоперспективные, но давно подвергающиеся выветриванию «корешки» рудных тел. Однако по геохимическим особенностям, унаследованным вторичными ореолами от рудных зон, можно судить об уровне эрозионного среза перекрытых наносами рудных тел. Как пример такого анализа можно рассмотреть исследования, проведенные Э. С. Кравченко [1975] на девяти оловорудных месторождениях Приморья. На этих месторождениях по результатам спектральных анализов 12 000 проб, отобранных из почвенных горизонтов В и С, определялся коэффициент зональности ( $K_3$ ):

$$K_3 = \frac{PA}{CB Mo}$$

Его величина при мощности рыхлого покрова до 5 м для ореолов над верхнерудными интервалами рудных тел колеблется от 1 до 50 000, и над нижнерудными от 0,01 до 1. Таким образом, данные о вертикальной зональности оруденения необходимо учитывать и при проведении поисков месторождений по вторичным ореолам.

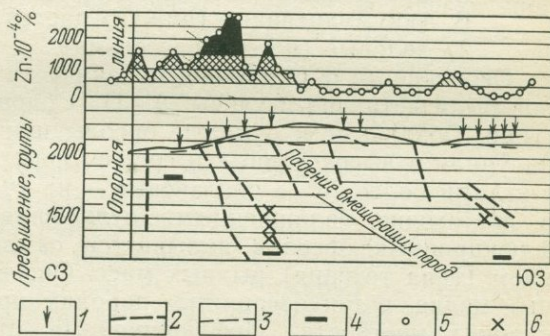
От особенностей вмещающих пород и руд, в частности от их устойчивости к агентам выветривания, во многом зависит преимущественное развитие околорудных тел солевых или механических ореолов. В условиях расчлененного рельефа от устойчивости пород зависят размеры частиц, в которых мигрируют элементы-индикаторы, слагающие механические ореолы рассеяния, и особенности строения самих ореолов. При выветривании в условиях горной тайги и тундры на склонах устойчивых пород и руд в продуктах выветривания преобладает щебенисто-глыбовый материал, часто образующий курумы, смещающиеся по склонам на расстояние более 1 км от коренного источника. Выветривание умеренно устойчивых пород приводит к образованию примерно одинакового количества щебенисто-глыбового материала и дресвы, а неустойчивых пород — к образованию дресвы и тонкозернистого материала. Процесс смещения последнего по склону близок к суффозии, а образующиеся при этом механические ореолы, залегая среди глыбового материала, обычно остаются закрытыми даже при мощности перекрывающих отложений около 1 м [Жбанов Э. Ф., 1972].

Когда склон сложен породами различной крепости (что способствует развитию курумов), устойчивость руд имеет особое значение: если минерализация связана с устойчивыми породами, а вмещающие породы неустойчивы, опробование заполнителя курумов неэффективно. С подобным явлением столкнулись исследователи в Бурятии [Ефремов Ю. Ф., Ушивный В. Ф., 1972].

Структурные особенности разрушающихся месторождений могут оказать большое влияние на особенности вторичных литохимических ореолов. Особенно велика роль разрывных нарушений, способствующих интенсивному выщелачиванию элементов-индикаторов из рудных тел и первичных ореолов. Часто над разрывными нарушениями, пересекающими «слепые» рудные зоны, образуются довольно контрастные литохимические аномалии (рис. 61). На участках с нерасчлененным рельефом при прочих равных условиях над большими рудными телами возникают большие ореолы. Иногда эти ореолы сливаются, образуя одну крупную аномалию над месторождением. В горных районах

Рис. 61. Зависимость содержания цинка в почве от геологического строения участка Остенвилл, Виргиния. По Р. Б. Фул-тону.

1 — буровые скважины; 2 — нарушения; 3 — основание рыхлых образований; 4 — кровля руды; 5 — пробы с содержанием цинка; 6 — слабая сфалеритовая минерализация



на размер аномалии большое влияние оказывает положение вытянутых рудных тел относительно склона.

Мощность рыхлого покрова и его генезис часто оказывают решающее влияние на положение вторичного ореола относительно дневной поверхности. Так, при широком развитии перекрывающих эоловых или моренно-ледниковых отложений над рудными телами образуются незначительные по размерам солевые ореолы, не достигающие дневной поверхности уже при мощности 3—5 м [Алексеенко Вал. Ап., Алексеенко В. А., 1969]. В то же время в элювиально-делювиальных образованиях при сглаженных формах рельефа формируются открытые вторичные солевые ореолы при мощности перекрывающих отложений до 40—60 м [Баранов Э. Н., Засухин Г. Н., Карпучина В. С., 1972]. Исследования, проведенные на территории Бурятии, показали, что для солифлюкционных и дефлюкционных склоновых отложений уже при мощности 1,5—3,0 м более характерны закрытые механические ореолы, хотя в этих же условиях в элювиальных и элювиально-делювиальных отложениях образуются открытые сложные ореолы [Жбанов Э. Ф., 1972]. Учитывая большую роль генетических типов перекрывающих отложений на формирование механических ореолов в условиях расчлененного рельефа, В. В. Поликарпочкин [1972] предложил следующее разделение механических ореолов:

I. Диффузионные ореолы (несмещенные).

II. Гравитационные ореолы:

- 1) обвальные, осыпные и оползневые;
- 2) дефлюкционные и диффузионно-дефлюкционные.

A. Неэродированные:

- а) закрытые или ослабленные у поверхности (средних и нижних частей склонов),
  - б) открытые (верхних частей склонов).
- Б. Эродированные (в различной степени смещенные).

III. Флювиальные ореолы :

1) делювиальные.

A. Эрозионные (верхних и средних частей склонов).

Б. Аккумулятивные (нижних частей и подножия склонов);

2) эоловые (потоки рассеяния).

Особенности образования механических диффузионных ореолов были детально изучены А. П. Солововым и рассмотрены выше. Обвальные и осыпные ореолы широкое распространение получили в высокогорных и среднегорных районах на склонах с углами более  $25^\circ$ , а оползневые — на участках с пластичными и достаточно увлажненными отложениями. Образование дефлюкционных ореолов вызывается самопроизвольным движением (типа течения) рыхлых масс. Оно возможно в увлажненных мелко- и тонкозернистых породах при небольших ( $3-5^\circ$ ) уклонах местности. Дефлюкционные отложения отличаются слоистостью, и рудным телам соответствует свой «аномальный» слой рыхлых образований, границы которого часто определяются интенсивностью диффузионных процессов. Диффузия может привести к формированию открытых ореолов рассматриваемого типа.

Образование открытых диффузионно-дефлюкционных ореолов может быть вызвано и процессами плоскостной эрозии склоновых отложений. К делювиальным В. В. Поликарпочкин относит ореолы, возникающие в результате плоскостной эрозии под действием склоновых водных потоков. В случае развития ореолов по склону они называются эрозионными, а при накоплении материала у подножия — аккумулятивными.

Степень обнаженности во многом контролирует преимущественное образование механических или солевых ореолов и при прочих равных условиях в хорошо обнаженных районах будет больше механических ореолов. Особо учитывать степень обнаженности следует в районах с широким развитием лёссовидных эоловых суглинков, крайне обедненных тяжелыми металлами. Так, в Коксу-Текелийском рудном районе Джунгарского Алатау на участках с частыми выходами коренных пород содержание свинца в эоловых суглинках больше, чем над зонами полиметаллической минерализации, перекрытыми сплошным чехлом аналогичных суглинков мощностью около 3 м. Объясняется это «загрязнением» суглинков продуктами выветривания коренных

пород, хотя и безрудных, но имеющих по сравнению с эоловыми отложениями повышенное содержание свинца.

Почвообразовательные процессы могут в определенных условиях привести к резкому снижению концентраций элементов-индикаторов во вторичных ореолах. Описываемое явление характерно для почв подзолистого типа и отмечается в Центральном Забайкалье [Шарков Ю. В., Миляев А. С., 1972], Кузнецком Алатау [Новиков Ю. А., 1972], Бурятии [Жбанов Э. Ф., 1972]. На вынос цинка в процессе почвообразования указывают Х. Е. Хокс и Х. В. Лэкин [1954], рекомендуя при поисках цинковых месторождений опробовать нижнюю часть горизонта *B* (120 см от поверхности). Однако не всегда процессы почвообразования связаны с выносом рудных элементов; в некоторых случаях они могут сопровождаться обогащением металлами отдельных горизонтов и их частей. Так, работами В. В. Берингиловой [1965 г., 1967 г.] установлено, что в условиях мерзлотно-таежных и лесостепных ландшафтов при поисках по вторичным литохимическим ореолам месторождений тантала, вольфрама и бериллия представительным является почвенный горизонт *B*, а в степных ландшафтно-геохимических условиях — горизонт *A*. Исследования, проведенные на Агятагском ртутном месторождении [Мустафабеи Ф. М., Рожкова Л. А., Ахметов А. И., 1969], показали, что повышенные содержания прямого элемента-индикатора приурочены к гумусовому горизонту. В. М. Гольдшmidt обогащение гумуса микроэлементами объяснял поглощением металлов растениями, которые, отмирая, обогащали гумус. Однако частая смена растительных ассоциаций может нарушить связь содержания элементов в гумусовом слое с нижележащими породами. Особенно большие несоответствия могут быть у металлов, образующих органические соединения и содержащихся в растениях в сравнительно больших количествах. Так, Р. Б. Фултоном [1954] установлено, что «цинк, определенный в гумусе, ни в какой степени не отображает присутствия руды на глубине».

Следует отметить, что почвообразовательные процессы оказывают большое влияние на солевые ореолы, в связи с чем у чисто механических ореолов распределение основных элементов индикаторов в вертикальном разрезе почв может практически не меняться. Примером таких ореолов могут служить ореолы на оловорудных проявлениях Витимского плоскогорья [Кузьмин И. Я., 1972].

В зоне гипергенеза изменение пород и руд происходит под действием ряда специфических факторов, среди которых И. И. Гинзбург [1957] особо выделяет действие углекислоты, кислорода воздуха, биогенных факторов. Углекислота, входящая в состав почвенного воздуха, способствует миграции ионов таких металлов, как  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ . В то же время ряд легкорастворимых сульфатных соединений под действием углекислоты пере-

ходит в труднорастворимые карбонатные. Наибольшее количество углекислоты характерно для лесных почв (0,40—1,88%); в почве целинных степей ее содержание колеблется от 0,1 до 1,2% [Гинзбург И. И., 1957]. В целом, содержание углекислоты в почвах зависит от характера произрастающей растительности.

Геохимическая роль свободного кислорода сводится к окислению химических элементов и изменению их валентностей. С окислением уменьшается ионный радиус элементов и часть элементов при этом выпадает в осадок. Так,  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  выпадает в осадок при  $\text{pH}=3$ , а  $\text{Fe}(\text{OH})_2$  остается в растворе при  $\text{pH}=5,5$ . Но если в результате окисления элемент входит в состав комплексного аниона (например,  $[\text{VO}_4]$ ), его миграционная способность может увеличиться. Таким явлением объясняется разделение железа и ванадия, входящих в решетку магнетита, при попадании минерала в зону гипергенеза.

Роль биогенных факторов в образовании вторичных литохимических ореолов довольно велика. А. П. Соловов считает, что в отдельных случаях биогенные процессы могут иметь решающее значение для формирования открытого эпигенетического ореола рассеяния, как механического, так и солевого [Соловов А. П., 1959].

В механическом рассеянии вещества очень велика роль различных роющих животных, вызывающих значительное перемешивание почв на глубину до 5—10 м. Роль этого фактора существенна в различных климатических зонах. Так, по данным В. И. Вернадского, в пределах Украинской степи встречаются участки, на которых около половины поверхности покрыто холмиками (норками сусликов). Аналогичную картину можно наблюдать в Центральном и Северном Казахстане. В отдельных районах СССР за 8—10 лет муравьями полностью переворачивается верхний слой земли мощностью около 15 см [Глинка К. Д., 1927 г.], а в Медном поясе Замбии, по данным Х. Е. Хокса и Д. С. Узбба [1964], деятельность термитов проявляется на глубину 1—2 м. На глубину до 10 м прослеживаются ходы червей. В отдельных случаях роющие животные могут вовлекать в механический ореол не только рыхлые наносы, но и коренные породы. Так, А. П. Соловов считает, что образование открытого механического ореола в Мугоджарах над рудной залежью, перекрытой морскими отложениями мелового возраста мощностью до 2 м, объясняется биогенными факторами.

Механическому рассеянию способствуют и растительные организмы. Причем велика роль не только «живой силы» корневой системы, но и процессов набухания отмерших корней. На зеленых участках механическое рассеяние увеличивается за счет вывороченных ветром деревьев, сплошные вывалы которых в тайге иногда занимают площади свыше 10 км<sup>2</sup>.

Однако основная роль растений в образовании вторичных ореолов связана не с механическими процессами, а с биогеохи-

мическими. Отдельные растения могут сравнительно быстро переводить в растворимое состояние даже элементы, находящиеся в кристаллических решетках силикатов. В целом же растения можно сравнивать с мощными насосами, перекачивающими минерализованные растворы на поверхность. После отмирания растений поглощенные ими элементы переходят в почву. Количественную характеристику этого процесса можно представить из табл. 28. Следует отметить, что частая смена растений-концентратов определенных элементов может привести к образованию в почвах ложных аномалий.

На образование солевых ореолов большое влияние оказывает щелочность среды (рН). Большинство металлов, растворяясь в кислых растворах, образуют катионы, но с повышением рН они обычно выпадают в осадок в форме гидроокисей или основных солей. С подобным явлением мы сталкиваемся при миграции растворов от сульфидных рудных тел. В щелочной среде элементы, обладающие амфотерными свойствами, могут снова перейти в растворимое состояние и образовать комплексные анионы. Указать конкретные значения величины рН, при которой происходит в природных условиях растворение или осаждение определенного элемента, невозможно, так как на этот процесс оказывают влияние многочисленные меняющиеся факторы.

При широком развитии солевых ореолов для повышения эффективности поисков следует учитывать, в виде каких соединений находятся в пробах элементы-индикаторы, что позволяет оценивать в первом приближении расстояние до рудных тел. Так, по данным Л. В. Антроповой [1975], сульфаты свинца распространены на расстоянии до 10—20 м, а карбонаты — до 100—150 м.

Роль климата в рассеянии элементов проявляется в основном в результате его влияния на режим влаги, растительность и тип формирующихся почв. Наиболее благоприятными для развития солевых ореолов являются области гумидного тропического и умеренного климата. В областях многолетней мерзлоты значительно возрастает роль процессов механического рассеяния.

При избыточном увлажнении создаются условия, способствующие образованию погребенных солевых ореолов [Соловов А. П., 1957]. Подобные условия характерны для севера европейской части СССР, где широко развиты подзолы. При преобладании испаряемости над количеством атмосферных осадков широко распространено диффузионное перемещение растворимых солей от рудных тел, а явление засоления почв еще более способствует образованию открытых солевых ореолов. Районы умеренного климата по условиям формирования солевых ореолов занимают промежуточное положение.

При литохимических поисках по вторичным ореолам в районе с широким развитием древних кор выветривания необхо-

Соотношение биомассы (Б) и ежегодной продукции живого вещества (П) в типах и семействах ландшафтов [Перельман А. И., 1968]

Тип ландшафтов	Семейства и более мелкие единицы ландшафтов	Б	П	$K = \frac{\lg \Pi}{\lg B}$
		По Л. Е. Родину и Н. И. Базилевичу, ц/га		
Тундра	Арктическая тундра . . . . .	50	10	0,59
	Кустарничковая тундра . . . . .	280	25	0,57
Таежный	Северная тайга . . . . .	1000	45	0,55
	Средняя тайга . . . . .	2600	70	0,54
	Южная тайга . . . . .	3300	85	0,55
Степи луговые Степи сухие	—	250 100	137 42	0,89 0,81
	Саванны	Саванна Ганы . . . . .	666	120
Сухая саванна Индии . . . . .		268	73	0,77
Влажные широколиственные леса умеренного пояса	Ландшафты буковых лесов	3700	130	0,59
Влажные мелколиственные леса	Ландшафты березняков . . . . .	2200	120	0,62
Влажные тропики	—	5170	325	0,68
Луговой	Травяные тугаи . . . . .	1100	765	0,95
Пустыни	Черносаксульники	538	120	0,76
	Солончаковые пустыни	16	6,1	0,66
	Полукустарничковые	43	12,2	0,65
	Эфемерово-полукустарничковые (СССР)	125	95	0,94
	Лишайниково-полукустарничковые (Сирия)	9,4	5,1	0,72
	Эфемерово-полукустарничковые (Сирия)	60	25	0,78 (0,79)
Примитивные пустыни	Такыры водорослевые . . . . .	1,1	1,1	1,0

димо учитывать и палеоклиматические условия, оказавшие влияние на особенности развития ореолов. Процесс перехода в растворимое состояние элементов из горных пород и руд описан нами ранее, поэтому рассмотрим непосредственно влияние на образование вторичных ореолов гидрогеологических условий. Растворы из зоны грунтовых вод поднимаются по капиллярам вверх. Предельная высота такого подъема в крупнозернистом песке равна 2—3,5 см, в среднезернистом — 12—35 см, в мелкозернистом — 35—120 см; в супеси — 1,2—3,5 м, в суглинке — 3,5—6,5 м, в глине — 6,5—12,0 м [Гинзбург И. И., 1957]. Скорость капиллярного подъема обратно пропорциональна концентрации раствора. Приведенные данные показывают, что особенности солевых ореолов, связанных с капиллярным подъемом, во многом будут зависеть от уровня грунтовых вод, состава покровных образований и наличия в них непроницаемых экранов. При неглубоком залегании зеркала грунтовых вод образуются открытые солевые ореолы даже в районах с избыточным увлажнением.

Смещенные аномалии в рыхлых покровах могут образовываться на участках «высачивания» подземных вод с повышенным содержанием металлов. Такая аномалия цинка описана Е. О. Чишолмом [Chisholm E. O., 1950] (рис. 62). Однако аномалии, развитые на участках «высачивания» подземных вод, могут быть и не связаны с рудными телами; их образование может обуславливаться отложением металлов на геохимическом окислительном барьере из растворов со сравнительно низкой концентрацией этих металлов. Подобные аномалии наблюдались в Северной Замбии Х. Е. Хоксом и Д. С. Уэббом [1964].

Степень разрыхленности пород во многом характеризует их проницаемость для растворов и определяет количество мелкозернистого материала, способного сорбировать металлы. Часто элементы-индикаторы и в механических и в солевых ореолах концентрируются преимущественно во фракциях определенного размера. Эта особенность зависит от ряда факторов (минеральный состав руд и пород, геоморфологические и климатические условия и т. д.) и должна учитываться при проведении поисковых работ. Группой исследователей [Белоголовов В. Ф., 1972, и др.] изучалась в условиях горного рельефа связь интенсивности аномалий различных индикаторов в зависимости от раз-

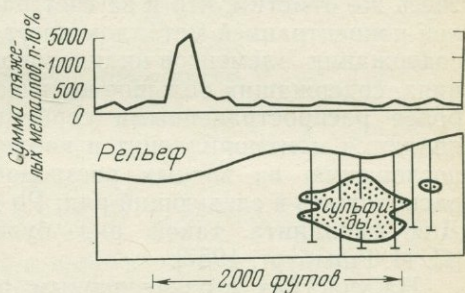


Рис. 62. Аномалия в ледниковых покровных отложениях на участке высачивания подземных вод, рудники Вангозда, Юкон.  
По Е. О. Чишолму

меров опробуемой фракции и геоморфологических особенностей. Было установлено, что в пределах рудной зоны, в приводораздельной части и в начале пологого склона (до 10°) Mo, Zn, Cu, Ag и Bi (элементы, составляющие неустойчивые к химическому выветриванию минералы) образуют более контрастные аномалии при опробовании мелкой фракции (менее 1 мм), а F, W, Sn (элементы устойчивых к химическому выветриванию минералов) — при опробовании крупной фракции. Ниже по склону все изучаемые элементы образуют более контрастные аномалии при опробовании мелкой фракции, что связано с увеличением относительной роли солевой составляющей ореолов.

Процессы сорбции молекул и ионов уже рассматривались, здесь же отметим, что и за счет растворов со сравнительно низкой концентрацией металлов могут образовываться повышенные содержания элементов-индикаторов в перекрывающих отложениях, содержащих большое количество сильных сорбентов. Наиболее распространенными сорбентами в рыхлых отложениях являются монтмориллонит и каолинит. Двухвалентные ионы по поглощению из водных растворов монтмориллонитом можно расположить в следующий ряд:  $Pb > Cu \geq Ca > Ba > Mg > Hg$ . Для каолинита такой ряд будет иметь вид  $Hg > Cu > Pb$  [И. И. Гинзбург, 1957].

На участках с расчлененным рельефом необходимо учитывать влияние геоморфологических особенностей района на образование литохимических ореолов рассеяния. Особое внимание в последние годы уделяется изучению ореолов, формирующихся на склонах. Это не случайно, так как по данным Ю. Г. Симонина [1972 г.] около 90% суши приходится на склоны. Наиболее общими для ореолов, развитых на склонах, можно считать следующие закономерности:

- 1) ореолы рудных тел, залегающих в верхних частях склонов, как правило, открытые;
- 2) ореолы рудных тел, приуроченных к средним частям склонов, или ослабленные открытые, или закрытые;
- 3) ореолы рудных тел нижних частей склонов, как правило, закрытые.

Однако даже эти наиболее общие закономерности зависят от крутизны склона и характера его поверхности. Так, на крутых выпуклых склонах за счет эрозионных процессов число открытых ореолов может значительно увеличиться.

Следует отметить, что вторичные литохимические ореолы неодинаково развиваются в различные ландшафтно-геохимических условиях и без ландшафтно-геохимического картирования часто трудно сделать правильную предварительную оценку аномалий. Так, процессы выщелачивания могут привести к ослаблению и даже исчезновению рудных аномалий [Перельман А. И., 1972]. Причем в различных ландшафтно-геохимических условиях выщелачиваются различные элементы: в лесостепях и степях

легко выщелачиваются Mo, V, Y, Zr, Cu, Be, Se (содовое выщелачивание); в тайге и тундре — Fe, Mn, Co (кислое глеевое выщелачивание) и т. д. В то же время на геохимических барьерах в результате концентрации определенных элементов [Перельман А. И., 1972] могут образоваться ложные аномалии, не связанные с рудными телами.

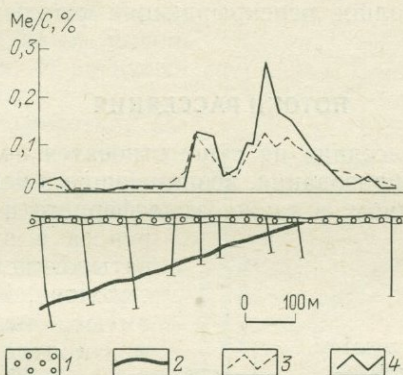


Рис. 63. Никель и медь в составе фульватно-гуматного комплекса над месторождением Восток. По Л. В. Антроповой.

1 — моренные отложения; 2 — рудное тело; 3 — медь в составе гуматов-фульватов; 4 — никель в составе гуматов-фульватов

В последние годы для увеличения эффективности литохимических поисков по вторичным ореолам стали использоваться

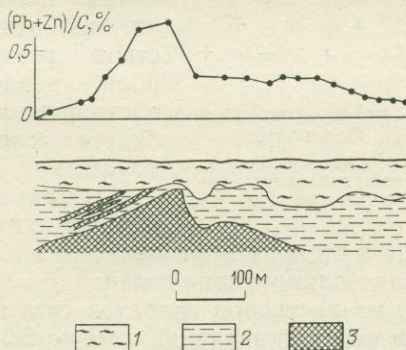


Рис. 64. Отношение  $(Pb+Zn)/C$  в составе фульватно-гуматного комплекса почв. Полиметаллическое месторождение Жайрем. По Л. В. Антроповой.

1 — глины с горизонтом гумусированных песков; 2 — осадочные породы; 3 — рудное тело

данные о содержании металлов в металлоорганических соединениях [Антропова Л. В., 1975]. По изменяющейся величине отношения содержания металла (или группы металлов) в металлоорганических соединениях к содержанию углерода выявляются аномалии над рудными телами, перекрытыми моренными отложениями мощностью свыше 10 м (рис. 63), а в отдельных случаях аномалии над полиметаллическими телами были выявлены при мощности толщи перекрывающих рыхлых отложений до 60 м (рис. 64).

### ПОТОКИ РАССЕЯНИЯ

К потокам рассеяния на суше относятся по В. В. Поликарпочкину [1975] «образования, возникающие в результате речного переноса по долинам, а также атмосферного и ледникового переноса в пространстве, охватывающем совокупность склонов». Как правило, они имеют вытянутую форму, что и отразилось в их названии. Потоки рассеяния на суше можно разделить на механические и солевые.

Наиболее важное поисковое значение имеют открытые потоки рассеяния, развивающиеся в современной гидросети горных районов. При этом в формировании потоков рассеяния активно денудированных участков резко преобладает роль твердого стока над растворимым, что определяется «следующими факторами:

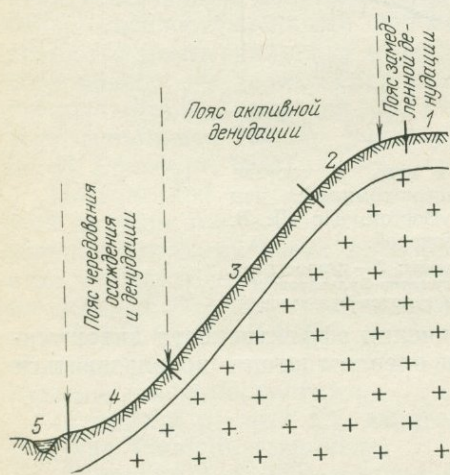


Рис. 65. Профиль и пояса денудации склона. По А. П. Соловову.

1 — плоский водораздел; 2 — выпуклый склон; 3 — плоский склон; 4 — вогнутый склон; 5 — долина

1) направленностью об-  
менных химических реак-  
ций в водной среде в сторону образования наиболее труднорастворимых и слабодиссоциирующих солей;

2) выпадением из растворов гидратов окислов большинства тяжелых металлов уже при значениях рН до 5,5, в то время как воды ручьев и рек горных районов обычно имеют рН=7;

3) сорбцией катионов металлов минеральными и органическими коллоидами тонкодисперсных илесто-глинистых фракций аллювия» [Соловов А. П., 1959].

Солевые потоки рассеяния, как правило, оторваны на значительное расстояние от рудного выхода и его ореола, так началом

солевого потока является место разгрузки источников грунтовых вод в поверхностные водотоки, пространственно не совпадающие в большинстве случаев с рудными телами [Квашевская Н. В., 1957] и их ореолами.

Взаимоотношения ореола и механического потока рассеяния во многом определяются морфологией склонов, в пределах которых по А. П. Соловову можно выделить следующие участки (рис. 65): 1) плоский водораздел, 2) выпуклый склон, 3) плоский склон, 4) вогнутый склон, 5) долина.

Размеры этих участков зависят от размера склона в целом и от поперечного профиля долины, т. е. от стадий ее развития.

В пределах первых трех участков на поверхности существенного отложения переносимого материала не происходит, так как количество стекающего материала непрерывно возрастает от водораздела к подножию склона при постоянной или увеличивающейся скорости. Уменьшение скорости поверхностного стекания замедляется при переходе к вогнутой части склона, где и начинается осаждение части переносимого материала. Однако при ливневых осадках может начаться денудация и вогнутого склона.

Этими особенностями объясняется пространственная разобщенность, ореола и потока рассеяния, наблюдающаяся в большинстве случаев на плоских и выпуклых склонах (рис. 66). На вогнутых склонах обычно потоки рассеяния примыкают к ореолам, определяя меру их асимметрии (рис. 67).

Особо следует отметить, что максимальные содержания металла в аллювии примерно совпадают с центральной частью долины и часто связаны с фракцией определенного размера. Приуроченность элементов-индикаторов к определенным фракциям обуславливается целым рядом факторов, важнейшие из которых следующие:

- 1) минералого-геохимические особенности руд и их ореолов;
- 2) форма миграции элементов-индикаторов;
- 3) геоморфологические особенности участка;
- 4) особенности долинных отложений участка.

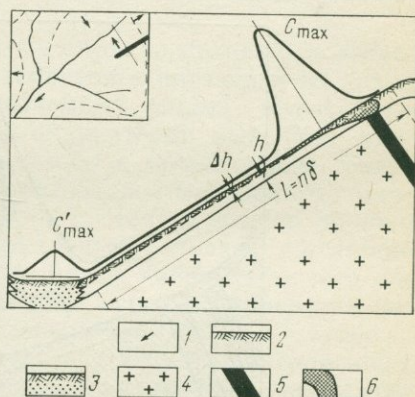


Рис. 66. Взаимоотношение ореола и потока рассеяния при плоском склоне долины. По А. П. Соловову.

1 — направление гидротoka; 2 — элювий-делювий; 3 — аллювий; 4 — коренные породы; 5 — рудные тела; 6 — ореол рассеяния

Различной комбинацией этих факторов и объясняется приуроченность групп элементов-индикаторов к определенным фракциям. По данным А. П. Соловова, такие индикаторы, как Pb, Zn, Cu, Ni, Sb, Mo, Mn, концентрируются в тонкодисперсной фракции. Но в ландшафтно-геохимических условиях горно-таежных районов Дальнего Востока большинства рудных элементов (в том числе Sn, Pb, As, Au) имеют максимальное содержание в песчаной фракции, и только медь является единственным эле-

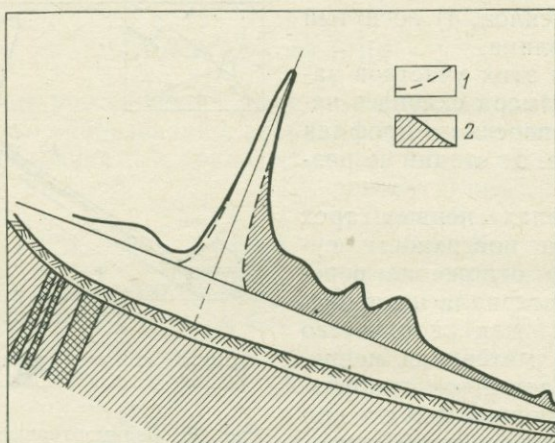


Рис. 67. Асимметричный ореол на вогнутом склоне.  
По О. А. Савадскому.  
1 — теоретический график ореола; 2 — площадь асимметрии графика

ментом, концентрирующимся в илистой фракции [Боголюбов А. Н., 1972].

Таким образом, при поисках потоков рассеяния в новом районе необходимо опытным путем устанавливать размер представительной фракции.

Потоки рассеяния в водных бассейнах (морях, озерах) образуются течениями. Их формирование может быть связано с разрушением в зоне прибоя месторождений и с привносом материала реками. Рассматриваемые потоки изучены к настоящему времени еще слабо, однако возрастающий интерес к освоению минеральных богатств морей позволяет считать, что роль поисков по потокам рассеяния в водных бассейнах будет возрастать.

### БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ

Поиски рудных месторождений можно проводить с помощью биологических методов, среди которых выделяются геоботанические, микробиологические и собственно биогеохимические.

## Геоботанические и микробиологические поиски

Геоботанические поиски основаны на приуроченности особых видов растений или их сообществ к участкам с повышенным содержанием элементов в коренных породах и перекрывающих их рыхлых отложениях. При проведении геоботанических поисков значительное внимание уделяется морфологическим изменениям растений и заболеваниям, проявляющимся в разнообразных морфо-физиологических и биологических особенностях [Несветайлова Н. Г., 1970].

Растения, по присутствию которых можно судить о повышении содержания определенных элементов в питающей их среде (почвах, коренных породах и подземных водах), называются растениями-индикаторами. Среди индикаторов выделяют универсальные, — связанные исключительно с повышенным содержанием какого-либо элемента в определенной минерало-геохимической обстановке, и локальные — растения, обычно широко распространенные и только в локальных условиях служащие полезными поисковыми признаками руды. Универсальные и локальные растения-индикаторы, которые использовались при поисках [Cannon H. L., 1960], приведены в табл. 29.

Для многих горных пород также существуют в определенных климатических условиях свои растения-индикаторы, используя которые, можно наносить на карты границы распространения этих пород. Так, в Иркутской области по изменению растительности четко выделяются площади, занятые траппами. Дальнейшее развитие геоботаническое картирование может получить в сочетании с фотогеологическими методами, чему в значительной мере может способствовать применение цветных аэрофотоснимков и снимков, сделанных с искусственных спутников.

Геоботаническими индикаторами могут служить и характерные изменения в особенностях развития растений, связанные с минерало-геохимическими свойствами пород и руд, над которыми эти растения произрастают. Ряд металлов, попадая в избыточном количестве в питающую среду, может вызвать у растений определенные физиологические и морфологические изменения [Cannon H. L., 1957] (табл. 30). В СССР индикаторные изменения растений с успехом использовались при поисках медно-кобальтовых руд Е. П. Захаровым [1969]. Геоботанические методы поисков по растениям-индикаторам и индикаторным изменениям могут существенно увеличить эффективность поисков руд кобальта, алюминия, бора, молибдена, урана, полиметаллов. Организационно удобно совмещать геоботанические поиски с биогеохимическими, уделяя особое внимание геоботаническим признакам при предварительной разбраковке биогеохимических аномалий.

Среди микроорганизмов, обитающих в подземных и поверхностных водах, выделяются специфические, приспособившиеся

Растения, используемые при поисках как индикаторы. По Г. Л. Кэннон [1960 г.] с добавлениями В. А. Алексенко

Элемент	Универсальный (У) или локальный (Л) индикатор	Семейство	Род и вид	Местное название	Местонахождение
Битумы	Л	Маревые	<i>Anabasis salsa</i>	—	Каспийское море
	Л	»	<i>Salsola</i> sp.	Солянка ( <i>Soltwort</i> )	»
Бор	Л	Лилейные	<i>Allium</i> sp.	Лук ( <i>Onion</i> )	Калифорния
	Л	Маревые	<i>Salsola netraria</i>	Солянка ( <i>Saltwort</i> )	СССР
	Л	»	<i>Eurotia ceratoides</i>	Эуортия, терескен ( <i>Winter fat</i> )	»
Медь	Л	Свинчатковые	<i>Limonium suffruticosum</i>	Кермек ( <i>Stative</i> )	»
	У	Гвоздичные	<i>Gypsophilla palrini</i>	Качим ( <i>Kachim</i> )	»
	Л	»	<i>Polucarpea spirostulis</i>	Гвоздика ( <i>Pink</i> )	Австралия
	У	Губоцветные	<i>Aerocephalus roberti</i>	—	Катанга
	Л	»	<i>Elsholtzia haichowensis</i>	Эльшольция ( <i>Elshotzia</i> )	Китай
	У	Мохообразные	<i>Merceya latifolia</i>	Медный мох ( <i>Copper moss</i> )	Швеция; Монтана, США
	Л	Маковые	<i>Elsholtia mexicana</i>	Калифорнийский мак, эльшольция ( <i>Calif. poppy</i> )	Аризона, США
Гипс	Л	Свинчатковые	<i>Armeria maritima</i>	Армерия ( <i>Thrift</i> )	Шотландия
	Л	Гречишные	<i>Eriogonum inflatum</i>	Эригонум ( <i>Deser trumpet</i> )	Запад США
	Л	Лоазовые	<i>Mentzelia</i> sp.	Лиатрис ( <i>Blazing star</i> )	»

Продолжение табл. 29

Элемент	Универсальный (У) или локальный (Л) индикатор	Семейство	Род и вид	Местное название	Местонахождение
Железо	Л	Березовые	<i>Betula</i> sp.	Береза ( <i>Birch</i> )	Венесуэла
	Л	Зверобойные	<i>Clusia rosea</i>	Клюзия ( <i>Copey clusia</i> )	Теннесси, США
Свинец	Л	Злаковые	<i>Erianthus giganteus</i>	Бородач	Испания
	Л	Вьюнковые	<i>Convolvulus althaeodes</i>	Вьюнок ( <i>Bindweed</i> )	Запад США
Фосфор	У	Бобовые	<i>Astragalus bisulcatus</i>	Вика ядовитая ( <i>Poison vetch</i> )	»
	У	»	<i>Astragalus racemosus</i>	То же	»
Селен	У	»	<i>Astragalus pichinatus</i>	»	»
	У	Сложноцветные	<i>Oonopsis</i> sp.	Сорняк золотой ( <i>Goldenweed</i> )	»
Селен и уран	У	Сложноцветные	<i>Aster venustus</i>	Астра деревянистая ( <i>Woody aster</i> )	Запад США
	У	Крестоцветные	<i>Stanleya</i> sp.	Слива ( <i>Princesplum</i> )	»
Серебро	У	Бобовые	<i>Astragalus patersoni</i>	Вика ядовитая ( <i>Poison vetch</i> )	»
	Л	»	<i>Astragalus preussi</i>	То же	»
Цинк	Л	»	<i>Astragalus</i> sp.	Гарбанцилло ( <i>Garban-cillo</i> )	Анды
	У	Гречишные	<i>Eriogonum ova lifoleum</i>	Эригонум ( <i>Eriogonum</i> )	Монтана, США
Кобальт и медь	У	Фиалковые	<i>Viola calaminaria</i>	Галмейная фиалка ( <i>Zink violet</i> )	Бельгия
	Л	Камнеломковые	<i>Philadelphus</i> sp.	Чубушник ( <i>Mockorange</i> )	Вашингтон, США
	Л		<i>Alissum biovulatum</i>	Бурачок двусемянной	СССР, Тува
	Л		<i>Spiraea + Cotoneaster</i>	Таволга + волчья ягода	»

к высоким концентрациям ряда элементов в водах и окружающих их породах и рудах. Такие микроорганизмы являются косвенными поисковыми признаками. Е. Е. Белякова [1962] относит к показателям рудной минерализации ряд тионовых бактерий. Бактерии вида *Thiobacillus thiooxidans* своим присутствием указывают на близость концентрированного оруденения молиб-

Т а б л и ц а 30

Физиологические и морфологические изменения растений, обусловленные токсичностью металлов [Cannon H. L., 1957]

Элемент	Признаки
Алюминий	Короткие шишковатые корни, покоробленные листья, пятнистость
Бор	Темная листва; при высокой концентрации бора более старые листья покороблены по краям; задержанные в росте, деформированные, укороченные междоузлия; ползучие формы; сильное опущение; усиленное галлообразование
Хром	Желтые листья с зелеными прожилками
Кобальт	Белые омертвевшие пятна на листьях
Медь	Омертвевшие пятна на кончиках нижних листьев; багровые стебли, хлорозные листья с зелеными прожилками; задержанные в росте корни; у некоторых видов ползучие бесплодные формы
Железо	Задержанные в росте верхушки, утолщенные корни; у водорослей — образование сильно увеличенных клеток в результате нарушения их деления
Марганец	Хлорозные листья, пораженные стебли и черешки, скрученные и сухие участки по краям листьев, деформация пластинки листа
Молибден	Задержка в росте, желто-оранжевая окраска
Никель	Белые омертвевшие пятна на листьях; безлепестные бесплодные формы
Уран	Аномальное число хромосом в ядре; плоды необычной формы; безлепестные бесплодные формы; собранные в розетку листья
Цинк	Хлорозные листья с зелеными прожилками; белые карликовые формы; омертвевшие пятна на кончиках листьев; задержанные в росте корни

Галлы — патологические новообразования на некоторых (главным образом молодых) частях растений.

дена, вольфрама и бериллия; *Th. ferrooxidans* — на редкометалльные и полиметаллические руды. На редкометалльное оруденение указывает и повышенная активность бактерий *Th. denitrificans*. При микробиологических поисках рудных месторождений следует обращать внимание и на десульфуризирующие бактерии. Широкого применения микробиологические методы поисков не получили, однако ряд исследователей (Белякова Е. Е., Резников А. А., Крамаренко Л. Е., Удодов П. А. и др.) считают, что их применение в комплексе с гидрогеохимическими методами может быть перспективным.

## Основные факторы, влияющие на химический состав растений

Собственно биогеохимические методы поисков основаны на выявлении биогеохимических аномалий, связанных с биогенной аккумуляцией химических элементов над рудными зонами и отдельными рудными телами. Для выделения биогеохимических аномалий над месторождениями необходимо знать, какие процессы и факторы кроме наличия рудных тел оказывают влияние на содержание элементов в растениях (их золе). Многочисленные опытные работы показали, что к основным факторам следует отнести:

- 1) ландшафтно-геохимические и климатические условия произрастания растений;
- 2) минералого-геохимические особенности коренных пород, над которыми произрастают растения;
- 3) вид опробуемых растений;
- 4) части опробуемых растений;
- 5) фенологическую фазу развития и возраст растения;
- 6) особенности связи между металлами в растении.

Одной из геохимических систем, входящих в состав ландшафта, является почва. Она же служит основным источником элементов, поступающих в растения. Состояния, в которых элементы находятся в почве, по доступности для растений можно классифицировать [Сатклифф Д. Ф., 1964 г.] следующим образом:

- 1) водорастворимые соли, находящиеся в почвенном растворе (наиболее доступные для растений);
- 2) малорастворимые соединения, содержащие легкообменяемые ионы (доступные для растений);
- 3) практически нерастворимые соединения с труднообменяемыми ионами (труднодоступные для растений).

Между ионами почвенного раствора, легко- и труднообменяемыми ионами устанавливается равновесие. В случае значительного поглощения растениями солей из почвенного раствора начинается десорбция обменных ионов, продолжающаяся до тех пор, пока равновесие не восстановится и обменные ионы не станут легкодоступными для растений [Сатклифф Д. Ф., 1964 г.]. При значительном недостатке определенных элементов растения могут частично извлекать их даже из «нерастворимых» соединений. Такой переход труднообмениваемых ионов, входящих в кристаллические решетки «практически нерастворимых» минералов, в доступную для растений форму происходит под воздействием органических кислот, выделяемых корнями растений.

Поглощение из почвы металлов, находящихся в труднорастворимых соединениях и в водорастворимых солях, в значительной мере зависит от щелочности среды. Эта зависимость

носит довольно сложный характер: с увеличением концентрации водородных ионов (кислая среда) уменьшается катионообменная емкость и повышается анионообменная. При этом растения хуже поглощают катионы. Кроме того, с уменьшением концентрации водородных ионов хотя и увеличивается способность растений поглощать катионы, но резко уменьшается подвижность многих металлов. В связи с этим при поисках сравнивать между собой содержания металлов в растениях можно только в случае одинаковой щелочности почв.

Поглощение элементов растениями во многом контролируется и концентрацией в почвах углекислоты. Когда углекислота фиксируется незелеными частями растений, в клетках синтезируются органические кислоты, а ионы водорода обмениваются на катионы из внешней среды. Однако при высоких концентрациях углекислота подавляет поглощение солей.

Даже незначительные сами по себе изменения щелочности почв, ее солевого баланса, содержания в ней углекислоты, количества и видового состава микроорганизмов могут в сумме оказать значительное влияние на накопление растениями металлов. Однако без специальных (часто дорогих) анализов мы такие изменения отметить не можем. В то же время по мере увеличения «суммарного эффекта» эти изменения оказывают все более сильное воздействие на растения и приводят (естественно вместе с другими факторами) к смене на отдельных площадях растительных комплексов и ассоциаций.

Таким образом, смена растительных ассоциаций является одним из признаков, указывающих на возможность изменения особенностей накопления металлов растениями. Для подтверждения этого положения в Центральном Казахстане были проведены специальные исследования, в частности, рассматривались особенности распределения ряда металлов в золе ковыля из различных растительных ассоциаций. Прочие условия произрастания (тип почв и коренных пород, мощность рыхлых образований, геоморфологические особенности участков) были одинаковыми, а отбор проб производился одновременно на разных участках (табл. 31).

Как видно из приведенных данных, игнорирование рассматриваемых факторов может привести при поисках к пропуску рудных аномалий или к выделению ложных. В то же время проведение недорогих и сравнительно простых геоботанических исследований (составление карт растительных ассоциаций) позволяет повысить эффективность биогеохимических поисков.

В состав ландшафта как геохимическая система входят и грунтовые воды. А так как в них находится подавляющее большинство элементов в легко доступной для растений форме, грунтовые воды могут оказывать существенное влияние на накопление металлов растениями. Так, в супераквальных ландшафтах содержание в растениях группы элементов может не соответст-

вывать их содержанию в коренных породах и полностью определяться составом грунтовых вод, связанным с геохимическими особенностями соседних элювиальных ландшафтов. При небольшой глубине залегания грунтовых вод аналогичная картина может наблюдаться и в элювиальных ландшафтах.

Самостоятельным биокосным телом, составляющим часть ландшафта, является кора выветривания. Ее геохимические особенности, влияющие на химический состав растений, во многом

Таблица 31

Изменения содержаний ряда металлов в золе ковыля из различных растительных ассоциаций и комплексов

Ассоциация, комплекс	Элемент	Число проб	Процент обнаружения	Содержания, %			
				фоно-вые	аномальные для проб		
					девяти коррелирующихся	двух-трех коррелирующихся	единичных
Таволго-попынно-злаковая	P	235	100	0,005	0,011	0,017	0,023
	Mo		94	0,0002	0,0005	0,0010	0,0017
	C		100	0,010	0,021	0,044	0,093
			91	0,011	0,018	0,024	0,030
	Ba		100	0,088	0,185	0,282	0,379
Кустарниково-злаковый	P	675	100	0,005	0,008	0,011	0,014
	Mo		91	0,0004	0,0011	0,0019	0,0027
	C		100	0,011	0,023	0,046	0,092
			97	0,014	0,023	0,032	0,041
	Ba		100	0,085	0,118	0,151	0,184

определяются составом материнских пород. Следовательно, содержание металлов в растениях связано через кору выветривания с минералого-геохимическими особенностями подстилающих коренных пород. Связь химического состава растений с коренными породами возможна и при отсутствии такого промежуточного звена, как кора выветривания. В Джунгарском Алатау содержание в растениях свинца, меди и других металлов над различными породами, перекрытыми приносимыми эоловыми суглинками мощностью 3—15 м, при прочих равных условиях различается в 2—3 раза [Войткевич Г. В., Алексеенко В. А., Алексеенко Вал. Ап., 1970].

Особо следует отметить, что более высокие фоновые содержания металлов в растениях над определенными породами могут не соответствовать более высоким фоновым содержаниям тех же металлов в коренных породах, над которыми эти растения произрастают. Это объясняется особенностями биологической связи между элементами в растениях.

На поглощение растениями металлов большое влияние оказывают климатические условия, важнейшими из которых являются количество выпадающих атмосферных осадков, температурный и световой режимы. Так как биогеохимические поиски проводятся в основном в летний период, когда атмосферные осадки представлены дождем, рассмотрим влияние, оказываемое дождями на химический состав растений. Во-первых, боль-

Таблица 32

Экстракция химических элементов водой из растений

Химический элемент	Относительное количество, переходящее в раствор, %	Примечания
K	20—100	Из высушенных растений больше, чем из свежих
Se	30—99	
Ni	60—96	
Cu	60—90	
F	40—84	
Co	40—83	
Mn	15—82	Из старых листьев примерно в 2 раза больше чем из молодых
Zn	34—83	
Ca	15—79	Из молодых листьев больше, чем из старых Из высушенных растений в 1,5—2 раза меньше, чем из свежих
Mo	23—80	
Li	50—80	
Rb	50—80	
Cs	50—60	
Fe	30—73	
Mg	11—71	
S	19—62	
P	6—63	
Na	26—36	
Cl	17—33	
N	6—35	
B	6—32	
Зола	13—58	

шое количество дождей приводит к увеличению обводненности почв. При этом концентрация солей в почвенных растворах уменьшается. Во-вторых, многие исследователи [Ткалич С. М., 1959] отмечают вымывание ряда элементов из живых растений дождями и выщелачивания их водой. Известны случаи, когда после дождя в растениях уменьшалось в 2—5 раз содержание таких элементов, как Co, Fe, Ni, Se, Cu [Ткалич С. М., 1959; Холодный Н. Г., 1957, и др.]. Из табл. 32 [А. Л. Ковалевский, 1969], видно, что многие элементы в той или иной степени могут вымываться из растений.

Однако следует отметить, что в засушливых районах Кара-тау после дождей в некоторых растениях содержание ряда

элементов увеличилось; причем, в отдельных случаях оно было весьма значительным. Например, в полыни над рудной зоной содержание свинца увеличилось в 4,5 раза. В ряде растений (полынь, полевая вишня) содержание свинца после дождя увеличивалось только над рудной зоной, а над безрудными породами отмечалось его выщелачивание. В других растениях (зопник, василек, брунец) после дождя повысилось содержание свинца только над безрудными участками (в 1,3—3,0 раза), а над рудными — уменьшилось в 2,5—3,5 раза.

Объяснить описанное повышение содержания металлов в растениях можно увлажнением почвы после засушливого периода и увеличением в почвенных растворах растворимых солей, накопившихся в рыхлых отложениях в предшествующий сухой период. Различая в поглощении металлов после дождя разными растениями, вероятно, объясняются их биологическими особенностями. После окончания дождя содержание элементов в растениях восстанавливается до исходного уровня в течение 2—4 дней.

С повышением температуры окружающей среды скорость поглощения растениями солей непрерывно увеличивается до максимальной. Дальнейшее повышение температуры (обычно свыше 40°С) приводит к снижению интенсивности поступления солей.

Косвенное влияние на поглощение растением солей оказывает и световой режим: в темноте поглощение постепенно прекращается.

Своеобразные ландшафтно-геохимические условия могут складываться и в пределах различных геоморфологических структур. Это своеобразие накладывает свой отпечаток на накопление растениями ряда металлов. В табл. 33 приведены данные\* о содержании в золе баялыча меди, никеля и хрома. Баялыч произрастает над одинаковыми эффузивными породами, перекрытыми рыхлыми отложениями мощностью до 5 м с одинаковым составом почв. Все пробы отбирались практически одновременно.

Как видно из приведенных данных, влияние геоморфологических структур на создание своеобразных ландшафтно-геохимических условий и в конечном счете на накопление металлов растениями настолько велико, что без его учета могут быть выделены ложные аномалии, а повышенные содержания металлов в коренных породах и почвах могут быть пропущены.

Содержание элементов в золе растений во многом зависит от биологических особенностей отдельных видов. Эта закономерность установлена давно для разных видов, произрастающих в различных климатических и ландшафтно-геохимических условиях. Выделяется даже группа растений с резко повышенными

---

\* Данные получены при проведении Вал. Ап. Алексеенко, А. Д. Хованским и С. Ф. Клевцовым биогеохимических поисков в Северном Прибалхашье.

(иногда в 100 раз) содержаниями определенных металлов. Такие растения получили название растения-концентраторы. Растения со значительно пониженным содержанием какого-либо элемента А. Л. Ковалевский [1969] предложил называть растениями-деконцентраторами. При проведении биогеохимических поисков подвергать опробованию растения-концентраторы и деконцентраторы не рекомендуется, так как первые образуют сравнительно мало контрастные аномалии под рудными телами, а низкий процент обнаруживания металлов в растениях-деконцентра-

Т а б л и ц а 33

Содержание металлов в золе баялыча, произрастающего в различных геоморфологических условиях

Геоморфологическая структура	Элемент	Закон распределения	Содержания, %			
			фо- вое	аномальное для проб		
				девя- ти корре- лирую- щихся	двух корре- лирую- щихся	еди- нич- ных
Выровненная поверх- ность . . . . .	Хром	Н	0,002	0,003	0,005	0,006
Долинообразное пони- жение . . . . .	»	Н	0,001	0,002	0,003	0,0036
Склон делювиального накопления . . . . .	Никель	Л	0,0005	0,001	0,003	0,007
Долинообразное пони- жение . . . . .	»	Н	0,0006	0,0009	0,0012	0,0015
Склон плоскостного смыва . . . . .	Медь	Н	0,007	0,009	0,011	0,013
Выровненная поверх- ность . . . . .	»	Л	0,008	0,014	0,023	0,04

торах обычно не позволяет производить математическую обработку полученных результатов анализов.

Проведение биогеохимических поисков на больших площадях показало невозможность отбора в пробы одного вида растений. А часто содержания, являющиеся для одного вида растения фоновыми, превосходят аномальные для другого. Так, в Джунгарском Алатау фоновое содержание меди в золе зверобоя выше аномального для целого ряда таких широко распространенных в районе растений, как таволга, брунец, подмаренник, змееголовник. В Центральном Казахстане фоновое содержание молибдена в золе ковыля над эффузивно-туфогенными породами выше аномального для типчака, произрастающего в аналогичных условиях. Подобные явления наблюдаются и в других районах. В связи с этим рядом исследователей было предложено при обработке результатов анализов вводить поправочные коэффициенты для «приравнивания содержаний

к эталонному растению». Проверка целесообразности введения таких коэффициентов по данным большого количества анализов (около 100 000 проб) в различных ландшафтных условиях Центрального Казахстана, Джунгарского Алатау, Каратау и Кавказа показала, что в подавляющем большинстве случаев использование коэффициентов приводит к искажению полученной информации. Это объясняется тем, что коэффициенты, рассчитанные по средним (фоновым) содержаниям, обычно не мо-

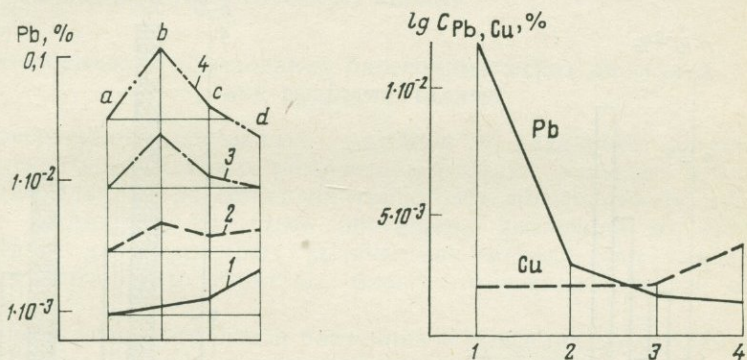


Рис. 68. Содержание свинца в золе растений, произрастающих в одинаковых экологических условиях (Джунгарский Алатау).

1 — фоновое; 2—4 — аномальное; 2 — для девяти коррелирующихся проб, 3 — для двух-трех коррелирующихся проб, 4 — для единичных проб; а — польня, б — брунец, с — талволга, д — змееголовник

Рис. 69. Содержание свинца и меди в различных частях сасыра (Каратау). По данным Вал. Ап. Алексеенко.

1 — листья; 2 — черенки листьев; 3 — плодоносящий побег; 4 — семена

гут «приравнять к эталону» одновременно и фоновое и аномальные значения содержаний (рис. 68). Следовательно, применение таких коэффициентов может привести в одних случаях к пропуску аномалий над рудными телами, а в других — к выделению ложных аномалий [Алексеенко В. А., 1973].

Содержание элементов-индикаторов в различных органах растений зависит от их морфологического строения и физиологических функций этих элементов в рассматриваемых органах. Распределение элементов может быть базипетальным (содержание уменьшается от листьев к стеблям и корням) и акропетальным (содержание уменьшается от корней к стеблям и листьям). Иногда различия между содержаниями металлов в разных органах могут быть настолько велики, что фоновое содержание для одной части растения может быть выше аномального для другой (рис. 69). Следует отметить, что применение коэффициентов, приравнивающих различные органы растений

к одному стандартному, так же как и в предыдущем случае, может исказить полученные данные.

На поглощение металлов оказывают влияние и фенологические фазы развития растений. В связи с этим при проведении биогеохимических поисков в летний период целесообразно выделять фазы бутонизации, зацветания, цветения, отцветание, образования и созревания семян. Как видно из рис. 70, содержание элементов-индикаторов даже в одном растении в различные

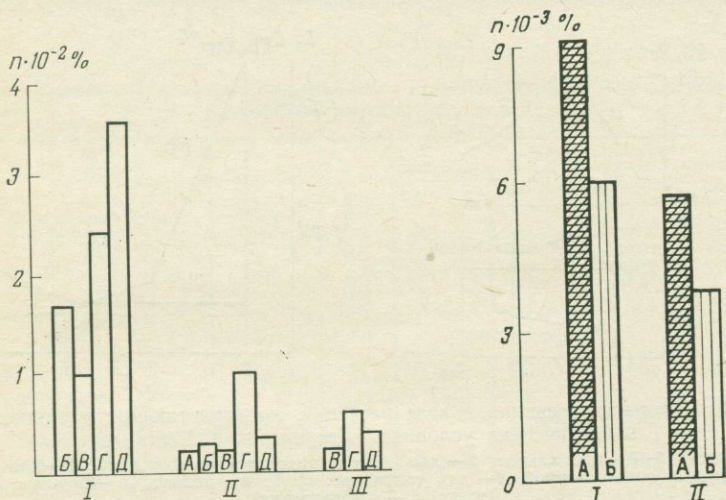


Рис. 70. Содержание свинца в васильке в различные фенологические фазы развития (Каратау).

I — над рудной зоной; II, III — над безрудным участком. Фенофазы: А — зацветание, Б — цветение, В — отцветание, Г — образование семян, Д — созревание семян

Рис. 71. Содержание свинца в степной вишне (Каратау).

I — над рудной зоной; II — над безрудным участком; А — в многолетних побегах; Б — в однолетних побегах

фенофазы может настолько отличаться, что недоучет этого фактора может привести к пропуску аномалий над рудными телами или к выделению ложных аномалий [Алексеев В. А., 1973].

В ветвях многолетних растений содержание ряда металлов (Pb, Zn, Cu, Mo и др.) изменяется с их возрастом. Особенно резкие различия наблюдаются в распространении элементов в приросте последнего года и старых ветвях (рис. 71).

Особенности накопления металлов растениями во многом зависят от закономерностей связи между этими металлами в организмах [Алексеев В. А., 1969]. Для большинства элементов, обнаруженных в растениях, определена их биологическая роль. Неся определенную биологическую нагрузку, элементы в растениях связываются между собой определенными биохимическими

закономерностями и при нормальном развитии растения находятся в определенных пропорциях. Нарушение этой связи, вызванное повышенным или резко пониженным содержанием одного из элементов или изменением геохимических условий, в которых произрастает растение, неизбежно сказывается на содержании в растении многих элементов [Султанов К. М., Алексеенко В. А., Исаев С. А., 1970]. Учет закономерностей связи между металлами в растениях необходим при проведении биогеохимических поисков и при биогеохимических исследованиях, сопровождающих геологическую съемку.

### **Особенности образования биогеохимических аномалий над рудными телами**

Повышенное содержание металлов в питающей растения среде сказывается на их химическом составе: растения в большинстве случаев не могут противостоять повышенному вхождению элементов, которыми обогащена питающая их среда. Поглощая в повышенных количествах металл над рудными телами, организмы образуют биогеохимические ореолы рассеяния.

Содержание металлов в растениях в пределах биогеохимического ореола зависит от ряда причин, к числу которых относятся и все уже перечисленные факторы. Очень большое влияние на химический состав растений оказывает содержание металлов в рудах, над которыми эти растения произрастают. Обычно увеличение содержаний металлов в рудах приводит к повышению содержаний прямых элементов-индикаторов в растениях. Так, по данным Вал. А. Алексеенко, над бедными свинцово-цинковыми рудами (содержание свинца, цинка и меди меньше 1%) в растениях содержание прямого элемента-индикатора меньше, чем над богатыми рудами (содержание свинца 3—9%, цинка около 30%), и больше, чем над безрудными породами с кларковыми содержаниями всех трех металлов (табл. 34).

Однако в отдельных случаях увеличение выше определенного предела содержаний металлов в почвах и рудах может привести к дальнейшему увеличению содержаний прямых элементов-индикаторов в ряде растений (рис. 72). Описываемое явление наблюдается в том случае, если у растения есть физиологический барьер поглощения, мешающий резко повышенному накоплению определенного элемента. Изучению влияния физиологических барьеров поглощения на образование биогеохимических ореолов рассеяния посвящены многочисленные работы А. Л. Ковалевского. Им предложено для получения наиболее контрастных аномалий опробовать при биогеохимических поисках преимущественно «безбарьерные» растения или их части, которые определяются для каждого района опытным путем.

Содержание ряда металлов (в %) в растениях, произрастающих над породами с различным содержанием свинца и цинка

Опробуемое растение	Над безрудными породами			Над бедными рудами			Над богатыми рудами		
	Pb	Cu	Mo	Pb	Cu	Mo	Pb	Cu	Mo
Вишня степная	—	—	—	4·10 <sup>-3</sup>	8·10 <sup>-3</sup>	1·10 <sup>-4</sup>	4·10 <sup>-2</sup>	7·10 <sup>-3</sup>	1,7·10 <sup>-4</sup>
Таволга	1,3·10 <sup>-3</sup>	1,4·10 <sup>-3</sup>	5·10 <sup>-4</sup>	6,9·10 <sup>-3</sup>	7,4·10 <sup>-3</sup>	1·10 <sup>-4</sup>	2,5·10 <sup>-2</sup>	6,2·10 <sup>-3</sup>	1·10 <sup>-4</sup>
Брунец	1,1·10 <sup>-3</sup>	2,3·10 <sup>-3</sup>	1,5·10 <sup>-3</sup>	6·10 <sup>-3</sup>	6,4·10 <sup>-3</sup>	Не опр.	1,3·10 <sup>-2</sup>	6,4·10 <sup>-3</sup>	Не опр.

На содержание в биогеохимических ореолах прямых элементов-индикаторов оказывает влияние не только их содержание в рудах, первичных и вторичных ореолах, над которыми произрастают растения, но и форма, нахождения элементов в среде, питающей растения. Как уже указывалось, наиболее доступны для растений элементы, находящиеся в растворах. Большое влияние на формирование ореолов оказывает и минеральная форма, причем контрастность аномалий во многом зависит от минерального состава руд. Наиболее труднодоступными для растений являются силикаты. Однако, как показали исследования Ю. Е. Саета [1972], над месторождениями боросиликатов образуются биогеохимические ореолы. Более доступны для растений сульфиды, но наиболее контрастные аномалии образуются над рудами, сложенными сульфатами и карбонатами (табл. 35).

Особенности вторичных биогеохимических ореолов во многом зависят от степени обнаженности месторождений. При интенсивной расчлененности рельефа и отсутствии сплошного почвенного покрова, обычно приводящего к усреднению крайних значений содержаний элементов в биогеохимических пробах, содержание металла в каждой пробе будет зависеть непосредственно от содержания этого металла в коренных породах [Алексеев, 1971]. В таких условиях, даже в нескольких метрах от рудного тела, над безрудными породами содержание в растениях элементов-индикаторов может не превосходить фоновое. В то же

время над участками, полностью перекрытыми рыхлыми образованиями, положение биогеохимических аномалий будет соответствовать положению вторичных литохимических ореолов, независимо от того открыты они или закрытые.

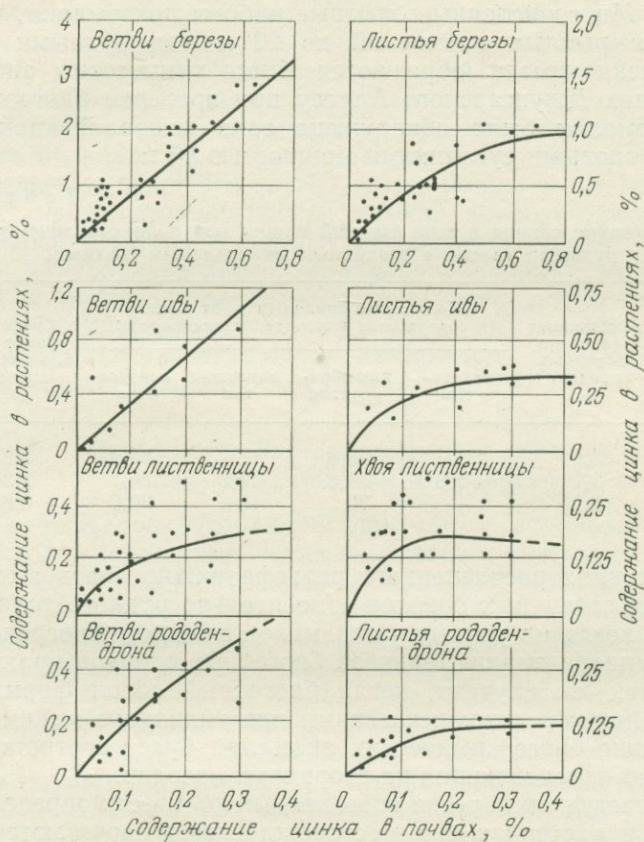


Рис. 72. Зависимость между содержанием цинка в почвах и растениях на рудном поле Озерного месторождения. По А. Л. Ковалевскому.

На необнаженных участках большое значение для поисков имеет установление мощности рыхлых отложений, при которой над рудными телами образуются биогеохимические аномалии. Однако определять «глубинность биогеохимического метода» мощностью рыхлых образований можно только в том случае, если рыхлые отложения приносные (эоловые, ледниковые), так как в остальных случаях на биогеохимический ореол оказывает

влияние расположенный над коренными породами вторичный литохимический ореол.

В каждом конкретном случае «глубинность биогеохимических поисков» будет определяться биологическими особенностями опробуемого вида растений и составом элементов-индикаторов. Многочисленные опытные работы показывают, что при мощности рыхлых отложений до 20 м над рудными телами практически всегда образуются биогеохимические аномалии. В условиях Джунгарского Алатау при проверке биогеохимической аномалии была обнаружена зона минерализации, перекрытая эоловыми суглинками мощностью 40 м.

Т а б л и ц а 35

Содержание свинца в золе степной вишни над полиметаллическими рудными телами с различным минеральным составом

Участок	Содержание свинца в коренных породах, %	Количество свинца (в % от общего содержания в породе), связанного с:				Среднее содержание свинца в биогеохимической аномалии, %
		галени- том	плюмбо- розитом	англези- том	церусси- том	
1	3,9	33	8,8	18	38,0	$5,3 \cdot 10^{-3}$
2	3,1	1,8	1,8	9,7	80,1	$2,2 \cdot 10^{-2}$
3	0,14	—	70	10	20,0	$8,6 \cdot 10^{-3}$

В условиях расчлененного рельефа важно знать амплитуду смещения вторичных ореолов относительно рудного тела. В тех случаях, когда на растения оказывает влияние непосредственно рудная минерализация, сдвигов биогенных ореолов практически нет. В тех же случаях, когда биогенный ореол формируется над вторичными литохимическими или гидрохимическими ореолами, сдвиг биогеохимических аномалий будет соответствовать смещению определяющих их вторичных ореолов.

При поступлении резко повышенных количеств определенного металла в растениях над месторождениями нарушаются ранее существовавшие закономерности связи между элементами. При этом содержание одних элементов в растениях может повыситься, а других — понизиться независимо от их содержания в коренных породах и рудах, над которыми произрастают растения. Так, исследования, проведенные в Каратау, Джунгарском Алатау и на Кавказе, показали, что над свинцово-цинковыми телами при резком повышении в растениях содержания токсичного свинца уменьшается содержание молибдена (вплоть до образования отрицательных аномалий) и незначительно меди. Причем содержание косвенных элементов-индикаторов (Mo, Cu) может уменьшаться в растениях даже при незначительном повышении содержания этих металлов в рудах [Султанов К. М. и др., 1971 г.].

Исследования, проведенные на одном из редкометальных месторождений [Алексеенко В. А., Хованский А. Д., Клевцов С. Ф., 1976], показали, что значительное увеличение содержания бериллия (в 9—140 раз) в полыни и таволге над рудными телами вызвало резкое увеличение в этих растениях окислов калия (в 1,8—6 раз) и натрия (в 5—6,4 раза). Увеличение содержаний щелочных металлов привело к значительному увеличению зольности растений (в 1,5—3,2 раза) над редкометальными рудами. Установленная закономерность позволяет по увеличению зольности до производства спектрального анализа предварительно выделять перспективные участки.

Изменение закономерностей связи между металлами в растениях над месторождениями обычно хорошо отмечается по нарушению обычных в данных ландшафтно-геохимических условиях для определенного вида корреляционных зависимостей между элементами. Таким образом, изменение величин коэффициентов корреляции между определенными элементами в пределах аномалии является одним из факторов, помогающих отличать перспективные аномалии от ложных.

### **Применение биогеохимических методов при геологическом картировании**

Уже отмечалось, что состав коренных пород оказывает влияние на содержание химических элементов в растениях. Следовательно, смена коренных пород должна вызвать изменение химического состава растений. Впервые на это обратили внимание К. Ранкама [Ranckama K., 1941], предложивший по изменению содержаний железа или марганца в золе растений определять смену коренных пород под рыхлыми отложениями, а также Г. В. Уоррен и другие [Warren, H. V., Deelavault R. E., Irish R. I., 1952], предложившие отмечать изменение состава коренных пород по появлению в золе растений «новых элементов». Совершенствование аналитических методов привело к тому, что в растениях над различными породами были определены почти все элементы. Кроме того, оказалось, что степень рассеяния элементов в биогеохимических пробах настолько велика, что по изменениям содержаний элемента в золе растения нельзя с уверенностью судить о смене состава коренных пород. Таким образом, до последнего времени определить расположение перекрытого рыхлыми отложениями контакта различных пород по данным биогеохимических исследований не удавалось.

Однако изменение ландшафтно-геохимических условий произрастания растений сказывается на закономерностях связи между элементами [Алексеенко В. А., 1969]. Следовательно, смена коренных пород, над которыми произрастают растения, должна вызвать изменение соотношений между металлами и в золе растений. Использование изменения отношения между

определенными элементами в золе растений позволило четко определить границы между разными породами, перекрытыми рыхлыми отложениями (рис. 73) в различных ландшафтных условиях Джунгарского Алатау [Алексеенко Вал. Ап., 1971] и Центрального Казахстана [Алексеенко В. А., 1970]. Выбор растений для картирования и пары коррелирующихся элементов осуществляется путем сравнения отношения фоновых содер-

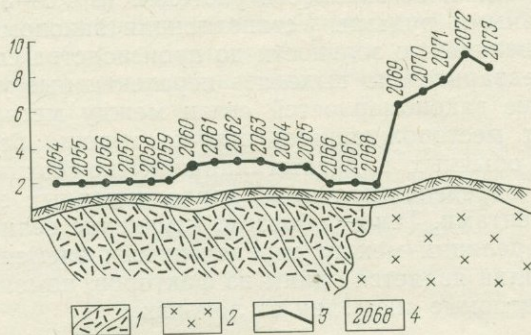


Рис. 73. Изменение отношения содержания меди к молибдену в золе таволги над различными породами.

1 — эффузивно-туфогенные породы; 2 — граниты; 3 — кривая изменения отношения; 4 — номер пробы

жаний элементов в растениях, произрастающих на участках с известными коренными породами.

Так как к разрывным нарушениям часто приурочены подземные воды зон разломов, в рыхлых отложениях над ними значительное количество металлов находится в виде водорастворимых солей, наиболее доступных для растений. В связи с этим над разрывными нарушениями обычно выявляются контрастные биогеохимические линейные аномалии. Сдвиг аномалий по отношению к разломам не превышал 40 м даже при крутизне склона до  $50^\circ$  и мощности рыхлых отложений 20—30 м [Алексеенко Вал. Ап., Алексеенко В. А., Хованский А. Д., 1977].

## ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ

Локальные участки с аномальными концентрациями элементов в подземных и поверхностных водах получили название гидрогеохимических аномалий. Обычно при гидрогеохимических поисках рудных месторождений, представляющих собой выявление рудных зон по перспективным гидрогеохимическим аномалиям, учитываются содержания в воде микрокомпонентов,

являющихся элементами-индикаторами, содержание которых в водах обычно не превышает  $10^{-2}$  вес. %, что при минерализации 1 г/л соответствует 0,1 мг/л. К микрокомпонентам относится подавляющее большинство халькофильных и сидерофильных элементов, а также небольшое количество литофильных.

Таблица 36

Наиболее часто встречающиеся содержания микрокомпонентов в пресных водах регионального фона (мкг/л). По данным П. А. Удодова и других [Методическое..., 1973]

Элемент	Воды окислительной обстановки	Воды глеевой обстановки
Литий	5—10	—
Бериллий	0,1—0,8	0,05—0,3
Бор	10—50	—
Фтор	100—500	—
Титан	1—5	0,5—40
Ванадий	0,5—2	0,5—1,5
Хром	5—10	0,1—5
Марганец	10—50	20—400
Кобальт	0,5—3	0,2—10
Никель	0,8—5	0,5—2
Медь	2—8	1—5
Цинк	5—50	2—20
Германий	0,3—0,8	—
Мышьяк	1—5	0,1—2
Селен	0,5—1	—
Бром	20—200	—
Рубидий	0,2—5	—
Стронций	5—50	3—20
Цирконий	1—10	1—5
Ниобий	0,5—2	—
Молибден	1—5	0,2—3
Серебро	0,1—0,6	0,05—0,5
Кадмий	0,1—0,5	0,05—0,5
Олово	0,1—0,5	0,1—0,5
Сурьма	1—10	0,5—5
Йод	1—10	—
Цезий	0,1—1	—
Барий	2—10	2—25
Вольфрам	0,1—0,5	—
Золото	0,02—0,1	—
Ртуть	0,5—3	—
Свинец	1—8	0,5—4
Висмут	0,05—0,5	—
Торий	0,02—0,1	—
Уран	0,3—5	0,5—3

В табл. 36 приведены содержания микрокомпонентов в пресных подземных водах, характеризующихся величиной  $pH=6,2—7,8$  и не связанных с рудными месторождениями. Как видно из табл. 36, средние содержания большинства рассмотренных элементов колеблются от  $n \cdot 10^{-6}$  до  $n \cdot 10^{-7}$  г/л, что, по мнению

П. А. Удодова и других [1973 г.], отражает предел содержаний, при котором наступает динамическое равновесие между раствором и горными породами в условиях зоны активного водообмена. Несколько повышено (по сравнению с выделенным уровнем) содержание группы литофильных элементов Na, Ca, Mg и т. д. и понижено таких элементов, как Pa, Th, Au, Bi.

В подземные и поверхностные воды континентов все элементы в основном попадают из горных пород и почв и лишь в небольшом количестве привносятся с атмосферными осадками.

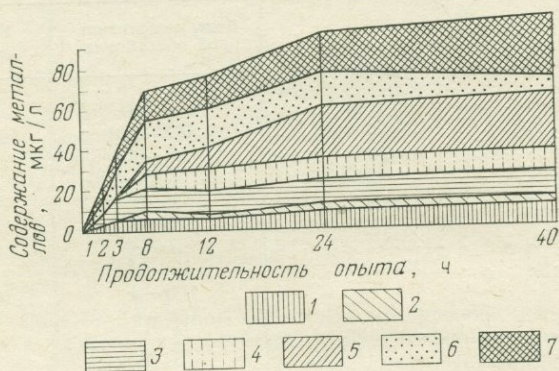


Рис. 74. Зависимость содержаний металлов в воде от времени ее соприкосновения с породой. По П. А. Удодову.

1 — медь; 2 — никель; 3 — цирконий; 4 — цинк; 5 — барий; 6 — марганец; 7 — титан

Поступление элементов из горных пород в основном контролируется не продолжительностью взаимодействия, а скоростью физического выветривания, обеспечивающего контакт вод с новыми объемами пород. Это объясняется тем, что наиболее интенсивное обогащение вод микрокомпонентами происходит в первые часы их взаимодействия с породосоставляющими силикатами, окислами и алюмосиликатами, которые в дальнейшем покрываются защитной пленкой, препятствующей их взаимодействию с водой (рис. 74). Влияние почв на микрокомпонентный состав вод изучено слабо. Однако в отдельных случаях, например, при формировании болотных вод, их роль становится решающей. В целом поступление микрокомпонентов из коренных горных пород и почв в воды связано с растворением минералов, происходящем на границе твердой и жидкой фаз, и подчиняется закону растворения твердых тел, установленному А. Н. Щукаревым:

$$\delta \frac{dQ}{dt} = kS(C_H - C),$$

- где  $\delta$  — плотность растворяющегося вещества, г/см<sup>3</sup>;  
 $Q$  — количество вещества, переходящего в раствор за время  $t$ , см<sup>3</sup>;  
 $k$  — коэффициент скорости растворения, см/с;  
 $S$  — поверхность растворяющегося тела, см<sup>2</sup>;  
 $C_n$  — концентрация насыщенного раствора, г/см<sup>3</sup>;  
 $C$  — концентрация раствора в данное время, г/см<sup>3</sup>.

Поступление микрокомпонентов в воды с атмосферными осадками невелико и имеет значение лишь вблизи крупных промышленных центров, где наблюдается загрязнение атмосферы. Несмотря на разнообразие горных пород и почв, во взаимодействующих с ними водах содержание большинства микрокомпонентов колеблется в относительно нешироких пределах и в целом остается низким (табл. 37). Однако под воздействием ряда факторов поступление микрокомпонентов в воды может резко возрасти и приблизиться к величинам, указанным в табл. 38. К основным факторам кроме растворения рудных тел можно отнести изменение генетического типа, газового состава и температуры вод.

Связь типа подземных вод с повышенным растворением микрокомпонентов изучена довольно хорошо: в кислых водах встречаются Cu, Zn, Ni, Co, Cd, Pb, U, As, Mn, Sn, Au, в сильнощелочных — B, F, W, Mo, Y, Nb, La, Ce. Для вод, содержащих повышенное количество углекислого газа характерно присутствие Be, Ge, Pb, Cs, Zn, Hg. С повышением температуры воды увеличивается

Таблица 37

Средние содержания микрокомпонентов (в мкг/л) в подземных водах зоны активного водообмена для горных пород Сибири. По Н. М. Расказову и А. А. Лукину

Породы	Кол-во элементов		Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Ag	Sn	Ba	As	Be	Zr	Cr	V	Mn	Ti	Средняя мнимальная, мг/л	Тип вод	pH
	Средняя	Максимальная																		
Песчано-сланцевые	541	2,88	1,61	1,82	10,61	1,65	0,09	0,11	0,21	2,93	3,40	0,52	2,99	1,46	1,80	11,2	2,57	90	HCO <sub>3</sub> -Na-Ca	6,8
Известняки	89	2,65	1,12	1,12	8,88	0,71	0,05	0,09	0,04	3,32	—	0,09	0,32	0,99	0,59	6,8	1,48	299	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg	7,6
Основные и средние эффузивы	151	2,98	1,82	1,82	12,20	1,36	0,14	0,05	0,17	3,12	2,23	0,12	1,50	1,84	2,58	11,9	4,72	111	HCO <sub>3</sub> -Ca-Na	7,1
Граниты различного состава	304	2,49	1,05	1,05	11,89	0,85	0,09	0,07	0,13	0,30	—	0,21	0,42	0,84	0,98	4,1	4,31	75	HCO <sub>3</sub> -Na-Ca	6,5
Рыхлые отложения	31	2,41	—	—	6,12	1,32	—	—	—	4,31	0,61	0,65	0,24	2,30	1,48	14,6	14,58	91	HCO <sub>3</sub> -Ca-Na	6,3

Максимальные содержания микрокомпонентов в подземных водах. По данным П. А. Удодова и др. [Методическое..., 1973]

Элемент	Максимальное содержание, г/л	pH	Минерализация воды, г/л	Тип подземных вод	Район
Литий . . . . .	0,351	—	415	Рассолы	Калийные рудники ГДР
Бериллий . . . . .	$4,3 \cdot 10^{-4}$	7,0—7,5	0,4—0,8	Углекислые	Чехословакия
Бор . . . . .	4,68	9,1—9,4	428	Рапа солеродных бассейнов	Оз. Сёрлс, Калифорния
Фтор . . . . .	15,0	11,7	60	Рудничные	Ловозерский щелочной массив
Титан . . . . .	0,015	0,5	—	Гидротермы	Камчатка
Ванадий . . . . .	$9 \cdot 10^{-5}$	6,8	0,35	Грунтовые	Норильский р-он
Хром . . . . .	$6 \cdot 10^{-4}$	6,8	0,22	»	Кузнецкий Алатау
Марганец . . . . .	1,69	<4,0	234	Рудничные	Центральный Туннель
Кобальт . . . . .	3,6	1,8	152	Рудничные	Норильское месторождение
Никель . . . . .	30	1,8	152	»	То же
Лантан . . . . .	$26,3 \cdot 10^{-5}$	>9,4	0,63	Грунтовые	Ловозерский щелочной массив
Медь . . . . .	45,63	<3,0	117,8	Рудничные	Маунтин, Монтана
Цинк . . . . .	12,07	2,8	278	»	Гайское, Урал
Мышьяк . . . . .	0,4	2,5	254	Рудничные	Блявинское месторождение
Селен . . . . .	$3 \cdot 10^{-4}$	2,6	250	»	Гайское месторождение
Бром . . . . .	10,18	—	586	Седиментационные	Ангаро-Ленский артезианский бассейн
Рубидий . . . . .	$7,7 \cdot 10^{-3}$	—	13	Гидротермы	Новая Зеландия

Продолжение табл. 38

Элемент	Максимальное содержание, г/л	pH	Минерализация воды, г/л	Тип подземных вод	Район
Стронций . . . . .	3,5	—	332	Рассолы	Пенсильвания
Цирконий . . . . .	$1,5 \cdot 10^{-4}$	6,8	21,3	Углекислые	Кавказ
Ниобий . . . . .	$4 \cdot 10^{-4}$	11,8—12	55	Рудничные	Ловозерский щелочной массив
Молибден . . . . .	$8 \cdot 10^{-3}$	7,5	1,5	»	Батыстау
Серебро . . . . .	$2 \cdot 10^{-3}$	—	332	Горячие рассолы	Южная Калифорния
Кадмий . . . . .	$4,1 \cdot 10^{-2}$	<4,0	4,2	Рудничные	Монтана
Олово . . . . .	$1,8 \cdot 10^{-2}$	—	—	»	Боливия
Сурьма . . . . .	0,9	8,8	—	Гидротермы	Новая Зеландия
Иттрий . . . . .	$16,3 \cdot 10^{-6}$	>9,4	0,63	Грунтовые	Ловозерский щелочной массив
Йод . . . . .	0,462	—	27,6	Седиментационные	Копет-Даг
Цезий . . . . .	$2,9 \cdot 10^{-3}$	—	—	Гидротермы	Новая Зеландия
Барий . . . . .	5,5	—	—	Рассолы	Западная Виргиния
Вольфрам . . . . .	0,75	9,1—9,4	428	Рапа солеродных бассейнов	Оз. Сёрлс, Калифорния
Ртуть . . . . .	$2,2 \cdot 10^{-4}$	4,5	320	Воды выщелачивания галогенной толщи	Донбасс
Свинец . . . . .	0,1	—	332	Горячие рассолы	Южная Калифорния
Таллий . . . . .	$2,22 \cdot 10^{-3}$	5,6	341,5	Рассолы	Канский бассейн

содержание таких элементов, как Ag, Pb, Hg (табл. 38). Однако в нейтральных водах ряд соединений относится к трудно-растворимым. Это гидроокислы бериллия, ванадия, висмута, олова, скандия, титана, тория, хрома, циркония, урана; окислы висмута и сурьмы, хлорид серебра, сульфаты бария и свинца и т. д. Поступление определенных элементов в раствор может значительно увеличиться за счет взаимодействия растворенных веществ с вмещающими породами. При выделении перспективных гидрогеохимических аномалий необходимо обра-

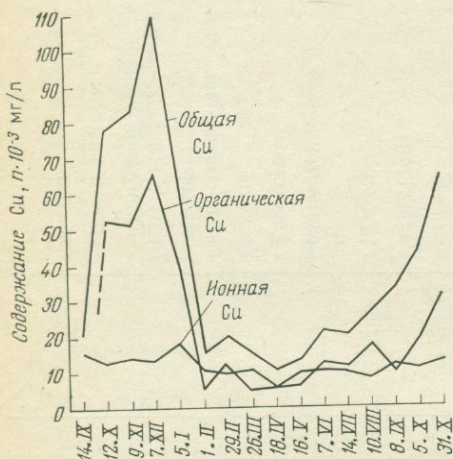


Рис. 75. Сезонные изменения в различных формах нахождения меди в поверхностных водах озера Куонипог. По Г. А. Райли

жения растительности. Исследования, проведенные Г. А. Райли [Riley G. A., 1939], показали, что содержание меди, находящейся в виде органических соединений в поверхностных водах, изменяется в зависимости от срока опробования больше чем в 10 раз (рис. 75).

На поступление металлов в природные воды значительное влияние оказывает количество выпадаемых атмосферных осадков. Особенно большим такое влияние бывает при выпадении первых дождей после сухого периода. В это время происходит как обычное разбавление вод, так и выщелачивание солей, накопившихся в почве в предшествующий сухой период. В результате этих процессов может происходить [Wodzicki A., 1959] увеличение содержания металлов в водах (рис. 76).

Однако наибольшее обогащение подземных и поверхностных вод микрокомпонентами связано с растворением минералов, образующих промышленные скопления (месторождения). Скорость

обращать внимание не только на содержание в воде искомого металла, но и на содержание элементов, способствующих его растворению или осаждению.

Поступление многих металлов в поверхностные воды в значительной мере контролируется растительными и животными организмами, которые могут поглощать ионы из почв и коренных пород, а затем переводить их как в воднорастворимые, так и в нерастворимые металлоорганические комплексы. Количество органических веществ в водах зависит от особенностей размываемых почв и от сезонного изменения интенсивности разложения

и особенности растворения рудных минералов во многом определяются типом месторождений и ландшафтно-геохимическими условиями. Так, при окислении сульфидов сера, находящаяся на различных стадиях процесса в различных формах (тиосульфаты, полиитионаты), в конечной стадии образует наиболее устойчивый сульфат-ион. При появлении свободной серной кислоты резко увеличивается скорость растворения минералов даже за пределами рудных тел. В связи с растворением в присутствии серной кислоты породообразующих минералов (табл. 39) в воды в повышенном содержании могут попасть элементы, не характерные для данного типа месторождений.

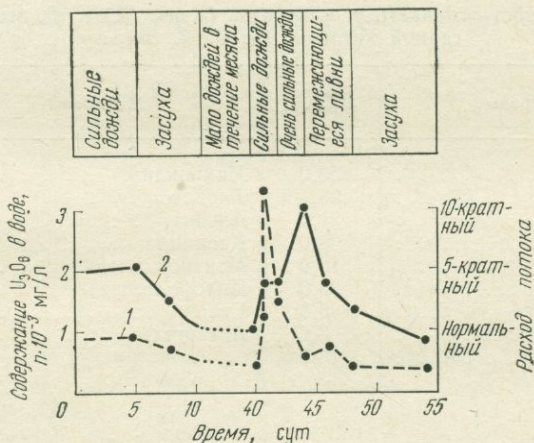
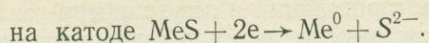
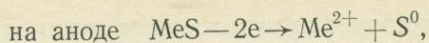


Рис. 76. Изменение содержаний урана (1) в водах подземного потока и расход потока (2) в зависимости от погоды. По А. Вадзики.

Так как очень большое количество кислоты выделяется при окислении пирита, пирротина и марказита, то при прочих равных условиях из пород, обогащенных этими минералами, металлы значительно быстрее и в большем количестве перейдут в раствор. Таким путем могут образоваться и ложные аномалии. Так, В. Мармо [1954] наблюдал увеличение средних содержаний меди в воде до 2 мг/л за счет выветривания пирротинсодержащих сланцев с обычным содержанием меди. В то же время наличие вмещающих карбонатных пород может привести к нейтрализации кислот и даже к осаждению из раствора вторичных карбонатов ранее растворенных металлов.

На сульфидных месторождениях при переходе металлов в раствор значительную роль могут играть процессы электрохимического растворения, при которых один из сульфидов становится катодом, а другой анодом. П. А. Удодов и другие [1973 г.] приводят следующую схему электрохимических реакций:



При этом в кислых водах (при  $\text{pH} < 5$ ) анионы серы, соединяясь с водородом, образуют сероводород, который при наличии в воде растворенного кислорода становится источником серной кислоты. В восстановительной обстановке (при  $\text{pH} > 10$ ) образуется анион ( $\text{HS}$ ), который также может стать источником серной кислоты. Ионы и нейтральные атомы металлов, появившиеся

Таблица 39

Растворимость силикатных минералов (в вес. %) в 200 мл 10%-ной серной кислоты. По Л. В. Звереву

Минералы	Растворимость	Минералы	Растворимость
Биотит . . . . .	58,0	Микроклин . . . . .	7,4
Флогопит . . . . .	30,1	Лабрадор . . . . .	5,9
Мусковит . . . . .	21,0	Альбит . . . . .	12,0
Вермикулит . . . . .	39,0	Каолинит . . . . .	10,0
Гидрослюда . . . . .	18,0	Монтмориллонит . . . . .	7,6
Хлорит . . . . .	23,0	Пирофиллит . . . . .	8,8
Роговая обманка . . . . .	5,8	Губрин . . . . .	12,0
Актинолит . . . . .	8,6	Аскангель . . . . .	14,0
Ортоклаз . . . . .	8,3		

в результате электрохимических реакций, могут поступать в раствор или оставаться на катоде.

По данным Г. Б. Свешникова и С. Л. Шварцева, процессы электрохимического растворения могут оказать существенное влияние на содержание микрокомпонентов в водах сульфидных месторождений. Так, электрохимическим растворением объясняется повышенное содержание свинца и цинка и несколько пониженное — меди [Свешников Г. Б., 1958] в водах, расположенных ниже зоны окисления на полиметаллических месторождениях Алтая. Этим же процессом [С. Л. Шварцев, 1963] объясняется более высокое содержание в подмерзлотных водах на Норильском месторождении никеля по сравнению с медью, хотя в рудах соотношение этих элементов обратное.

Значительное влияние на переход элементов из рудных тел в растворы оказывают микроорганизмы. Имеются многочисленные лабораторные данные о способности бактерий ускорять в десятки раз процессы окисления сульфидных руд. П. А. Удодов [1973 г.] приводит результаты опыта В. А. Шамолина (табл. 40), при проведении которого 40 дней руды находились в растворе без внесения бактериальной эмульсии и затем 35 дней окисление происходило под воздействием бактерий.

Как видно из табл. 40, при бактериальном воздействии в раствор перешло металлов в несколько тысяч раз больше, чем при окислении без бактерий.

Процессы растворения силикатов, окислов и карбонатов, являющихся основными минералами многих месторождений, имеют свои особенности. Однако гидрогеохимические исследования последних лет показали (табл. 41), что и на несulfидных месторождениях образуются ясно выраженные гидрогеохимические аномалии. Переход микрокомпонентов из наиболее слаборастворимых окислов и силикатов в раствор связан в основном с раз-

Таблица 40

Количество металла, перешедшего в раствор из руд (мг/л)

Продолжительность опыта, дни	Галенит Pb	Сфалерит Zn	Халькопирит Cu
Контрольные определения (без добавления бактериальной эмульсии)			
1	0,2	0,05	0,3
14	0,1	0,1	0,4
40	0,2	1,1	7,0
Опытные определения (с добавлением бактериальной эмульсии)			
41	6,9	20,0	11,0
42	13,7	30,2	19,2
75	926,0	1213,0	3414

рушением этих минералов органическими кислотами, образующимися в результате жизнедеятельности организмов. Последующие этапы растворения включают диссоциацию, реакции обмена катионов, вытеснение оснований водородом и т. д.

Таким образом, повышенные содержания элементов в подземных и поверхностных водах континентов отмечаются на месторождениях различных типов. Причем гидрогеохимические ореолы могут состоять как из прямых, так и из косвенных элементов-индикаторов. Сводка элементов-индикаторов, образующих гидрогеохимические аномалии на месторождениях различных типов, приведена в табл. 41.

Многие исследователи пытались для удешевления анализов и увеличения эффективности гидрогеохимических поисков установить связь между содержанием определенных микрокомпонентов в водах и их общей минерализацией и использовать данные об общей минерализации вод как основу при составлении гидрогеохимических карт. Однако общих закономерностей установлено не было, а в отдельных конкретных случаях связь между содержанием в воде определенного элемента и общей минера-

Элементы-индикаторы образующие гидрогеохимические аномалии на месторождениях различных полезных ископаемых. По данным Г. Ф. Ларионова и др. [1971 г.]

Тип месторождения	Район	Элементы-индикаторы		Вспомогательные признаки
		прямые	косвенные	
Полиметаллические	Центральный Казахстан	Zn, Pb, Cu	As, Sn, Mo, Cd, Cr, V, Ag, Bi, Sb, Y, Ga, In, Fe	pH, SO <sub>4</sub> , Eh
	Средняя Азия	Pb, Zn, Cu	Mo, As, Ag, Ni, Ti, Cr, Sb, Zn, V, Ba, Hg, Co, Re	SO <sub>4</sub>
	Алтай	Zn, Pb, Cu, As, сумма металлов	Fe, Ag, Bi, Sb, Se, Ti, Cr, Mn, V, Co, Zr, Ni, Sn, Sr, Cd, As, Mo	SO <sub>4</sub> , pH, SO <sub>4</sub> , Eh, O <sub>2</sub> , Cl
	Западная Сибирь	Cu, Zn, Pb, Ba	Ba, Ag, V, Mo, As, Sb, Cd, Sn, Ni	pH, SO <sub>4</sub>
	Забайкалье	—	As	SO <sub>4</sub>
		Zn, Pb, сумма металлов	Mo, Ag, Sn, As, Sb, Cd, Co, Ni, Cr	—
	Приморье	Pb, Zn, Cu	As, Sb, Ag, Cd, Bi	SO <sub>4</sub>
		Zn, Pb, Cu, Zn, Pb, Cu	Cd, Sn	
	Малый Кавказ (Армения) Аджария	Zn, Pb, Cu, сумма металлов	As, Mo	SO <sub>4</sub> , SO <sub>4</sub> , Cl
Крайний Север (Аляска, Юкон)	Zn		SO <sub>4</sub>	
Медноколчеданные	Алтай	Cu, Zn, Pb	As, Mo, Cd, Sb, Ag, Ni	SO <sub>4</sub> , Eh, O <sub>2</sub>

Тип месторождения	Район	Элементы-индикаторы		Вспомогательные признаки
		прямые	косвенные	
Медноколчеданные	Западная Сибирь	Cu, Zn, Pb	Ba, V, Ag, Mo, Ni, As, Ba, Co, Cd, Pb, Mn, Ti, Ni	pH, SO <sub>4</sub> , Pb, Zn
	Западный Саян	Cu	Ni, Co, Ti, V, Cr, Pb, Ag, Zn, Mo	
	Северный Кавказ, Аджария, Армения	Cu	Zn, Pb, Mo, Fe, Co, As	SO <sub>4</sub> , pH, SO <sub>4</sub> , Cl
	США (Аризона, Монтана)	Cu	Zn, Pb, Fe	pH
Медномышьяковые	Армения	Cu, As	Fe	SO <sub>4</sub>
Медногематитовые	Армения			SO <sub>4</sub> , Cl
Меднокобальтовые	Западный Саян	Cu, Co	Zn, As, Ag	—
Медноникелевые	Кольский полуостров	Cu, Ni	Mo, Ag, Cr, Sb, Pb, Mn, Co	SO <sub>4</sub> , Mg, Ca
	Сибирь	Cu, Ni	Ti, Mn, Zn, Cr, V, Pb, Co, Sn, Ag	SO <sub>4</sub>
Медномolibденовые	Центральный Казахстан	Mo, Cu	— Ag, Zn	— Бактерии
	Средняя Азия	Cu, Mo	Zn, Pb, Co, Ni, Ag, Re, сумма металлов	Eh, SO <sub>4</sub> , Cl
	Кузнецкий Алатау	Cu	Сумма металлов	SO <sub>4</sub> , pH

Тип месторождения	Район	Элементы-индикаторы		Вспомогательные признаки
		прямые	косвенные	
Медно-молибденовые	Армения	Mo, Cu	Fe, Zn	
Молибденовые		Mo		
	Центральный Казахстан	Mo	W, Nb, W, Zn, Pb, Cu	Бактерии
	Средняя Азия	Mo, V	Fe, Mn, Ni, Sn, Ti,	pH
	Сибирь	Mo	As, Zn, Cu	SO <sub>4</sub>
	Забайкалье	Mo	Zn, Pb, Ag, Cu, As, Mn, V, Co, Ni, Sb, Cr, Bi	HCO <sub>3</sub>
	Армения	Mo		SO <sub>4</sub>
Молибден-вольфрамовые	—	Mo	As	
	Центральный Казахстан	Mo	Fe, W, Nb	
	Приморье	Zn, Mo	W, Sn, Pb	
Вольфрамовые		W, Mo		
	Центральный Казахстан	W, Mo	Bi, Ag, Sn, Cu, Mo, Pb, W, Nb	
	Восточное Забайкалье	Mo	Zn, Cu, Fe	SO <sub>4</sub> , M
Никель-кобальтовые	Сибирь	Ni, Co	Mo	
	Центральный Казахстан	Ni, Co	Cr	
	Урал	Ni	—	

Тип месторождения	Район	Элементы-индикаторы		Вспомогательные признаки
		прямые	косвенные	
Серноколчеданные	Армения	Fe, Cu	Zn, Pb, Co	SO <sub>4</sub> , pH, M
Железо-марганцевые		Fe, Mn		
	Алтай	Fe, Mn	Cu, Pb, Zn, Ag, Mo, Ca, V, Cr, Ti, Ba, Zr, Ni, Co, V, Ti	
	Урал	Fe, Mn	Cu, Zn, Ni, Co, V, Ti	
	Восточная Сибирь		Pb, Zn, Cu, B	HCO <sub>3</sub>
	Титаномагнетитовые	Центральный Казахстан	Ti, Fe	Ni, Co
Ванадиевые		V		
Хромитовые	Центральный Казахстан	Cr	Ni, Co	
	Армения	Cr		$\frac{Mg}{Ca}$ , HCO <sub>3</sub> -Mg, $\frac{M}{Ca}$
Силикатный никель	Урал	Ni, Co	Ti, Cu	SO <sub>4</sub> , pH, Fh
Оловорудные	Забайкалье	Сумма металлов		
	Приморье	Zn, Sn	Pb, Cu	
	Центральный Казахстан	Zn, Sn	Cu	
Мышьяковистые	Малый Кавказ	As		

Продолжение табл. 41

Тип месторождения	Район	Элементы-индикаторы		Вспомогательные признаки
		прямые	косвенные	
Ртутные	Средняя Азия	Hg		
	Кавказ	Hg	Zn, Pb, Cu, Fe	SO <sub>4</sub> , Mg > Ca
	Донбасс	Hg	$\frac{S^{32}}{S^{34}}$	
	Забайкалье		Сумма металлов	
	Приморье		Zn	SO <sub>4</sub>
	Закарпатье	Hg		
Ртутно-сурьмяные	Фергана	Hg, Sb	As, Zn, Pb, Cu, Ag, Sn, Tl, Ga	
Сурьмяные	Средняя Азия	Hg		
	Забайкалье		Сумма металлов	
Золотые		Au	Cl, Mn	
		—	Mo, Pb, Cu	
		Au	Ag, Fe <sup>3+</sup> , Cu, Zn, Mo, As	
		Au	Ag, Cu, As, Sb, Zn, Pb	SO <sub>4</sub>
		Au	Pb, Zn, Cu, As, Mn, Fe, Tl, Sb	SO <sub>4</sub>
		Au	Ag, Cu, As, Sb	
Серебряные		Ag		
Редкометалльные		Be, Nb, Zn, Nb, TR, Li	F, Ti	

Продолжение табл. 41

Тип месторождения	Район	Элементы-индикаторы		Вспомогательные признаки
		прямые	косвенные	
Редкометалльные	Центральный Казахстан	Mo, Nb, Zr	Nb, TR, Ih	
	Урал		Sn, Ti, Cu, V, Zr, Mn, Cr, Pb	Na
	Забайкалье		Cu, Pb, Ti, Mn, Zn	
	Кольский полуостров	Be, Nb, Ti, Zr	Sr, Ba, Mn, F, P, V, Zr, Sn	— Cl HCO <sub>3</sub> — —
	Цирконильменитовые россыпи	Алтае-Саянская складчатая зона	Zr, Ti	Cr, V, Ni, Sn, Co, Ag
	Западная Сибирь	Zr, Ti	Cu, Zn, V, Mn, Cr, Ag, Ni	
Бороносные I — гипергенные а) галогенно-осадочные б) вулканогенные II — гипогенные а) боратов в магнезиальных скарнах б) боросиликатов в известковых скарнах				
		B	F, K	
		B	K, Al, Sb, F	NH <sub>4</sub>
		B	F, Cu, Zn, As	
		B	Cu, Zn, As, Hg, Pb	
Скарново-железорудные		B		

Тип месторождения	Район	Элементы-индикаторы		Вспомогательные признаки
		прямые	косвенные	
Промышленно-борные воды		В		HCO <sub>3</sub>
		В	F, I, Br, As, Sb	CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> , S, NO <sub>3</sub> , NH <sub>4</sub>
Урановые		U	Ra, Rn, P, As, Mo, Zп, Pb, U, Th	
		U	Ra, Rп	Бактерии
Радиевые промышленные воды		Ra	Br, I, H <sub>2</sub> S, CH <sub>4</sub> , тяжелые углеводороды	Cl—Na—Ca, M
Алмазы (кемберлитовые тела)		Zn	Ni, Cu, Pb, Ag	
Серные	Предкарпатье	SO <sub>4</sub> , H <sub>2</sub> S + HS	Fe, B, I, Br, Mn, Sr, Ti, Cu, Cr, V, Ni, Se, Ga	NH <sub>4</sub> , CH <sub>4</sub> , SO <sub>4</sub> —Ca, H <sub>2</sub> S
Апатиты	Хибины	Фосфаты, F	Ca	
Бокситы		Al, P		
Галогенные (соляные)		Br		$\frac{Br}{Cl}$
	Донбасс		Hg	HCO <sub>2</sub>
		Sr, Ba		
Калийные		K	Br, Cl, Mg	$\frac{K}{Cl}, \frac{K}{Br}, \frac{K}{M}, \frac{Br}{Cl}, \frac{Mg}{Cl}, \frac{Na}{Cl}$
		K	Na, Cl	
Иод-бромные промышленные воды		I, Br		

Тип месторождения	Район	Элементы-индикаторы		Вспомогательные признаки
		прямые	косвенные	
Асбестовые	Грузия	Mg	—	—
Угольные	Кузбасс		Pb, Cu, Zn, Ba, Ti, Sr, Cr, V, Ag, Ni, Co, Sb, Mo, As, Ge	pH, SO <sub>4</sub> , Cl, M
	Кизеловский бассейн		Ge	
Нефтяные		Нафтеновые кислоты	I, Br, B, Ba, Sr, F, NH <sub>4</sub> , H <sub>2</sub> S	HCO <sub>3</sub> —Na воды Cl—Ca
		Нафтеновые кислоты, фенолы, жирные кислоты, окисляемые	I, Br, B, Ba, Sr, F, NH <sub>4</sub> , H <sub>2</sub> I	HCO <sub>3</sub> —Na воды Cl—Ca, N, C <sub>орг</sub> дейтерий
		Тяжелые углеводороды	He, Ar, Br, I, B, NH <sub>4</sub> , H <sub>2</sub> S, CH <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub>
		Нафтеновые кислоты, тяжелые углеводороды	Cl, Ca, Br, I, B, NH <sub>4</sub> , CH <sub>4</sub> , H <sub>2</sub> S	Бессульфатность H <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>
			CH <sub>4</sub> $\frac{He}{Ar}, \frac{Ar}{Na}$	
			I, Br	$\frac{Cl}{Br}$
				$\frac{Cl}{Br}$
	Урало-Поволжье		Sr, Ba	
	Узбекистан	Нафтеновые кислоты, углеводороды	Br, B, I, N, He, Ar, NH <sub>4</sub> , CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S	Ca, Mg, HCO <sub>3</sub> , M

лизации объясняется определенными геохимическими условиями.

Контрастность гидрогеохимических аномалий относительно фона во многом зависит от рельефа и климата района. При прочих равных условиях наиболее контрастные аномалии образуются в районах с умеренной влажностью при сравнительно мягких формах рельефа, так как при интенсивно расчлененном горном рельефе скорость физического выветривания может повысить скорость химического. Однако следует отметить, что гидрогеохимические аномалии образуются даже при таких неблагоприятных климатических условиях, которые наблюдаются в районе с развитием многолетнемерзлых пород. Климат, ока-



Рис. 77. Содержание суммы тяжелых металлов в водах ручья.  
По Е. А. Сергееву

зывая влияние на величину рН вод, косвенно влияет и на растворимость минералов. В связи с этим следует помнить, что в северных районах с умеренным климатом приповерхностные воды отличаются меньшими значениями рН, чем аналогичные воды в пустынных областях.

Значительное влияние на содержание металлов в водных потоках оказывает глубина эффективного окисления. Так, в низменных областях со сглаженным рельефом из-за близости к дневной поверхности уровня грунтовых вод может понизиться контрастность гидрохимических аномалий [Хокс Х. Е., Уэбб Д. С., 1964].

Рассмотренные особенности перехода микрокомпонентов из минеральной формы, составляющей горные породы и руды, в водные растворы характеризуют только первый тип миграции. Он сменяется последующими, включающими перемещение элементов как без изменения формы миграции (в виде растворов), так и с изменением (выпадение в осадок труднорастворимых соединений в результате взаимодействия микрокомпонентов между собой и с вмещающими породами). Перемещение повышенных содержаний элементов в водных растворах по направлению от рудных тел зависит так же, как и в предыдущий тип миграции, от целого ряда конкретных геохимических условий, определяющих, в конечном счете, выдержанность аномалий.

Одной из часто встречающихся причин затухания аномалий является разбавление вод с аномальными содержаниями микрокомпонентов водой, поступающей из неминерализованных областей. В случае постепенного поступления небольших порций слабоминерализованных вод гидрогеохимические аномалии могут проследиваться на довольно большие расстояния (рис. 77), однако при поступлении большого объема воды с фоновым содержанием элементов-индикаторов аномалия может исчезнуть,

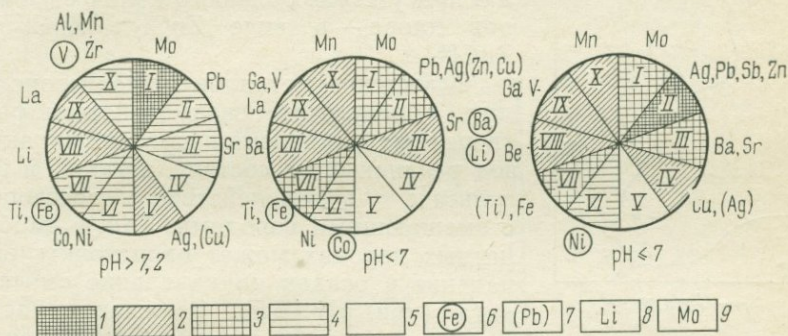


Рис. 78. Сочетание поисковых ассоциаций элементов и их количества в зависимости от величины рН в природных водах редкометалльных и полиметаллических месторождений.

1—4 — концентрация соответствует: 1 — нормальной гидрохимической аномалии, 2 — фону рудного месторождения, 3 — ореолу рассеянного рудного вещества, 4 — региональному фону; 5 — элементы данной ассоциации не обнаружены; 6 — элемент накапливается в воде; 7 — элемент дает угнетенные аномалии; 8 — элемент иногда встречается в воде; 9 — концентрация элемента в воде соответствует его содержанию в породах и рудах. Внутри круга-диаграммы поисковые гидрохимические ассоциации элементов: I — редкометалльных руд; II — полиметаллических; III — барит-халькопиритовых; IV — медноколчеданных; V — медно-молибденовых; VI — кобальт-никелевых; VII — титаномагнетитовых; VIII — редкометалльных пегматитов; IX — руд, содержащих рассеянные элементы; X — породообразующих минералов

как бы «раствориться», даже вблизи рудных тел. Затухание аномалий в результате разбавления характерно для миграции элементов в поверхностных и подземных водах.

Часто уменьшение содержаний в водах элементов-индикаторов связано с их осаждением на различных геохимических барьерах. Важнейшие геохимические барьеры зоны гипергенеза и элементы, концентрирующиеся в их пределах, приведены (по А. И. Перельману) ранее в табл. 3.

Большое влияние на растворимость и содержание металлов в водах оказывает изменение щелочности. По данным Е. Е. Беляковой [1962], в водах месторождений с изменением величины рН могут изменяться даже ассоциации элементов, находящиеся в повышенных содержаниях (рис. 78). В зависимости от щелочности вод изменяются ионные формы переносимых металлов. Так, по данным Н. А. Читаевой и Г. А. Голевой [1972], цинк

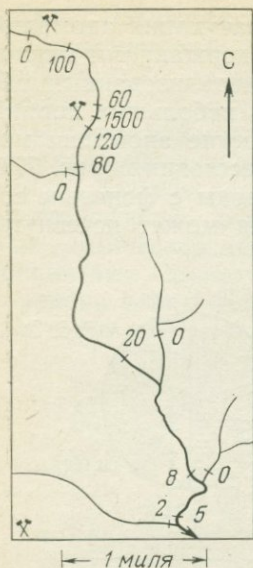


Рис. 79. Содержание тяжелых металлов в Мисури-Крик Колорадо. По Л. Г. Хаффу. Цифрами обозначено содержание металла ( $n \cdot 10^3$  мг/л)

мигрирует в сильно кислых ( $\text{pH} < 3$ ) сульфатных водах в виде  $\text{ZnSO}_4$  и  $\text{Zn}^{2+}$ , в слабокислых ( $\text{pH} 6,0-6,9$ ) в виде  $\text{Zn}^{2+}$  и  $\text{ZnHCO}_3$ , в щелочных в виде  $\text{ZnOH}$ , а в присутствии большого количества ионов хлора — в виде  $\text{ZnCl}_3^-$ ,  $\text{ZnCl}_2$  и  $\text{ZnCl}^+$ .

Осаждение металлов может происходить в результате взаимодействия растворенных компонентов при смешивании вод различных по составу, а также в результате взаимодействия растворов с вмещающими породами. Так, в карбонатных породах может происходить выпадение в осадок цинка в виде смитсонита (при  $\text{pH} > 6,5$ ). Осаждение части

металлов происходит при коагуляции коллоидов и при повышении в водах содержания кислорода. В связи с этим в местах выходов на поверхность подземных вод, богатых железом, осаждаются гидроокислы железа. Если в водах содержались в повышенных количествах и другие металлы, то ими обычно обогащаются осаждающиеся гидроокислы железа. Хорошим осадителем из вод ряда металлов (в том числе  $\text{Pb}$ ,  $\text{Zn}$  и  $\text{Cu}$ ) является органическое вещество. Х. Е. Хокс и Д. С. Уэбб отмечают, что на участках, богатых органическим веществом, у выходов родников, содержание осадившегося свинца достигает 2%, а медь и цинк присутствуют в десятых долях процента. Значительное влияние на содержание мигрирующих в растворах металлов оказывает биологическая деятельность различных организмов, контролируемая во многом солнечной радиацией.

Большинство перечисленных факторов и процессов, вызывающих осаждение металлов, оказывает наибольшее воздействие на миграцию элементов в поверхностных водах. В связи с этим anomalно высокие содержания металлов в поверхностных текучих водах прослеживаются от источников металлов, как правило, на небольшие расстояния (рис. 79). Даже в тех случаях, когда воды сильно обогащены свинцом (0,3 мг/л) и не наблюдается существенного разбавления их фоновыми водами, содержание металлов вниз по течению реки уменьшается на расстоянии 7 км от места обогащения вод в 1000 раз [Алексеев В. А., Данчев В. В., Флеть В. Е., 1973].

Гидрохимические аномалии подземных вод, приуроченные к месторождениям или отдельным рудным телам, обычно более

выдержанные и часто имеют большие размеры, чем аналогичные аномалии в поверхностных водах. Поэтому при геохимических поисках большее внимание уделяется подземным водам. В районах с редкими источниками по результатам гидрохимических исследований можно выделить только отдельные перспективные участки для постановки детальных поисков. При большом количестве опробованных источников подземных вод и бу-

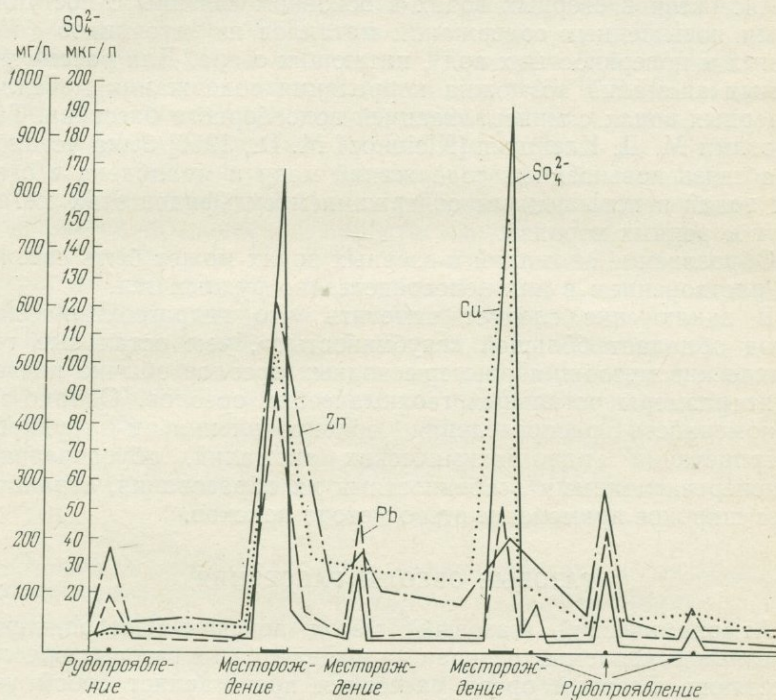


Рис. 80. Гидрохимический профиль вдоль Текелийской рудоносной полосы. По Р. А. Лахтюку

ровых выработок появляется возможность выделить участки потенциальной рудоносности, отвечающие отдельным месторождениям и рудопроявлениям. Применение математических методов при обработке результатов анализов большого числа проб позволяет выделить перспективные участки более объективно. Так, гидрогеохимические исследования, проведенные Р. А. Лахтюком в Коксу-Текелийском рудном районе Джунгарского Алатау, позволили определить фоновые содержания (по данным результатов анализов свыше 50 проб) ряда компонентов (мкг/л):  $Pb$  — 4,5;  $Cu$  — 5;  $Ag$  — 2;  $Mo$  — 1;  $Ni$  — 1;  $Cr$  — 2;  $Sn$  — 2;  $Co$  — 1. Над полиметаллическими рудопроявлениями содержание прямых элементов-индикаторов ( $Pb$ ,  $Zn$ ) превосходит фоновое в 3—10 раз, а над месторождениями — в 6—25 раз (рис. 80).

Содержание в водах косвенных элементов-индикаторов (Cu, Ag, Cr, Ni, SO<sub>4</sub>) в районе месторождений также значительно (в 5—30 раз) выше фонового. Таким образом, детальные гидрогеохимические исследования с опробованием буровых и горных выработок позволили довольно четко выделить в рассматриваемом районе полиметаллические месторождения и рудопроявления (см. рис. 80).

Аномалии в озерных водах в основном связаны с поступлениями повышенных содержаний металлов из источников (подземных и поверхностных вод), питающих озера. Для рассматриваемых аномалий возможна корреляция содержания металлов в озерных водах с минерализацией водосборного бассейна. Так, работами М. Д. Клейнкоп [Kleinkopf M. D., 1960] была установлена связь повышенных содержаний меди и молибдена в озерных водах с повышенным содержанием сульфидов этих металлов в коренных породах.

Образование аномалий в озерных водах может быть связано и с растворением в них непосредственно рудных тел.

В заключение следует отметить, что гидрогеохимический метод обладает большей «глубинностью», чем остальные геохимические методы, а размеры водных ореолов обычно превосходят размеры остальных геохимических ореолов. Однако неравномерность распределения водопроявлений и трудность интерпретации гидрогеохимических аномалий, обусловленная вышеперечисленными особенностями их образования, ограничивают широкое применение этого метода поисков.

### ГАЗОВЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ

Атмохимический (газовый) метод поисков месторождений полезных ископаемых основан на выявлении их газовых ореолов рассеяния. Газовый ореол рассеяния представляет собой участок распространения газов (подпочвенных или растворенных в водах), состав которых в результате воздействия рудных тел претерпел специфические изменения.

Опытными работами было установлено, что при отсутствии месторождений полезных ископаемых (нефтяных, газовых, угольных и рудных) состав подпочвенной атмосферы на глубине 1,5—2,0 м практически не отличается от воздушной. Однако над рудными телами возможно существенное изменение состава подпочвенных газов, т. е. образование вторичных газовых ореолов рассеяния. По особенности формирования вторичные газовые ореолы рудных месторождений можно разделить на три группы.

1. Ореолы, образовавшиеся газами первичных ореолов, мигрирующими из рудных тел и вмещающих их пород.

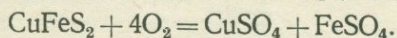
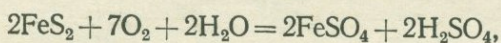
2. Ореолы, образовавшиеся в результате химических реакций, протекающих в зонах окисления сульфидных руд.

3. Ореолы, связанные с распадом радиоактивных элементов.

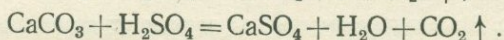
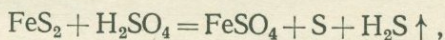
Прямыми элементами-индикаторами, образующими газовые ореолы, являются ртуть и сера; косвенными — остальные элементы-индикаторы. В большинстве случаев и прямые, и косвенные элементы-индикаторы образуют положительные геохимические аномалии.

Состав газов, образующих первичные ореолы около рудных тел, изучен сравнительно слабо, однако имеющиеся данные [Овчинников Л. Н., 1971] позволяют считать основными компонентами газовых смесей в рудах и их первичных ореолах следующие элементы и их соединения:  $N_2$ ,  $CO_2$ ,  $H_2S$ ,  $CO$ ,  $H_2$ ,  $CH_4$ ,  $Ag$ ,  $Ne$ ,  $Hg$ . Содержание газов зависит от типа и возраста руд, причем в более молодых однотипных рудах их содержится больше. В однотипных и однообразных образованиях количество газов увеличивается с уменьшением зернистости, что объясняется повышенной пористостью мелкозернистых агрегатов [Овчинников Л. Н., 1971]. Газы из рудных тел постепенно мигрируют, поступая в подпочвенный воздух, где их повышенное содержание является поисковым признаком.

Существенное изменение состава подпочвенных газов наблюдается и над сульфидными месторождениями, где в результате окисления руд происходит поглощение из атмосферы кислорода и образование серной кислоты и сульфатов:



Молекулы серной кислоты, взаимодействуя с сульфидами, восстанавливаются до сероводорода, а взаимодействуя с карбонатами — образуют углекислый газ:



Таким образом, над зонами сульфидных руд подпочвенный воздух обедняется кислородом и обогащается углекислым газом и сероводородом.

Исследования, проведенные М. М. Элинсон [1971] в Центральном Казахстане и в Средней Азии, показали, что над медно-молибденовыми и полиметаллическими рудными телами, перекрытыми наносами мощностью 10—20 м, в составе подпочвенных газов на глубине 1,5—2,0 м содержится сероводород (рис. 81), полностью отсутствующий за пределами рудных тел.

В ряде случаев его распределение коррелировалось с распределением молибдена, меди и свинца во вторичных литохимических ореолах. На этих же месторождениях повышенное количество углекислого газа отмечалось в подпочвенной атмосфере только над разрывными нарушениями. Приуроченность повы-

шенных содержаний углекислого газа к зонам трещиноватости, связанным с тектоническими нарушениями, наблюдается и на ряде золоторудных месторождений Забайкалья [Куликова Н. Н., 1972]. А так как к этим нарушениям часто приурочены и золоторудные кварцевые жилы, ореолы углекислого газа можно использовать в аналогичных условиях при поисках золота.

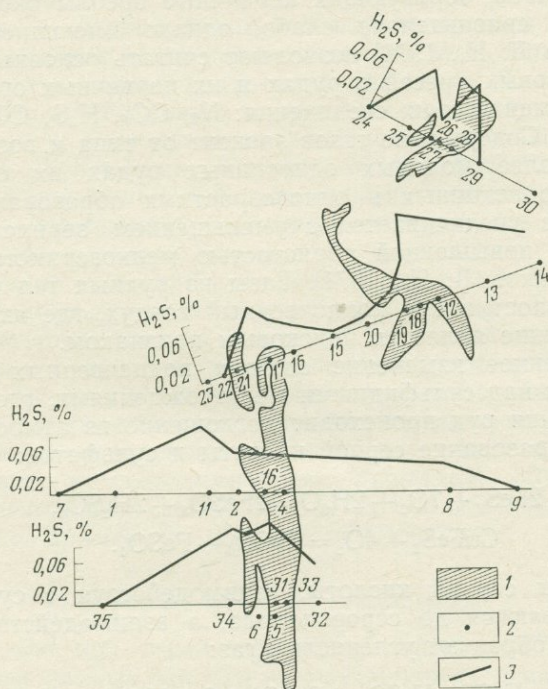


Рис. 81. Результаты газовой съемки по сероводороду на Каратасских месторождениях.  
 1 — план рудных тел; 2 — точки газовой съемки; 3 — содержание сероводорода

Уменьшение содержаний кислорода в подпочвенных газах отмечается не на всех сульфидных месторождениях [Элинсон М. М., 1971], а, следовательно, отрицательные кислородные аномалии (рис. 82) могут рассматриваться только как вспомогательный поисковый признак.

Ртуть во вторичных газовых ореолах, как уже указывалось, может быть и прямым, и косвенным индикатором. Над месторождениями ртути ореолы прямого элемента-индикатора могут образоваться за счет миграции паров первичных ореолов, а также в результате непосредственного выделения паров ртути из киновари и самородной жидкой ртути гидротермального про-

Рис. 82. Результаты газовой съемки по кислороду на участке Кень-Куддук.

По М. М. Элинсон.

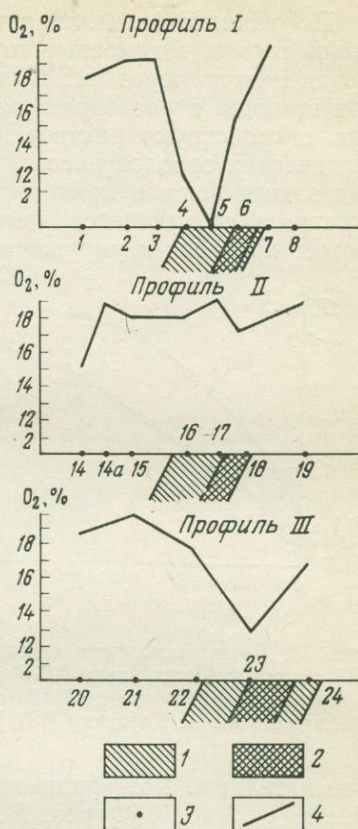
1 — рудная зона; 2 — максимальное оруденение; 3 — точки газовой съемки; 4 — содержание кислорода

исхождения. Наибольший практический интерес представляет выделение паров ртути из киновари, так как этот процесс приводит к образованию вторичных атмосферических ореолов не только над месторождениями киновари, но и над рядом рудных месторождений, в которых киноварь встречается в первичных ореолах.

Результаты проведенных экспериментов [Карасик М. А., Герасимова Л. И., Порошин Э. С., 1971] позволили выделить основные реакции разложения киновари, приводящие к образованию паров ртути: окисление кислородом, сульфатом окисного железа и углекислотой; восстановление углеводородом и водородом; диссоциации и возгонка. При залегании рудных тел вблизи земной поверхности значение кислородного окисления очень велико. Как видно из рис. 83, при 200°С 0,1 г киновари испаряется в инертной среде за 10 000 лет, а в воздушной — за 1 год. Широко распространено в природе окисление киновари углекислотой, содержащейся в значительных количествах в подпочвенных газах и водах. Образование паров ртути при окислении сульфатом окисного железа процесс эффективный, но широкого распространения в природе не получил.

Образование вторичных атмосферических ореолов ртути в результате процессов восстановления происходит на месторождениях, где в ассоциации с киноварью отмечаются повышенные содержания органических веществ, а также на месторождениях, в рудах и вмещающих породах которых повышены содержания углеводородов и водорода [Фридман А. И., 1970].

Значение диссоциации и возгонки в образовании атмосферических ореолов ртути возрастает с глубиной от поверхности, т. е. в условиях повышенных температур и давления, где влияние окислительных реакций резко снижается.



По данным М. А. Карасика [1971], «залегаящие над рудными телами водоносные горизонты не только не препятствуют продвижению через них паров ртути к земной поверхности», но при наличии в растворах таких соединений, как  $\text{Fe}[\text{SO}_4]_3$  и других, способствуют растворению киновари и образованию атмосферических ореолов рассеяния. В то же время насыщение пород вадозными водами приводит к уменьшению эффективной пористости, а создающееся избыточное гидростатическое давление может привести к уменьшению концентраций паров ртути в газовых ореолах.

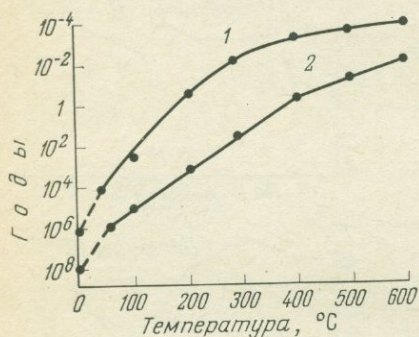


Рис. 83. Время испарения киновари (0,1 г при крупности линии 0,075 мм) в воздушной (1) и инертной (2) средах. По М. А. Карасику [1971]

В связи с этим проводят атмосферические поиски по вторичным ореолам рассеяния ртути не рекомендуется в дождливые периоды.

Исследования, проведенные на ряде ртутных месторождений [Фурсов В. З., 1971], показали, что над рудными телами и образуются газовые аномалии, содержание в которых прямого элемента-индикатора в 3—1000 раз выше фонового (рис. 84). По данным В. З. Фурсова, атмосферические ореолы рассеяния ртути отмечаются и над медноколчеданными и полиметаллическими рудными телами.

Коэффициент аномальности таких ореолов колеблется от 3 до 70 [Фурсов В. З., 1971].

Образование вторичных атмосферических ореолов рассеяния может быть вызвано ядерным распадом ряда радиоактивных элементов. Продуктами распада урана являются радон-222, гелий и наибольшие количества благородных газов — криптона-85 и ксенона-133. При радиоактивном распаде тория образуются торон-220 и гелий, а при распаде изотопа калия-40 — аргон.

Инертные газы, образующиеся при природных процессах ядерного распада, довольно интенсивно мигрируют и, достигая земной поверхности, входят в состав атмосферы. В случае достаточного давления они могут растворяться в подземных водах, однако, достигая верхнего уровня грунтовых вод, благородные газы снова переходят в газовую форму, в которой и продолжают миграцию.

Обычно при геохимических поисках по газовым ореолам рассеяния определяется содержание радона-222. Период его полураспада, равный всего 4 дням, недостаточен для перемещения газа в подземных водах на далекое расстояние. Следовательно, присутствие радона-222 среди подпочвенных газов или

в подземных водах указывает на присутствие в непосредственной близости радия и, вероятно, урана. Х. Е. Хокс и Д. С. Уэбб указывают [1964], что по атмосферическому ореолу рассеяния радона-222 был обнаружен в Техасе асфальтит, содержащий до 1,6% урана.

Торон-220 обладает периодом полураспада всего 54 с, а поэтому почти не имеет значения при поисках. Не используются

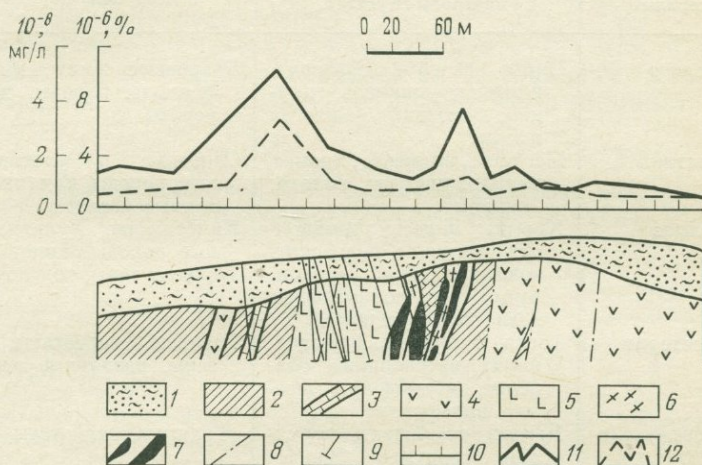


Рис. 84. Графики концентраций ртути. По В. З. Фурсову.

1 — суглинки; 2 — сланцы; 3 — известняки; 4 — эффузивы; 5 — серпентиниты; 6 — листвениты; 7 — рудные тела; 8 — тектонические нарушения; 9 — скважины; 10 — точки измерений; 11 — график концентрации паров ртути; 12 — график концентрации ртути в твердой фазе

пока при поисках и таких продукты ядерного распада, как криптон-85 и ксенон-133.

В заключение следует отметить, что использование атмосферических методов при поисках рудных месторождений пока не получило широкого распространения. Однако создание переносных газоанализаторов, позволяющих в полевых условиях быстро определять содержание в почвенных газах элементов-индикаторов, может способствовать широкому внедрению атмосферических методов в поисковую практику.

### ШЛИХОВЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ

Участки с аномальным содержанием элементов-индикаторов, образовавшиеся за счет механической миграции элементов в минеральной форме от разрушающихся в гипергенных условиях рудных тел, получили название шлиховых ореолов рассеяния.

В большинстве случаев они являются основной частью потоков рассеяния, но разная методика проведения «обычных поисков» по потокам рассеяния и шлиховых поисков делает целесообразным выделение шлиховых ореолов в самостоятельный тип орео-

Т а б л и ц а 42

Ассоциации минералов в шлихах

Промышленные минералы	Характерные минералы-спутники	Коренные породы
Золото	Пирит, галенит, сфалерит, платина, шпинель, циркон, монацит, иногда шеелит	Кварцевые жилы, метаморфические породы, конгломераты
Платина	Магнетит, ильменит, хромит, оливин, пикотит, золото, циркон	Основные и ультраосновные породы или их измененные разности
Алмаз	Хромит, пироп, хромдиопсид, ильменит, перовскит, золото, платина, циркон, рутил и его полиморфные разности, реже топаз	Кимберлиты, ультраосновные породы, кристаллические сланцы, конгломераты
Касситерит	Топаз, турмалин, флюорит, пирит, арсенопирит, сфалерит, молибденит, шеелит, вольфрамит	Граниты, пегматиты, грейзены, различные жилы
Колумбит — танталит	Касситерит, берилл, турмалин, сподумен, лепидолит, самарскит, рутил, реже циркон, вольфрамит	Граниты, пегматиты
Вольфрамит	Касситерит, шеелит, пирит, молибденит, галенит, топаз, турмалин, флюорит, колумбит-танталит	Граниты, пегматиты, кварцевые жилы, скарны
Шеелит	Турмалин, касситерит, топаз, молибденит, золото, халькопирит, везувиан, флюорит, гематит	Скарны, пегматитовые и кварцевые жилы
Монацит	Рутил, турмалин, ставролит, ксенотим, кианит, золото, алмаз	Граниты, гнейсы, пегматиты, аплиты
Корунд, рубин, сапфир	Турмалин, шпинель, амethyst, топаз, берилл, андалузит, кианит, силлиманит, циркон, гематит	Граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, известняки, доломиты

лов рассеяния. Выявление шлиховых ореолов производится при шлиховой съемке, которая является одним из старейших методов изучения потоков рассеяния. Она включает отбор проб, получение тяжелых остатков, их минералогический анализ и интерпретацию полученных данных.

Тяжелые остатки (концентраты тяжелых минералов) носят название шлихов. Их получают в результате промывки рыхлых поверхностных образований (аллювия и делювия).

Производя предварительную оценку выявленных шлиховых ореолов, необходимо учитывать влияние ряда факторов на особенности формирования рассматриваемых ореолов. К важнейшим из них относятся следующие:

- 1) минералого-геохимические особенности руд и окружающих их ореолов окolorудных изменений;
- 2) физические и химические свойства минералов, включающих элементы-индикаторы;
- 3) климатические условия.

Ассоциации элементов и минералов в рудах (см. табл. 7) оказывают несомненное влияние на ассоциации минералов в шлиховых ореолах (табл. 42). Кроме того, на минеральный

Таблица 43

Изменение отношения  $Zr/Hf$  в цирконах различного генезиса.  
По А. В. Костерину [1976]

Опробуемые породы	Величина отношения
Основные и средние породы . . . . .	45—70
Гранитоиды . . . . .	35—55
Нефелиновые сиениты . . . . .	60—160
Редкометалльные пегматиты . . . . .	3—20
Гидротермальные образования . . . . .	60—200

состав шлиховых ореолов влияют и первичные ореолы окolorудных изменений вмещающих пород. Так, часто в шлихах минералами-индикаторами являются наиболее распространенные минералы зон окolorудных изменений: гранаты, турмалин, флюорит.

Часто большое поисковое значение имеет изменение химического состава минералов-индикаторов. В связи с этим рекомендуется делать спектральный анализ отдельных минералов шлиховых проб, т. е. проводить шлихо-геохимические поиски месторождений.

По данным Е. В. Францессона и Ф. В. Каминского [1974], гранаты шлиховых ореолов алмазонасных кимберлитов отличаются высоким содержанием хрома и низким — железа и кальция. По отношению циркония к гафнию в цирконах можно ориентировочно установить происхождение цирконов (табл. 43). Встречающийся в шлихах графит можно по данным изотопных анализов разделить на образовавшийся в пегматитах и метаморфический (последний «тяжелее»).

Положительные результаты при шлихо-геохимических поисках может дать анализ минералов-концентраторов, в которых в виде примесей находятся прямые элементы-индикаторы [Костерин А. В., 1972, 1976]. Такими минералами при поисках скар-

новых полиметаллических месторождений являются: гранаты, пироксены и везувиан; при поисках золоторудных месторождений — пирит, турмалин, магнетит, эпидот; при поисках оловорудных — амфиболы, гранаты, турмалин, магнетит, везувиан (табл. 44).

Для таких особоустойчивых к агентам выветривания минералов, как алмаз (алмазы практически не изнашиваются при переносе реками на расстояние около 300 км), поисковое значение имеют морфологические особенности кристаллов: появ-

Т а б л и ц а 44

Содержание олова и золота в минералах-концентраторах из рудных зон и безрудных участков. По А. В. Костерину [1976]

Элемент	Минерал	Безрудные участки	Рудные зоны
Олово	Турмалин	10—29	310—10 000
	Магнетит	23—33,2	980—1 700
	Амфиболы	22,1	600
	Гранаты	23,5—60	630—5 800
	Везувиан	40—80	1000
Золото	Пирит	0,1—0,4	10—1 500
	Турмалин	0,012	2,8—3,7
	Магнетит	0,032—0,048	32,8—64,8
	Эпидот	0,0025	2,0

ление в шлихах кристаллов с некоторыми морфологическими отличиями часто свидетельствуют о их происхождении в разных кимберлитовых трубках.

От формы кристаллов зависит способ переноса минералов поверхностными потоками. Кристаллы удлиненно призматической и игольчатой формы обычно переносятся во взвешенном состоянии и очень незначительно истираются. Изометрические кристаллы переносятся в основном путем волочения по дну. При этом происходит их значительное истирание, и на некотором удалении от коренного источника эти кристаллы исчезают из шлиховых ореолов [Захарова Е. М., 1960].

Дальность миграции минералов во многом определяется их твердостью и характером спайности. Твердые минералы истираются и окатываются гораздо слабее, чем мягкие, и в связи с этим могут переноситься на большое расстояние от коренного источника. Минералы, обладающие хорошо выраженной спайностью, легко раскалываются на мелкие обломки, которые быстро рассеиваются и обычно не встречаются в удалении от материнских пород. Точно так же не встречаются в удалении

от коренных источников и минералы, химически нестойкие в зоне гипергенеза.

Велика роль геоморфологических и климатических факторов в образовании шлиховых ореолов. Так, в районах, где про-

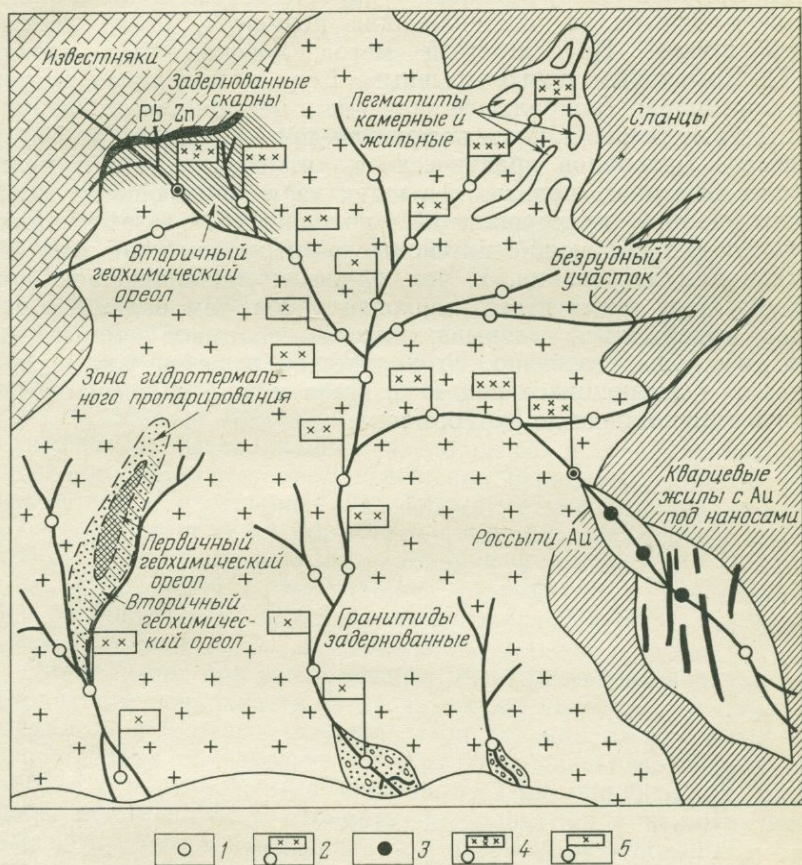


Рис. 85. Принципиальная схема применения шлиховзрывного метода для мелкомасштабных поисков месторождений. По Н. П. Ермакову.

1 — шлихи не взрывающиеся; 2 — шлихи безрудные со взрывающейся мелкой фракцией; 3 — шлихи рудные; 4 — шлихи рудные интенсивно взрывающиеся; 5 — условные 100 импульсов разрывов в навеске шлиха

цессы аккумуляции преобладают над эрозийными (области с относительно слабо пересеченным рельефом), содержание в ореоле минералов-индикаторов может значительно увеличиться, вплоть до образования россыпей. Образованию шлиховых ореолов способствуют климатические условия, в которых происходит интенсивное физическое выветривание. Особо сле-

дует отметить, что размеры шлиховых ореолов и содержание в них минералов-индикаторов могут быть не связаны с размерами разрушаемых рудных тел.

Для увеличения эффективности шлихового метода поисков Н. П. Ермаков [1965] предложил изучать газовой-жидкие включения в минералах, составляющих нерудную, более легкую часть шлиха. Предлагаемый метод поисков был назван Н. П. Ермаковым шлиховзрывным. Если в минералах легкой фракции шлиха (наибольшее значение в ней придает кварцу) отсутствуют газовой-жидкие включения, при нагревании до  $700^{\circ}\text{C}$  разрывов минералов практически не отмечается. Но в мельчайших обломках, попавших в шлих из разрушающихся постмагматических месторождений, сохраняются газовой-жидкие включения, вызывающие интенсивную «взрываемость» этих обломков при нагревании. И чем ближе к месторождению или рудному телу будет взята шлиховая проба, тем больше в ней будет содержаться «взрывающихся» обломков минералов (рис. 85). Следовательно, по количеству взрывов или по количеству выделившихся при этом газов можно ориентировочно судить о расстоянии до рудного тела.

**ПРОВЕДЕНИЕ ПОИСКОВ РУДНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ПЕРВИЧНЫМ ОРЕОЛАМ****Условия применения**

В зависимости от поставленной задачи литохимические исследования делятся на три типа, отличающиеся методикой проведения работ: поисковые (региональные), детальные и разведочно-эксплуатационные.

Поисковые (региональные) литохимические исследования могут проводиться в масштабе 1 : 50 000 или 1 : 25 000, в основном на площадях, лишенных покрова рыхлых отложений. Их задачей является выявление выходящих на дневную поверхность первичных ореолов. Наибольший поисковый эффект литохимические исследования, проводимые в рассматриваемом масштабе, могут дать при выявлении первичных ореолов рудных полей и месторождений постмагматических месторождений, особенно если их образование связано с газовыми эманациями. Литохимические исследования в масштабах 1 : 50 000 и 1 : 25 000 могут дать хорошие результаты и при выявлении региональных ореолов собственно осадочных месторождений.

Опробование при региональных литохимических поисках производится с поверхности, а на закрытых участках — из горных выработок и буровых скважин. При поисках на закрытых месторождениях обязательно следует опробовать все горные выработки и картировочные скважины. При опробовании керна пробы рекомендуется отбирать не только по коренным породам, но и по коре выветривания и по рыхлым отложениям. Обработка результатов анализов проб, отобранных по такой методике, может способствовать выявлению представительного горизонта для поисков по вторичным ореолам рассеяния.

Проводить региональные поиски по первичным ореолам на закрытых площадях удобнее в два этапа. На первом — скважины располагаются по редкой сети на расстояниях, принятых в районе для картирования. В них проводится предусмотренный проектом комплекс геологических, геохимических и геофизических исследований. На втором этапе проводится детализация выявленных перспективных участков с проходкой дополнительных скважин и шурфов. Все скважины, проходимые для отбора геохимических проб, должны полностью пересечь перекрывающие рыхлые отложения и кору выветривания.

Детальные литохимические исследования по первичным ореолам проводятся в масштабе 1 : 10 000 и 1 : 5000 на участках выявленных рудопроявлений. Их задачей является оконтуривание ореолов на поверхности и возможное изучение на глубину. Опробование при детальных поисках производится с поверхности, а также из горных и буровых выработок.

Разведочно-эксплуатационные поиски по первичным ореолам ведутся в процессе разведки и эксплуатации месторождений в масштабе 1 : 5000 и крупнее. Их основной задачей является выявление слепых рудных тел на флангах месторождений и на глубоких горизонтах. Опробование при разведочно-эксплуатационных поисках производится в основном из горных выработок и буровых скважин.

При проведении поисков по первичным ореолам обязательному опробованию должны подвергаться околорудноизмененные породы, зоны дробления и брекчии; а на участках с ожидаемыми осадочными месторождениями — зоны фациальных переходов. При отборе проб на участках, представляющих особый интерес (околорудноизмененные породы, брекчии и т. п.), а также при смене опробуемых пород следует отбирать отдельные образцы для минералого-петрографического анализа. В пробы при опробовании естественных и искусственных обнажений следует отбирать породы, не затронутые процессами выветривания.

Отбор проб должен сопровождаться грамотной и детальной геологической документацией. При опробовании пород и руд для последующего проведения декрепационного и изотопного анализов особое внимание нужно уделять структурно-текстурным особенностям руд, зернистости минералов и наличию прожилков. Все наблюдения должны заноситься в журнал опробования.

### Проведение опытных работ

В районах, где раньше не проводились геохимические исследования, поиски по первичным ореолам нужно начинать с постановки опытно-методических работ. При их выполнении должны быть решены следующие основные вопросы:

- 1) определение косвенных элементов-индикаторов, образующих первичные ореолы около рудных тел (а при региональных поисках около месторождений и рудных полей) ожидаемого типа;
- 2) определение величин геохимического фона и аномальных содержаний каждого элемента-индикатора для различных типов пород;
- 3) выяснение морфологических особенностей первичных ореолов различных элементов;
- 4) установление вертикальной и горизонтальной зональности ореолов;

5) определение формы нахождения элементов-индикаторов в ореоле. (В случае минеральной формы важно определить основные минералы, образуемые элементами-индикаторами в пределах ореолов, а в случае изоморфной формы — определить минералы, содержащие элементы-индикаторы в виде примеси);

6) определение элементов-индикаторов, корреляционные зависимости содержаний которых изменяются от надрудных ореолов к подрудным;

7) определение фоновой и аномальной декрепационной активности различных пород и минералов (при проектировании декрептометрической съемки).

Определение местного геохимического и декрепационного фона пород удобнее всего проводить на участках, удаленных от месторождений и рудопроявлений. Для изучения геохимических и морфологических особенностей первичных ореолов выбираются типичные хорошо разведанные месторождения, располагающиеся в различных литолого-структурных условиях. Лучше всего изучать особенности ореолов, опробуя горные выработки и скважины, расположенные в одном разрезе и полностью пересекающие рудные тела на различных горизонтах. Опробуемые участки должны обязательно выходить за пределы рудных тел и окружающих их ореолов измененных пород.

При изучении первичных ореолов на разведываемых и отрабатываемых месторождениях необходимо использовать имеющиеся уже результаты химических и спектральных анализов штучных, бороздовых и технологических проб.

### Отбор проб

При проведении литохимических поисков по первичным ореолам опробование ведется по профилям, ориентированным вкрест простирания ожидаемых рудных зон. Расстояние между профилями при масштабе работ 1 : 50 000 равно 500 м, 1 : 25 000 — 250 м, 1 : 10 000 — 100 м, 1 : 5000 — 50 м. Расстояние между точками отбора при региональных поисках 50 и 20 м. При детальных и разведочно-эксплуатационных поисках расстояние между пробами колеблется в зависимости от обнаженности, выбранного масштаба работ, расположения и типа выработок от 10 м до сплошного опробования пунктирной бороздой.

На участках с неравномерной обнаженностью при региональных поисках допускается отступление от указанной сети до 30%.

Специально проведенные исследования [Григорян С. Б., Янишевский Е. М., 1968] показали, что опробование методом пунктирной борозды является более чувствительным для обнаружения первичных ореолов, чем штучное опробование. В связи с этим опробовать коренные породы при геохимических поисках рекомендуется пунктирной бороздой. При этом из опробуемого

интервала отбирается 5—10 мелких кусочков (сколков) породы размером 3—4 см в поперечнике. Сколки объединяются в одну пробу в 150—200 г. Объединять в одну пробу сколки, отобранные из пород различного состава, запрещается.

Длина пунктирной борозды выбирается с таким расчетом, чтобы ожидаемый первичный ореол был охарактеризован как минимум двумя-тремя пробами. Обычно она колеблется от 1 до 5 м. При опробовании горных выработок и керна скважин пробы должны непосредственно примыкать одна к другой.

Когда одним из элементов-индикаторов, образующих первичные ореолы, является ртуть, необходимо учитывать возможность заражения проб, отобранных из подземных выработок, за счет гремучей ртути из детонаторов.

При очень плохом выходе керна и при бескернавом бурении опробование можно вести по шламу и буровой мути, которые должны отбираться ежемесячно, или по рейсам. Шламовые пробы не должны превышать 200 г. Если бурение ведется с промывкой глинистым раствором, необходимо учитывать возможность разубоживания элементов-индикаторов в пробах за счет глины, содержащейся в шламе, а также возможность «заражения проб» химическими элементами, содержащимися в повышенных количествах в промывочной жидкости. Для предотвращения ошибок следует проводить предварительный анализ глинистого материала и всех реагентов, используемых для приготовления бурового раствора. Обработывая полученные материалы, следует иметь в виду, что при бурении возможно отставание в выносе шлама от забоя к устью скважины.

При отборе геохимических проб для изучения элементов-примесей в рудных и нерудных минералах следует выполнять следующие условия:

1) с каждой точки отбирается как минимум два образца для параллельного определения элементов;

2) размер проб определяется количеством и степенью извлечения минералов, составляющих мономинеральную пробу. В большинстве случаев рассматриваемые пробы не превышают 200 г (т. е. соответствуют обычной геохимической пробе);

3) пробы для установления потенциальной рудоносности определенных массивов отбираются по профилям, полностью пересекающим эти массивы. Число проб не должно быть меньше 30;

4) сравнивать между собой можно содержания элементов только в минералах одной генерации; следовательно, при отборе проб в документации должны быть указаны генерация, опробуемая часть массива, а в отдельных случаях и зона. Так, например, при изучении пегматитов нельзя сравнивать мусковиты из кварц-мусковитового комплекса и из зоны чешуйчатого мусковита.

## Обработка проб и требования к их анализу

Подготавливая пробы, отобранные при литохимических поисках по первичным ореолам, к спектральным и химическим анализам, производят ряд операций в следующей последовательности:

- 1) измельчение в щековых дробилках до 5 мм;
- 2) измельчение на валках до крупности менее 1 мм;
- 3) перемешивание по способу кольца и конуса и сокращение квартованием до 20—50 г;
- 4) механическое истирание навески на истирателях.

При применении специальных видов анализа (ртуть, золото и др.) оставляют после перемешивания навеску свыше 20 г. Для отбора мономинеральных фракций и для подготовки материала к декрептационному анализу пробы после щековой дробилки дважды пропускают через валковую. Отбор мономинеральных проб производится под биноклем для того, чтобы исключить попадание в пробу сростков и тонких включений посторонних минералов.

Дробильные агрегаты и истиратели после обработки каждой пробы должны очищаться. Пробы из рудных интервалов следует группировать и обрабатывать отдельно от безрудных. Следует отметить, что дробление и истирание геохимических проб категорически запрещается производить не только на рудничных дробилках, занятых дроблением рудных проб, но и в помещениях, где они установлены.

Для производства декрептационных исследований измельченную пробу просеивают через сита и в зависимости от применяемого для анализа декрептометра выделяют мономинеральную фракцию размером 0,5—1,0 или 0,25—0,5 мм. В отдельных случаях из выделенной навески отбирают мономинеральную пробу, которая подвергается декрептометрическому анализу. Обычно для анализа достаточно 3 г минеральной фракции.

При геохимических поисках по первичным ореолам круг определяемых элементов устанавливается после проведения опытных работ. В число определяемых элементов-индикаторов обязательно должны входить элементы, извлекаемые растворами из вмещающих пород («отрицательные индикаторы»). Такие элементы часто на некотором удалении от рудных тел образуют «обычные» ореолы с повышенным содержанием в коренных породах (см. главу VII).

Проводя региональные геохимические поиски на участках, где может встречаться оруденение различных типов, в первую очередь следует определять элементы, составляющие обобщенный ряд зональности, установленный Л. Н. Овчинниковым, С. В. Григоряном, Э. Н. Барановым [1973]: W, Be, Sn, Mo, Co, Ni, As, Bi, Cu, Zn, Pb, Ag, Sb, Ba, Hg, I. Так как в настоящее

время нет единой методики анализа геохимических проб, необходимо в каждом конкретном случае выбирать аналитические методы, позволяющие наиболее успешно решать поставленные задачи. При выборе метода определения содержаний элемента в ореоле необходимо в первую очередь учитывать порог чувствительности анализа, местное фоновое содержание элемента в опробуемых породах и стоимость анализа.

Для определения формы нахождения элементов в первичном ореоле, детального изучения его зональности, выяснения особенностей его образования и более полного оконтуривания проводится рациональный (фазовый) анализ проб. Исследования проб, проведенные С. В. Григоряном и Е. М. Янишевским [1968], показывают, что применение этого метода анализа проб часто (на месторождениях урана, свинца, цинка) способствует увеличению эффективности геохимических поисков по первичным ореолам.

Как уже указывалось (глава VII), элементы-индикаторы могут входить в виде примесей в определенные рудные и породообразующие минералы первичных ореолов. По элементам-индикаторам, являющимся примесями, в отдельных случаях можно определять уровень эрозионного среза рудных тел, а также потенциальную рудоносность магматических горных пород. В связи с этим в тех случаях, когда опытные работы показывают целесообразность определения элементов-примесей, следует в мономинеральных пробах устанавливать химическими и спектральными количественными анализами содержание определенных элементов-индикаторов.

Обработку и анализы проб следует производить в процессе проведения полевых работ. Оперативное получение результатов анализов может значительно повысить эффективность проводимых поисков. В связи с этим инструкцией по геохимическим методам поисков [1965 г.] предусматривается к концу полевого сезона проанализировать 80% отобранных проб.

Качество опробования контролируется повторным отбором проб в объеме 3%. Контрольное опробование должен проводить начальник отряда или геолог, не принимавший участия в первоначальном отборе проб. В первую очередь контрольному опробованию подвергаются участки, на которых выявленные аномалии по геохимическим предпосылкам вряд ли могут быть связаны с оруденением, а также участки с благоприятными для оруденения признаками, но по результатам проводимых работ, аномалий на которых не обнаружено. По данным первичного и контрольного опробования подсчитывается погрешность работ (глава V).

## Изображение результатов анализов и интерпретация полученных данных

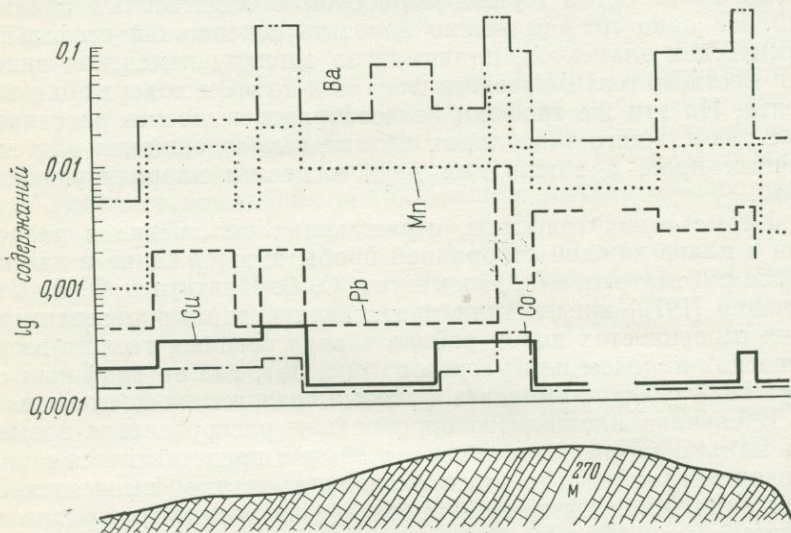
Результаты литохимических поисков по первичным ореолам могут изображаться в виде графиков и карт изоконцентраций. Графики обычно составляются по результатам анализов проб, отобранных по отдельным геологическим разрезам из керна буровых скважин, из горных выработок и естественных обнажений. На один график можно нанести содержания нескольких химических элементов, принимая за единицу изменения значения местного геохимического фона или процент содержания элемента. На эти же графики целесообразно выносить рассчитанные для каждого типа пород аномальные содержания для единичных проб, а также для двух и девяти коррелирующихся проб.

Кроме таких графиков, отражающих положение в разрезе или в плане каждой отобранной пробы и содержание в каждой пробе рассматриваемых элементов, С. С. Цингауз и Ф. А. Стариченко [1970] предложили представлять данные о геохимических особенностях пород района в виде сводных геолого-геохимических колонок или разрезов (рис. 86), где на графиках содержания следует выносить фоновые содержания элементов.

В случаях площадного опробования распределение элементов на планах, разрезах и картах обычно представляется в виде изоконцентраций. Для этого сначала на карту выносятся содержания металлов во всех пробах (а их число часто равно десяткам тысяч). Затем, обычно при трехкратной градации (3, 10, 30 и т. д.), проводят изолинии. Для каждого элемента такие построения, занимающие довольно много времени, проводятся отдельно. Кроме того, при сложном геологическом строении, когда наблюдается частое чередование пород с резко различными особенностями распределения в них рассматриваемых элементов, проведение линий изоконцентраций может исказить картину действительного положения геохимических аномалий.

Для избежания таких ошибок и существенного уменьшения трудоемкости работ В. А. Алексеев было предложено на планы опробования, составленные на геологической основе, выносить особыми значками (можно разными цветами) только пробы с содержаниями, аномальными для единичных, двух и девяти коррелирующихся проб. Эти содержания рассчитываются отдельно для каждого типа пород. Затем производится выделение аномалий с учетом корреляции проб. Так, каждая проба с содержанием выше аномального для единичных проб заслуживает внимания (аномалия 6, рис. 87). Пробы с содержаниями, аномальными для двух коррелирующихся проб, составляют аномалию, если их рядом не меньше двух (аномалия 3) или если рядом расположена проба с содержанием, аномальным для единичных проб (аномалия 7). Пробы с содер-

жаниями, аномальными для девяти коррелирующихся проб, включаются в аномалию только в том случае, если общее число составляющих ее проб не меньше девяти (аномалии 1, 5). Внутри крупных аномалий могут находиться отдельные пробы с фоновыми содержаниями (аномалия 1). При необходимости в пределах аномалии изолиниями выделяются содержания, аномальные для единичных и двух коррелирующихся проб (аномалия 5).



Масштаб 1:5000

№ слоя	Литогеологическое описание пород	Мощность слоя, м	Количество проб	Возраст
394	Светло-серые тонкослоистые известняки	200	36	$C_1 t_1$
393	Переслаивание черных доломитов и темно-серых известняков	200	221	
392	Серые известняки	60	130	
391	Черные доломиты	70	65	
390	Светло-серые тонкослоистые известняки	150	46	
389	Темно-серые массивные известняки	10	51	$D_3 f m$
388	Переслаивание серых и темно-серых известняков	120	92	
387	Белочирваные известняки	50	25	
386	Известняки	20	20	
385	Черные плитчатые доломиты	300	130	
384	Переслаивание черных и серых доломитов и известняков	200	120	
383	Черные доломиты	40	34	
382	Комковатые известняки	120	40	

Рис. 86. Сводный геолого-геохимический разрез карбонатной толщи (район р. Акуюк)

Аналогичным образом, вынося пробы с резко пониженными содержаниями элементов, выделяются отрицательные аномалии.

Практика показала, что для каждого элемента удобно составлять отдельную карту, а затем делать одну сводную. На сводной карте кроме отдельных аномалий различных элементов следует выделять аномальные зоны. Такие зоны представляют собой участки с пространственно сближенными аномалиями

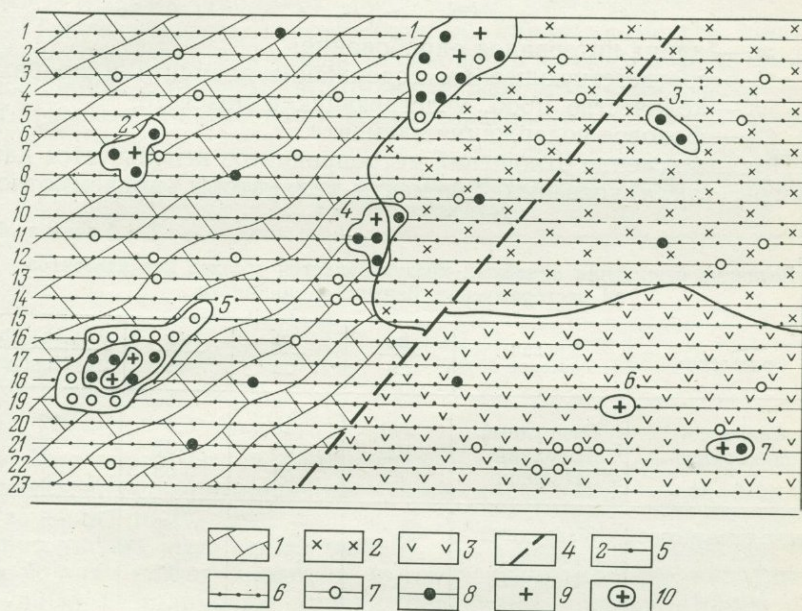


Рис. 87. Схема выделения геохимических аномалий.

1 — известняки; 2 — граниты; 3 — эффузивные породы; 4 — разрывные нарушения; 5 — профиль отбора проб и его номер; 6 — точки отбора проб; 7 — для девяти коррелирующих проб, 8 — для двух коррелирующих проб; 9 — для единичных проб; 10 — геохимическая аномалия и ее номер

ряда элементов, образование которых (аномалий) может быть вызвано одними и теми же причинами.

Результаты проведенных декрептометрических и вакуумно-декрептометрических исследований также можно изобразить с помощью графиков и изолиний с той лишь разницей, что вместо процентного содержания элементов в этом случае рассматривается количество микровзрывов или объем выделившихся газов и паров на единицу объема пробы.

Изменение содержаний элементов-примесей в минералах-концентраторах удобнее всего изображать в виде графиков, за единицу измерения при их построении берется процент содержания элемента.

Для установления зональности строения первичных ореолов используется отношение метропроцентов отдельных элементов на разных уровнях вертикального среза. Вычисление метропроцента для определенного горизонта производят по данным опробования, согласно выражению

$$M = \sum_{i=1}^n m_i (C_i - C_{\phi}),$$

где  $m_i$  — длина интервалов опробования;  
 $C_i$  — соответствующее им содержание элемента в пробах;  
 $n$  — количество проб, участвующих в подсчете;  
 $C_{\phi}$  — фоновое содержание элемента.

При вычислении отношений метропроцентов используется как прямые, так и косвенные элементы-индикаторы, причем отно-

Т а б л и ц а 45

Величина отношения линейных продуктивностей ореолов пар элементов на месторождении Верхний Канмансур

Оруденение	Уровни ореолов	$\frac{Ba}{Cu}$	$\frac{Pb}{Cu}$	$\frac{Ag}{Cu}$	$\frac{Ba+Ag+Pb}{Bi+Cu+Co}$
Свинцово-серебряное	Надрудный	200	18	0,2	12
	Верхний	100	45	0,21	5
	Нижний	44	34	0,08	
Медно-висмутовое	Надрудный	38	7	0,03	1,0
	Верхний	3,5	2,5	0,01	0,5
	Нижний	0,04	0,09	0,002	0,05

шения метропроцентов косвенных индикаторов могут дать более контрастную характеристику зональности. Так, на месторождении Верхний Канмансур зональность первичных ореолов у свинцово-серебряных рудных тел особенно отчетливо видна по изменению отношения линейных продуктивностей (метропроцентов) пары барий — медь и отношения суммы содержаний металлов, составляющих надрудные и подрудные ореолы (так называемые аддитивные ореолы) (табл. 45).

При выявлении геохимических аномалий в коренных породах всегда встает вопрос об уровне эрозионного среза, т. е. о перспективности выявленной аномалии. При очень четко выраженной зональности первичных ореолов определить уровень среза можно непосредственно по содержаниям элементов, образующих надрудные и подрудные ореолы, однако подобные случаи встречаются крайне редко.

Определенную помощь при установлении уровня эрозионного среза могут оказать данные о корреляционных связях между содержаниями различных элементов в ореолах. Иссле-

дования, проведенные на месторождениях в Северной Джунгарии [Данчев В. В., Флеров В. Е., 1970], показали, что с глубиной уменьшается коэффициент корреляции для пары свинец — медь. А. А. Беус [«Руководство...», 1965] и другие установили, что на скарных полиметаллических месторождениях с изменением уровня эрозионного среза изменяется величина коэффициентов ранговой корреляции для пар элементов свинец — цинк и свинец — мышьяк (табл. 46).

Таким образом, корреляционный анализ помогает приближенно установить уровень эрозионного среза на ряде месторождений. Элементы, выбираемые для этой цели, могут быть и прямыми, и косвенными индикаторами.

Таблица 46

Коэффициенты корреляции на различных вертикальных уровнях оруденения для пар элементов

Части ореолов	Свинец — цинк	Свинец — мышьяк
Надрудная . . . . .	+0,08	+0,72
Рудная . . . . .	+0,66	+0,54
Подрудная . . . . .	-0,60	-0,55

При определении уровня эрозионного среза следует использовать величину отношения суммы содержаний элементов, образующих надрудные ореолы, к сумме содержаний элементов, образующих подрудные ореолы. Как видно из табл. 45, эта величина может довольно четко характеризовать надрудные, рудные и подрудные уровни первичных ореолов. Часто еще лучшие результаты можно получить, используя величину отношения произведения содержаний элементов, образующих надрудные ореолы, к произведению содержаний элементов, образующих подрудные ореолы. Эта величина называется коэффициентом вертикальной зональности. Определение коэффициента вертикальной зональности дало хорошие результаты при изучении первичных ореолов на месторождениях различных типов. Так, на месторождениях касситерит-сульфидной формации [Кравченко Э. С., 1972] определение рассматриваемого коэффициента по косвенным элементам-индикаторам  $\frac{PbZnAg}{CuBiMo}$  и  $\frac{PbZnAg}{CuBiW}$  показало, что его величина в надрудных ореолах больше 50 000; в среднерудных интервалах она колеблется от 1 до 50 000, а в подрудных — меньше 0,01.

Установив в пределах выявленного ореола коэффициент вертикальной зональности или определив величину отношения аддитивных ореолов, построенных путем избирательного суммирования содержаний «надрудных» и «подрудных» элементов, сравнивают полученные величины со стандартными, вычислен-

ными при проведении опытных работ. Это сравнение позволяет приблизительно установить уровень эрозионного среза рассматриваемого ореола.

При определении уровня эрозионного среза первичных ореолов любым из вышеуказанных методов необходимо выполнение ряда условий методики сбора и обработки геохимических данных. Важнейшими из них являются следующие:

- 1) все расчеты должны вестись по опорным профилям;
- 2) профили должны располагаться в центральной части ореола;
- 3) профили проходятся вкрест простирания и должны пересечь его полностью или вскрыть большую часть;
- 4) опробование следует проводить методом пунктирной борозды;
- 5) не должно быть существенных отклонений в длине проб, отобранных в различных частях профилей;
- 6) количество проб, участвующих в подсчетах, должно быть больше 10;
- 7) единичные пробы, с содержанием элемента на два порядка выше его содержания в соседних пробах, в расчет не берутся.

Хорошие результаты при изучении зональности оруденения и установлении уровня эрозионного среза дает использование показателя зональности. Он представляет отношение продуктивности ореола рассматриваемого элемента к сумме продуктивностей ореолов всех элементов-индикаторов исследуемого типа оруденения, т. е. показатель зональности количественно отражает относительную концентрацию элемента на определенном участке (вертикальном или горизонтальном сечении) рудной зоны.

Рассчитав величины показателя зональности для ряда элементов-индикаторов, можно установить ряд зональности, в котором будет отражена последовательная смена концентрации элементов в определенном направлении. Подробно методика этих расчетов описана в работе А. А. Беуса и С. В. Григоряна [1975].

Корреляционный анализ позволяет в отдельных случаях устанавливать тип оруденения до проверки первичного ореола горными и буровыми работами. Так, по данным Г. Г. Кочемасова [1968], берилл-колумбитовые пегматиты отличаются от танталоносных более слабой корреляционной связью между такими параметрами косвенных элементов-индикаторов, как литий — бор, бор — олово, литий — олово. Корреляция же между рубидием и калием, наоборот, более тесная в ореолах берилл-колумбитовых пегматитов.

Связь между косвенными элементами-индикаторами позволяет судить и об алмазности кимберлитовых трубок. В. А. Малышевым для этой цели был использован коэффициент потенциальной алмазности (КПА), определяемый по формуле

$$\text{КПА} = \frac{\text{Fe} : \text{Ti}}{\lg(\text{Fe} + \text{Ti}) + \frac{1}{2} \lg(\text{Al} + \text{K} + \text{Na})},$$

где Fe, Ti, Al, K, Na — весовые содержания соответствующих элементов.

К перспективным относятся тела с величиной КПА больше 7,0. Около глубокозалегающих рудных тел на поверхности образуются слабоконтрастные первичные ореолы, их выявление сложно, но очень важно, особенно в районах давно работающих рудников. Работы по выявлению таких ореолов ведутся в различных направлениях. При изучении медных и полиметаллических колчеданных месторождений было установлено [Баранов Э. Н., 1972], что в «фоновых» пиритах вмещающих пород резко сокращается доля легкорастворимых форм прямых элементов-индикаторов по сравнению с «ореоловыми» пиритами. Эта закономерность позволила исследователям рекомендовать при выделении слабоконтрастных ореолов колчеданных руд учитывать содержание в пиритах легко- и трудноизвлекаемых форм элементов. При поисках полиметаллических руд растворение легкоизвлекаемых форм производится при кипячении (30 мин) пирита в 10%-ном растворе соляной кислоты. При поисках медных руд пирит растворяют в царской водке, подогреваемой на водяной бане; растворение в этом случае прекращают через 20 с с момента начала интенсивного выделения сероводорода.

Гораздо чаще для выявления слабоконтрастных первичных ореолов используются так называемые «мультипликативные» и «аддитивные» ореолы.

Мультипликативные ореолы выделяются путем перемножения в каждой пробе содержаний группы элементов-индикаторов. По сравнению с моноэлементными мультипликативные ореолы более значительны по размерам и интенсивности. Мультипликативные ореолы делятся на общие и частные.

Общие выделяются при перемножении всех элементов-индикаторов, а среди частных выделяются построенные для надрудных и подрудных элементов.

Аддитивные ореолы выявляются путем суммирования в каждой пробе содержаний элементов-индикаторов. Кроме общих аддитивных ореолов выделяются частные, построенные для надрудных и подрудных элементов-индикаторов.

В заключение следует отметить, что наиболее интересные участки с выявленными геохимическими аномалиями должны быть изучены с помощью геофизических методов, должна быть рассмотрена их перспективность с точки зрения общих геологических и геохимических предпосылок. И только тщательно проанализировав все полученные данные, можно определить место заложения первых горных выработок или буровых скважин, часто определяющих проведение дальнейших работ по оценке выявленного первичного ореола.

**ПРОВЕДЕНИЕ ПОИСКОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ПО ВТОРИЧНЫМ ОРЕОЛАМ РАССЕЯНИЯ**

**ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ**

**Условия применения**

Среди литохимических исследований по вторичным ореолам и потокам рассеяния можно выделить рекогносцировочные, поисковые и детальные.

Рекогносцировочные исследования по потокам рассеяния проводятся в горных активно денудированных районах и в районах гумидной зоны со сглаженными формами рельефа. В первом случае целесообразно литохимические исследования сочетать со шлиховой съемкой, а во втором — с гидрохимической. В слабо расчлененных открытых районах аридной зоны проводятся рекогносцировочные литохимические исследования по вторичным ореолам.

Задачей рассматриваемых рекогносцировочных исследований является выяснение геохимической характеристики и металлогенических особенностей района, а также попутное обнаружение потоков и ореолов рассеяния части месторождений. Все рекогносцировочные работы проводятся в масштабах 1:200 000 и 1:100 000 по сети, приведенной в табл. 47 и 48. Направление маршрутов выбирается вкрест простиранья пород и ожидаемых рудоконтролирующих структур. Опробовать в поисковых целях потоки рассеяния по рекам протяженностью более 15 км не рекомендуется.

Поисковые литохимические исследования проводятся в масштабах 1:50 000 и 1:25 000 (см. табл. 47 и 48) после рекогносцировочных работ, давших положительные результаты, или в рудных, но недостаточно изученных районах. Поиски по потокам рассеяния целесообразны в расчлененных районах (вместе со шлиховой съемкой) и в условиях пенеплена, расчлененного балками и оврагами, вскрывающими коренные породы. В равнинных районах проводятся поиски по вторичным ореолам.

Задачей поисковых литохимических исследований является обнаружение ореолов новых месторождений и установление общих закономерностей их размещения.

Детальные литохимические работы проводятся в масштабах 1:10 000, 1:5 000 или 1:2 000 (см. табл. 48) на участках с про-

Масштабы литохимических съемок при поисках по потокам рассеяния

Масштаб	Сеть		Среднее число точек отбора проб на 1 см <sup>2</sup> карты	Число точек отбора проб на 1 км <sup>2</sup> площади
	среднее расстояние между опробуемыми ручьями, км	расстояние между точками отбора проб по ручью, км		

## Рекогносцировочные съемки

1 : 200 000	2	0,50—0,25	4—8	1—2
1 : 100 000	1	0,25—0,20	4—5	4—5

## Поисковые съемки

1 : 50 000	0,5	0,1	5	20
------------	-----	-----	---	----

явлениями рудной минерализации, выявленными предыдущими исследованиями. Задачей рассматриваемых работ является обнаружение, оконтуривание и оценка ореолов рассеяния отдельных рудных тел и зон.

Профили при поисковой и детальной съемке ориентируются вкрест простирания ожидаемых ореолов рассеяния. В отдельных случаях допускается сгущение точек опробования по профилю (до 0,5 ширины ожидаемого ореола) при разрежении сети профилей до 0,9 длины ожидаемого ореола. Следует отметить, что любое сгущение или разрежение выбранной сети опробования должно производиться только после проведения опытных работ

Таблица 48

Масштабы литохимических съемок при поисках по вторичным ореолам рассеяния

Масштаб	Сеть		Плотность точек отбора проб на 1 см <sup>2</sup> карты	Число точек отбора проб на 1 км <sup>2</sup> площади
	расстояние между профилями, м	расстояние между точками отбора, м		

## Рекогносцировочные \* съемки

1 : 200 000	2000	100	20	5
1 : 100 000	1000	100—50	10—20	10—20

## Поисковые съемки

1 : 50 000	500	50	10	40
1 : 25 000	250	50—25	5—10	80—160

## Детальные съемки

1 : 10 000	100	20—25	5—4	500—400
1 : 5 000	50	20—10	2,5—5	1000—2000
1 : 2 000	25—20	10	1,6—2	4000—5000

\* Допускаются только в условиях слабо расчлененного рельефа, неблагоприятного для поисков по потокам рассеяния.

и должно быть обосновано особенностями ожидаемых вторичных ореолов, геологическим и геоморфологическим строением участка и его ландшафтно-геохимическими особенностями.

Литохимические исследования можно проводить при наличии геологических карт более мелкого масштаба, чем масштаб исследований. Все литохимические съемки в масштабе 1 : 25 000 и мельче, а также литохимическая съемка в масштабе 1 : 10 000, проводимая на площади, превышающей 50 км<sup>2</sup>, должны быть обязательно выполнены в рамках трапеций этого масштаба или на  $\frac{1}{2}$ ,  $\frac{1}{4}$  листа.

При проведении поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния необходимо последовательно увеличивать их детальность на перспективных участках, однако при этом не обязательно соблюдать всю шкалу возможных масштабов.

### Опытные работы

Литохимические поиски в новых районах и на новых объектах должны проводиться после постановки опытных работ, решающих следующие основные вопросы:

1) установление элементов-индикаторов, образующих открытые и закрытые ореолы и потоки рассеяния вокруг известных рудных тел в конкретных геологических и ландшафтно-геохимических условиях;

2) определение местных фоновых и аномальных содержаний элементов-индикаторов в зависимости от ландшафтно-геохимических условий, а также мощности и генезиса перекрывающих отложений. (Эту часть опытных работ следует проводить в удалении от известных рудных зон и участков возможного заражения пород элементами-индикаторами);

3) установление геометрических размеров потоков и ореолов рассеяния в зависимости от ряда внешних факторов и процессов, характерных для изучаемого района;

4) установление характера распределения элементов-индикаторов по вертикальному разрезу и в плане в пределах потоков и ореолов рассеяния;

5) установление представительного горизонта для отбора проб в случае развития в районе закрытых ореолов;

6) выяснение распределения элементов-индикаторов по разным фракциям после ситового анализа проб.

Для решения каждого из этих вопросов возможен отбор до 1000 проб. Сеть опытного отбора проб следует максимально сгустить. Все опытные работы должны сопровождаться подробной документацией.

### Отбор проб

Глубина отбора проб обосновывается опытными работами и должна отвечать наиболее эффективному и экономичному проведению работ.

При поисках по потокам рассеяния в пробу берут илисто-глинистую или песчанистую фракцию. Отбор проб начинают с устьев рек с последующим заходом во все боковые притоки и доводят до их вершин. Первые пробы в боковых притоках отбираются в приустьевой части, расположенной выше уровня половодья реки, в которую впадает приток. Широкие заболоченные долины с плохо выраженным руслом опробуются по обоим бортам.

При литохимических поисках по открытым ореолам отбор проб ведется с глубины, определенной опытными работами (обычно 10—20 см под растительным слоем). В пробы берется песчано-глинистая фракция. Глубинные литохимические поиски по вторичным ореолам проводятся на особо перспективных площадях и в горно-промышленных районах после предварительного районирования территории с учетом генетических типов перекрывающих отложений и глубины залегания представительного горизонта. Желательно, чтобы глубинным литохимическим поискам предшествовала биогеохимическая съемка.

Отбор проб с глубины 15—20 см производят с помощью специального кайла. При глубине пробоотбора до 2 м используют ручные буры и пробоотборники, от 2 до 10 м — легкие технические средства и самоходные буровые установки, от 10 до 50 м — самоходные установки шнекового и колонкового бурения.

Обычно масса отбираемых проб — 50 г, но в случае использования крупных фракций — до 300 г. Пробы отбираются в специальные мешочки, которые необходимо ежедневно доставлять в лагерь отряда для обработки.

Одновременно с отбором проб в стандартной полевой книжке производится их документация и составляется абрис. Основой абриса при съемке по потокам рассеяния может служить схема гидросети. В пикетажной книжке обязательно отмечаются расположенные по маршруту (или вблизи него) дороги, речки, горные выработки, особенности рельефа, характер рыхлых отложений и т. п.

При обнаружении в процессе литохимической съемки рудных коренных выходов, вывалов или древних отвалов проводят штурфовое опробование с подробной документацией и привязкой места отбора пробы.

Допустимые отклонения от выбранной сети пробоотбора не должны превышать  $\frac{1}{10}$  расстояния между пробами как по профилю, так и между профилями. При каждом отклонении в пикетажной книжке делается соответствующая запись.

### **Обработка проб и требования к их анализу**

Первичная обработка проб (до механического истирания) может производиться в полевых условиях. Диаметр сит для просеивания определяется при проведении опытных работ.

Следует отметить, что применять сита с бронзовой, латунной или луженой сеткой не разрешается. Просеивание следует производить на чистые листы стекла, кровельного железа или алюминия.

Растирание должно производиться в условиях, исключаяющих заражение проб ранее растиравшимися материалами. Пробные мешочки после пятикратного использования необходимо стирать.

При работах в масштабе 1 : 100 000 и мельче обязательному определению в пробах спектральным методом подлежат следующие элементы: Li, Be, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Sn, Sb, Ba, TR, Pb, Bi, W. В районах, перспективных на обнаружение месторождений В, F, Р, Sr, Cs, Ge, Та, Au, Hg, U, особо должна быть рассмотрена целесообразность применения специальных методов и методик анализа этих элементов. Определение ряда редких и рассеянных элементов, практически не образующих самостоятельных минералов, но входящих в руды месторождений других металлов, производится при повышенных содержаниях в пробе металлов, составляющих эти руды. Например, при высоких содержаниях Pb и Zn определяют содержание Ga, Cd, Ge. При рекогносцировочных литохимических исследованиях обычно в пробах не определяются следующие группы элементов:

- 1) главнейшие порообразующие, характеризующиеся высокими кларками;
- 2) группы платины (наиболее эффективен шлиховой метод их поисков);
- 3) газообразные и галоиды (за исключением фтора);
- 4) радиоактивные элементы (за исключением урана).

В пробах, отбираемых при рекогносцировочных работах, обязательно определяется магнитная восприимчивость рыхлых отложений. Данный вид анализа способствует обнаружению титаномагнетических и магнетитовых месторождений, кимберлитовых трубок, массивов ультраосновных пород.

При поисковых литохимических исследованиях число элементов, определяемых спектральным анализом в пробах, сокращается до 12—15. Их выбор основывается на металлогенических и геологических особенностях изучаемого района. Определение редких и рассеянных элементов, не образующих собственных минералов, производится в тех же случаях, что и при рекогносцировочных работах. Целесообразность выяснения магнитной восприимчивости проб определяется металлогеническими особенностями и геологическим строением района.

При детальных литохимических исследованиях спектральным анализом определяют элементы, являющиеся прямыми и косвенными индикаторами рудопроявлений и месторождений участка. Выбирая элементы для определения в пробах, следует учитывать стоимость анализа, в связи с чем иногда прямые элементы-индикаторы определяются только в пробах с повышен-

ным содержанием косвенных индикаторов. Так, в районе золоторудных месторождений золото определяется в пробах с повышенным содержанием As, Pb, Cu, Ag.

В число определяемых элементов следует обязательно включать элементы, образующие надрудные первичные ореолы. Повышенное содержание этих элементов в металлометрических пробах может свидетельствовать о наличии слепых рудных тел.

Правильность произведенного отбора проб контролируется повторным опробованием в объеме 3% от общего числа проб.

Контрольное опробование проводится начальником отряда или сотрудником, не участвовавшим в первичном отборе проб, по выборочным профилям или отдельным точкам, нарушающим закономерную картину поля рассеяния.

### **Изображение результатов анализа и оценка аномалий**

Пробы, отобранные в одинаковых ландшафтно-геохимических условиях, группируются в выборки, для которых рассчитываются фоновые и аномальные содержания, учитываемые при изображении результатов анализов. Данные о содержании элементов в пробах разбиваются на несколько интервалов. Первый из них охватывает колебания местного фона. Нижняя граница второго — содержание аномальное для девяти коррелирующихся проб, третьего — содержание аномальное для двух коррелирующихся проб, а четвертого — аномальное для единичных проб. Последующие интервалы также должны характеризовать прогрессивное (обычно трехкратное) нарастание концентраций.

При литохимических исследованиях для каждого элемента составляется отдельная карта. На ней при поисках по потокам рассеяния кружками обозначают точки отбора проб, а по интенсивности окраски (для каждого элемента берется свой цвет) выделяются интервалы с определенными содержаниями элемента. Составляется также одна сводная карта, на которой поток рассеяния каждого элемента изображается в виде линий соответствующего цвета, параллельных оси опробуемого ручья. Длина линий соответствует протяженности потоков, а ширина — интенсивности. Сводная карта составляется на геологической основе.

Результаты поисков по вторичным ореолам могут изображаться в виде графиков, построенных по профилям и в виде изолиний на карте с геологической основой. На картах масштаба 1 : 25 000 и мельче из-за частого шага отбора проб по профилю оконтуриваются области высоких концентраций по одному-двум (редко трем) интервалам; в пределах таких контуров могут находиться отдельные пробы с более низким содержанием. Такие карты обладают наглядностью, но не отвечают строгому понятию изолиний. При детальном поиске составление карт изоконцентраций является обязательным. В центрах выделенных

ореолов указываются величины максимальных содержаний элементов.

Все выявленные аномалии должны быть рассмотрены на местности, при этом должны быть освещены следующие вопросы:

1) характер и мощность (по возможности) рыхлых отложений, микрорельеф участка, состав коренных пород на ближайших выходах на поверхность;

2) отсутствие каких-либо причин для появления аномалий, связанных с процессами техногенеза (отвалы, пути транспортировки руд и т. д.);

3) отсутствие геохимических барьеров, могущих вызвать образование ложных аномалий (для выяснения этой задачи часто необходимо проведение дополнительных анализов, часть из которых можно выполнить, используя полевую химлабораторию);

4) целесообразность дальнейшего изучения аномального участка.

При отсутствии обнажений вблизи аномалии дополнительный материал, характеризующий ее перспективность, можно получить, анализируя шлик из рыхлых отложений. В случае необходимости может проводиться повторное опробование по более густой сети.

Количественными показателями вторичных ореолов и потоков рассеяния являются максимальное содержание металла в аномалии и продуктивность. Продуктивность потока рассеяния вычисляется по формуле

$$P'_x = S_x (C'_x - C'_ф),$$

где  $P'_x$  — продуктивность;

$C'_x$  — содержание металла в пробе, вес. %;

$C'_ф$  — фоновое содержание металла, вес. %;

$S_x$  — площадь видимого водосбора (бассейна денудации) для данной точки, м<sup>2</sup>.

Продуктивность вторичного литохимического ореола определяется по следующей формуле:

$$P = \Delta x l (\sum C_x - n C_ф),$$

где  $P$  — продуктивность;

$\Delta x$  — расстояние между точками отбора проб по профилю, м;

$l$  — расстояние между профилями, м;

$\sum C_x$  — арифметическая сумма содержаний металла для всех точек в пределах ореола, вес. %;

$n$  — число проб (точек отбора), вошедших в подсчет;

$C_ф$  — фоновое содержание металла, вес. %.

Однако, как отмечается в инструкции [«Инструкция...», 1965], «подсчет продуктивности вторичного ореола рассеяния уместен после исполнения работ в масштабе 1 : 10 000 или крупнее и целесообразен для оценки ореолов, связанных с рудопоявлениями, вскрытыми денудационным срезом».

Вторичные ореолы, изученные с поверхности необходимыми геологическими и геофизическими методами, подвергаются проверке горными и буровыми выработками. Для оценки ореола с одним максимумом необходимо вскрытие интервала, равного ширине ореола, отстроенного при содержании в пробах металла, равного половине максимального содержания.

При оценке вторичных ореолов большое значение имеет мощность рыхлых отложений и уклон местности, так как центральная точка ореола будет совпадать в плане с максимальным содержанием металла в коренных породах только при горизонтальной дневной поверхности и вертикальном падении рудной зоны.

При мощности рыхлых отложений до 3 м и при наличии уклона местности первая канава задается в 3—5 м гипсометрически ниже центра ореола. (Если известно падение рудной зоны, следует учитывать совместное влияние этого фактора и уклона местности).

При мощности рыхлых отложений свыше 3 м отмечались смещения вторичных ореолов на 30—40 м, а в условиях вечной мерзлоты и на 150 м. В связи с этим, если первыми выработками не вскрыта рудная зона, необходимо провести опробование всей мощности рыхлых отложений. Установление морфологических особенностей вторичного ореола позволит уточнить заложение последующих поисковых выработок.

Особо следует отметить, что горные и буровые выработки, закладываемые для оценки вторичных ореолов, должны углубиться как минимум на 0,5 м в коренные породы, не затронутые процессами выветривания.

Потоки рассеяния тяжелых, устойчивых к агентам выветривания минералов, могут являться частью первичных ореолов россыпных месторождений. Оценка их проводится при шлиховой съемке.

Потоки рассеяния, не связанные с россыпями, горными и буровыми работами обычно не изучаются, а поисковая задача считается решенной, если последующими более детальными поисками будет обнаружена в бассейне денудации рудная зона в коренных породах или вторичный ореол рассеяния.

В заключение необходимо отметить, что литохимические поиски по вторичным ореолам и потокам рассеяния в ландшафтно-геохимических условиях, допускающих их эффективное применение, являются обязательной составной частью поисков месторождений полезных ископаемых на территории СССР.

## БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ

### Условия применения

Применение биогеохимического метода поисков целесообразно в тех случаях, когда он обладает преимуществом перед простым литохимическим методом поисков по вторичным ореолам рассеяния. Можно считать, что биогеохимический метод является одним из наиболее эффективных методов при следующих ландшафтно-геохимических и климатических особенностях районов в условиях:

1) гумидной зоны и при замедленной денудации, если широкое развитие с поверхности получили процессы выщелачивания элементов-индикаторов из элювиально-делювиальных и древних кор выветривания;

2) гумидной и умеренно влажной зон, если вторичные литохимические ореолы или непосредственно рудные зоны перекрыты дальнепринесимыми отложениями мощностью до 20 м, а в отдельных случаях до 40 м;

3) пустынь и полупустынь аридной зоны, если вторичные литохимические ореолы или непосредственно рудные зоны перекрыты дальнепринесимыми отложениями мощностью до 20—40 м;

4) заболоченных равнин и торфяников при неглубоком (2—10 м) залегании рудовмещающих коренных пород и при отсутствии многолетней мерзлоты.

В зависимости от поставленной задачи биогеохимические исследования делятся на три типа: рекогносцировочные, или мелкомасштабные (1 : 200 000 — 1 : 100 000), поисковые, или среднемасштабные (1 : 50 000 — 1 : 25 000), и детальные, или крупномасштабные (1 : 10 000). Следует сразу отметить, что наиболее эффективными и экономически выгодными являются исследования масштаба 1 : 25 000 и 1 : 10 000.

Рекогносцировочные работы способствуют выяснению общей геохимической и биогеохимической характеристики районов, при их проведении возможно обнаружение биогеохимических ореолов части месторождений.

Среднемасштабные поисковые работы должны привести к обнаружению биогеохимических ореолов новых месторождений полезных ископаемых и установлению общих закономерностей их размещения.

Задачей крупномасштабных биогеохимических исследований является выявление и оконтуривание биогеохимических ореолов новых месторождений и отдельных рудных зон и тел.

Сети проботбора при проведении биогеохимических исследований, ориентировка профилей, последовательность укрупнения масштабов работ и их геологическое обеспечение должны соответствовать требованиям, предъявляемым к производству

литохимических поисков по вторичным ореолам (см. главу IX).

Комплекс химических элементов, подлежащих определению при рекогносцировочных биогеохимических поисках, аналогичен комплексу, определяемому при исследованиях по вторичным литохимическим ореолам. При средне- и крупномасштабных биогеохимических поисках кроме элементов, определение которых обязательно при поисках по вторичным литохимическим ореолам, определяются элементы, связь которых в растениях с прямыми элементами-индикаторами может увеличить эффективность проводимых работ. Эта группа элементов устанавливается при проведении опытных работ.

### Опытные работы

Опытные работы, предшествующие проведению биогеохимических поисков, должны включать ботанические и собственно биогеохимические исследования. При ботанических исследованиях должны быть определены основные виды растений, произрастающих в данном районе, и составлен гербарий. Собственно биогеохимическими опытными работами должны быть решены следующие задачи:

1) определение влияния фенологических фаз развития и возраста на содержание элементов-индикаторов в наиболее распространенных растениях района над рудными телами и за их пределами;

2) установление закономерностей распределения элементов-индикаторов по частям растений (если распространены растения с неравномерно развитыми органами) над рудными телами и за их пределами;

3) установление особенностей связи между металлами в растениях над рудой и безрудными участками;

4) выявление у основных растений района физиологических барьеров поглощения;

5) определение видов растений, наиболее пригодных для опробования (обычно достаточно 2—5 из наиболее распространенных растений);

6) установление комплекса элементов-индикаторов, определение содержаний которых необходимо проводить в пробах;

7) установление морфологических и биохимических особенностей биогеохимических ореолов в зависимости от состава и размеров рудных тел и вторичных литохимических ореолов, от мощности рыхлых отложений, ландшафтно-геохимических условий.

### Отбор проб

В пробы отбираются растения, выделяемые при опытных работах, причем, чем меньше их число, тем сложнее последующая обработка. Желательно, чтобы одно и то же растение

опробовалось подряд не менее чем на пяти точках по профилю. При опробовании травянистых растений, соотношение между отдельными частями которых всегда примерно одинаково, в пробу лучше брать всю надземную часть.

При опробовании многолетних кустарников и деревьев в пробы всегда следует брать только одну и ту же часть растения (листья, прирост последнего года, многолетние побеги или кору), выбор которой производится при опытных работах. Отбор в пробы многолетних растений резко различного возраста (с разным диаметром ствола) производить не следует. Для удобства у деревьев опробуются только нижние ярусы ветвей, а для того, чтобы в пробы попадали ветви, растущие в одинаковых световых условиях, ветки отбираются равномерно со всех сторон.

Проводить биогеохимическое опробование лучше в течение непороджительного времени, соответствующего определенной фазе развития растений (две-три недели). Если такой возможности нет, площадь, подлежащую опробованию, делят на участки, опробование которых займет время, соответствующее определенной фазе развития опробуемых растений. Введение поправок на вегетационные колебания содержания элементов представляет трудоемкую и малоточную работу.

Опробование в зимний период следует проводить после наступления устойчивых морозов и до появления весенних оттепелей. Не следует проводить пробоотбор в период длительных дождей (пробы можно отбирать через 5—7 дней).

Особое внимание при отборе проб необходимо уделять ботаническим признакам, указывающим на возможное нахождение месторождений полезных ископаемых. Такими признаками могут быть:

- 1) физиологические и морфологические изменения растений (см. табл. 30);
- 2) появление локальных и универсальных растений-индикаторов (см. табл. 29);
- 3) смена растительных ассоциаций, не объяснимая с точки зрения изменения экологических условий;
- 4) существенные отклонения в ритме развития растений (раннее или позднее цветение, ранний или поздний опад листьев и т. п.);
- 5) признаки угнетения или не объяснимое другими причинами отсутствие растительности.

Биогеохимические пробы могут быть простые (берется только одно травянистое растение или его определенная часть только с одного дерева или куста) и составные.

В последнем случае в пробу также отбирается только один вид растений (или даже только определенная его часть), но с площади, занимающей несколько (до 10) квадратных метров.

Отбор составных проб целесообразен при проведении рекогносцировочных и среднemasштабных исследований.

Масса проб определяется после проведения опытных работ, однако можно считать, что она не превышает 20 г. В случае отбора в пробы растений (их частей) с высокой зольностью, пробы можно сократить до 10 г. Для отбора проб можно использовать садовые ножницы, нож или сучкорез, но, как показывает практика проведения биогеохимических поисков, листья с деревьев и кустарников удобнее отбирать просто руками в перчатках.

Биогеохимические поиски должны попутно сопровождаться простейшими геоботаническими, геоморфологическими, почвенными и метеорологическими исследованиями. Геоботанические исследования включают составление схематических геоботанических карт, на которых должны быть выделены площади, занятые определенными растительными ассоциациями. Если эти площади очень малы, допустимо объединение родственных ассоциаций в комплексы. В пределах участков, занятых отдельными ассоциациями или их комплексами, необходимо хотя бы в минимальном объеме провести изучение почв. Но если для исследуемого района имеется почвенная карта такого же масштаба, как и масштаб поисковых работ (или более крупного), то дополнительного изучения почв можно не проводить.

Результатом геоморфологических наблюдений должна являться схематическая геоморфологическая карта. При ее составлении следует использовать аэрофотоснимки.

Метеонаблюдения, проводимые при биогеохимических поисках, включают регистрацию дождей с указанием их интенсивности (сильный, умеренный, слабый) и установление средней дневной температуры воздуха.

Одновременно с отбором проб в стандартной полевой книжке производится их документация, которая в обязательном порядке включает следующие сведения: место отбора пробы, опробуемый вид и орган растения, его возраст и фенофазу. В пикетажной книжке приводится народное название растения, однако для всех опробуемых растений необходимо указать названия и по принятой в ботанике латинской транскрипции.

Отбор проб должен сопровождаться составлением абриса.

Контрольное опробование проводится в объеме не менее 3% от общего количества отобранных проб. В первую очередь контрольному опробованию подлежат участки, на которых выявленные биогеохимические аномалии по геологическим данным являются маловероятными, а также участки с признаками оруденения, не подтвержденного при биогеохимических поисках.

Проводить контрольное опробование необходимо в ту же фенологическую фазу развития растения, в которую проводилось

и основное опробование. Если это невозможно (ко времени выделения аномалий стадии развития растений изменились), контрольному опробованию подвергаются растения на аномальном и заведомо безрудном участке. Расчет фоновых и аномальных значений в этом случае проводят по результатам опробования на безрудном участке. Следует отметить, что опробование при изменившейся стадии развития растений должно составлять незначительную часть контрольного опробования.

Контрольное опробование запрещается проводить при изменившихся метеорологических условиях.

### Обработка проб и требования к их анализу

Отобранные биогеохимические пробы в полевых условиях сушатся и при необходимости измельчаются. В случае сильного запыления пробы нужно промыть дождевой или чистой речной водой. Ввиду опасности вымывания ряда элементов промывку следует проводить как можно быстрее.

Высушенные и измельченные пробы подвергаются озолению в специальных печах. Если имеется возможность по мере накопления проб доставлять их в лабораторию, то озоление и всю последующую обработку проб лучше производить в лабораторных условиях. В этом случае резко уменьшается возможность загрязнения проб и увеличивается производительность труда исполнителей. Озоление можно проводить в фарфоровых и металлических тиглях предварительно установив, что данные тигли не вызывают загрязнения проб. Полученная зола подвергается прокаливанию в муфельных печах, в продолжение 4—6 ч при температуре 500—600° С. В таких условиях в пробах выгорают органические вещества.

Прокаленная зола растирается и передается для производства спектрального анализа.

При необходимости определения в биогеохимических пробах легколетучих элементов (Hg, As, Sb и др.) озоление и тем более прокаливание недопустимы. В этом случае проводится растворение проб в кислоте, предварительно проверенной на отсутствие определяемых в пробах элементов.

Комплекс элементов, подлежащих обязательному определению при рекогносцировочных биогеохимических исследованиях, аналогичен комплексу элементов, определяемых в литохимических пробах, отобранных при поисках по вторичным ореолам соответствующего масштаба. Элементы, определяемые в биогеохимических пробах при средне- и крупномасштабных поисках, устанавливаются после проведения опытных работ. Так как содержание в растениях определенных металлов объясняется закономерностями биологической связи между ними, при опытных работах необходимо установить, какие элементы нужно определять в опробуемых видах растений.

## Изображение результатов анализа и оценка аномалий

Наиболее ответственной операцией при обработке данных биогеохимического опробования является определение фоновых и аномальных значений содержаний элементов-индикаторов. Как было показано, сравнивать между собой содержания химических элементов в растениях можно только в случае одинаковых экологических условий произрастания. Кроме того, содержание элементов в растениях может изменяться в связи с опробованием в различные фенологические фазы развития этих растений и даже в связи с отбором в пробы различных частей одного растения. Учитывая все это, Вал. Ап. Алексеенко и В. А. Алексеенко [Алексеенко Вал. Ап., Алексеенко В. А., 1969; Алексеенко В. А., 1974] для повышения эффективности биогеохимических поисков разработали и на протяжении более чем 10 лет опробовали в производственных масштабах методу «выделения участков сопоставимых проб».

Участки сопоставимых проб представляют собой площади, в пределах которых изменения содержаний элементов в растениях вызываются только изменениями содержаний элементов в почвах и коренных породах. Таким образом, одинаковые участки сопоставимых проб должны объединять площади, характеризующиеся одинаковыми ландшафтно-геохимическими условиями, на которых опробуются только определенные части растений, находящихся в одинаковых фенологических фазах развития.

Для исключения влияния сроков опробования растений на содержание в них металлов в пределах всего района поисков следует выделить площади, отбор проб в пределах которых можно произвести в одну фенологическую фазу развития опробуемых растений, для которых заранее устанавливается, какая их часть берется в пробы. Размеры таких площадей зависят в каждом конкретном случае от скорости смены фенологических фаз у опробуемых видов растений, от проходимости участка и от сезона пробоотбора. Опыт работ в условиях Центрального Казахстана показывает, что отряд, состоящий из 20 студентов, за две недели отбирает свыше 10 000 проб.

В пределах выделенных площадей устанавливаются непосредственно участки сопоставимых проб. Практически выделение таких участков проводится при последовательном наложении сделанных на кальке карт (геологической, фактической обнаженности, геоморфологической, геоботанической и почвенной). Схема составления карты участков сопоставимых проб приведена на рис. 88. Как видно из рис. 88, каждый из выделенных участков отличается от остальных определенными ландшафтными особенностями: составом коренных пород, почвами, геоморфологическим строением и т. д. Причем, как было показано раньше, любая из этих особенностей может оказать

влияние на содержание в растениях металлов. Обычно в пределах площади, включающей до 10 000 точек отбора проб, выделяется от 30 до 70 различных участков сопоставимых проб.

Пробы, представленные различными видами растений (или их частей), в пределах одинаковых участков сопоставимых

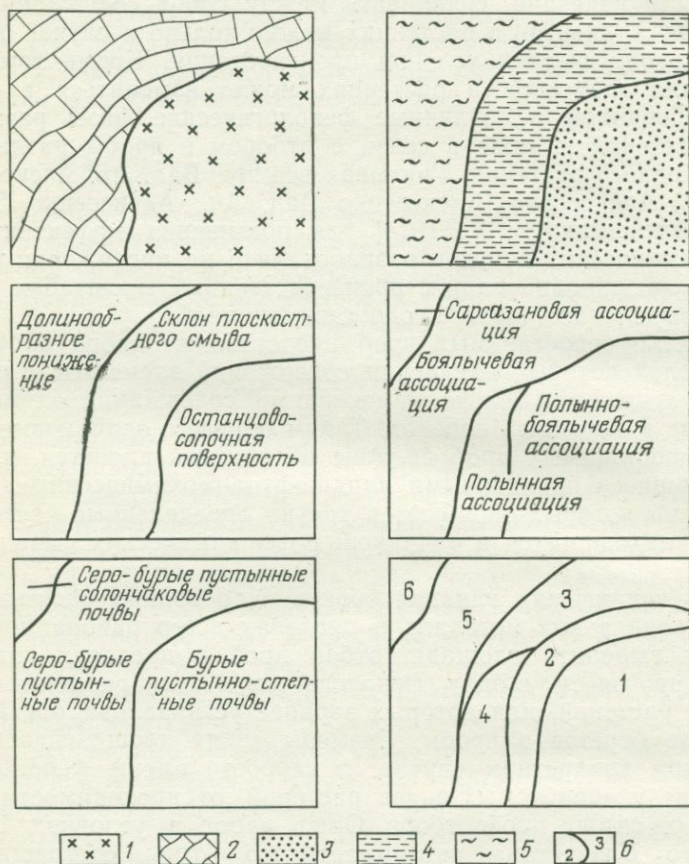


Рис. 88. Схема выделения участков сопоставимых проб.

1 — граниты; 2 — известняки; 3—5 — рыхлые отложения мощностью: 3 — до 5 м, 4 — 5—10 м, 5 — свыше 10 м; 6 — участки сопоставимых проб и их номера

проб объединяются для математической обработки результатов спектральных анализов в отдельные выборки. В процессе математической обработки отдельно для каждого вида растений (их частей), произрастающих на определенных участках сопоставимых проб, устанавливаются аномальные содержания элементов в зоне.

Для выявления биогеохимических аномалий на планшетах выносятся особыми значками или цветом содержания, значительно меньшие фонового, аномальные для двух и девяти коррелирующихся проб, а также аномальные для единичных проб. Затем, по методике, описанной для первичных ореолов (см. рис. 87), производится выделение «отрицательных» и «положительных» аномалий. В пределах крупных положительных аномалий выделяются участки с содержанием в пробах металлов,

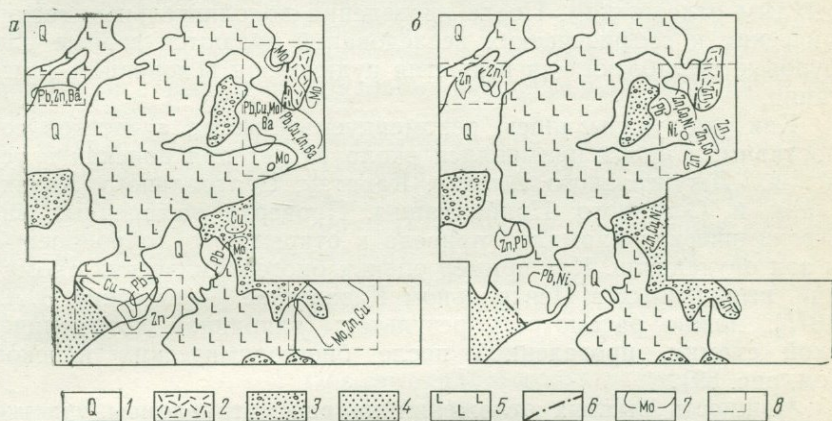


Рис. 89. Карты геохимических аномалий:

а — биогеохимических, б — литохимических. 1 — современные отложения, суглинки, супеси; 2 — эффузивные кислые породы нижнего — среднего девона; 3 — кварцитовидные песчаники, пески и галька палеогена; 4 — красноцветные песчаники, гравелиты нижнего силура; 5 — эффузивы основного состава, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы нижнего и среднего кембрия; 6 — тектонические нарушения; 7 — геохимические аномалии; 8 — участки геохимической съемки

аномальным для двух коррелирующихся проб и для единичных проб. При очень высоких содержаниях металлов (превышающих аномальное для единичных проб) дополнительно выделяются участки, в пределах которых элементы характеризуются прогрессивным (обычно трехкратным) нарастанием концентраций. В центре таких аномалий выносятся максимальные содержания элементов. Для каждого элемента выделение аномалий производится на отдельном планшете, а затем составляется сводная карта биогеохимических аномалий с выделением на ней отдельных аномальных зон (рис. 89).

Для выделения аномалий по 8—10 элементам-индикаторам на планшете с 10 000 проб потребуется (при условии использования ЭВМ), начиная от построения карт участков сопоставимых проб, около 50 человеко-дней.

Перспективность каждой аномалии рассматривается в зависимости от особенностей геологического строения участков,

распределения в пределах аномалий ряда элементов-индикаторов и изменения корреляционных зависимостей между ними.

Все выявленные биогеохимические аномалии должны быть осмотрены на местности для отбраковки заведомо не связанных с месторождениями полезных ископаемых и для выяснения особенностей геологического строения аномального участка.

На перспективных аномалиях обязательно проведение проверочной глубинной или поверхностной (в зависимости от мощности перекрывающих отложений) литохимической съемки по рыхлым отложениям. После проведения дополнительных геохимических и геофизических исследований задаются горные или буровые выработки для вскрытия рудных зон в коренном залегании.

Как уже указывалось, рекомендуемый метод «участков сопоставимых проб» применялся около 10 лет при поисках в условиях Джунгарского Алатау, Каратау, Центрального Казахстана и Северного Прибалхашья. Проверка выявленных биогеохимических аномалий привела к открытию рудопоявлений и зон оруденения. Как пример оценки биогеохимических аномалий, выявленных в Центральном Казахстане [Алексеев В. А., 1975], можно рассмотреть результаты глубинной литохимической съемки, проведенной после биогеохимических поисков (см. рис. 89).

Мощность рыхлых отложений на рассматриваемом участке доходит до 20 м. Биогеохимические пробы отбирались по сетке 25×200, а скважины бурились по сетке 40×200 м. В литохимические пробы брались выветрелые коренные породы. Анализ полученных данных показал, что все аномальные участки, обнаруженные при биогеохимической съемке, связаны с повышенными содержаниями металлов (от сотых долей процента до первых процентов) в коренных породах. Не выявленных аномалий при биогеохимической съемке на площади работ (40 км<sup>2</sup>) не было. Таким образом, вместо разбуривания по сетке всей площади можно было бы с тем же поисковым эффектом ограничиться проверкой биогеохимических аномальных зон. Особо следует отметить, что поверхностные литохимические поиски, проводимые даже в более крупном масштабе, положительных результатов не дали.

## ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ

### Условия применения

Опытные работы показали возможность использования гидрохимических исследований для поисковых целей во всех ландшафтных зонах Советского Союза. В зависимости от поставленной задачи гидрохимические исследования можно разделить на три типа: рекогносцировочные, или мелкомасштабные (1:100 000—1:200 000), поисковые, или среднемасштабные

(1:50 000), и детальные, или крупномасштабные (1:10 000 и крупнее).

Рекогносцировочные работы способствуют выяснению общей геохимической и гидрохимической характеристики региона и выделению наиболее перспективных территорий. Пробы при расматриваемых исследованиях подвергаются химическому и спектральному анализу на максимальное число микроэлементов, исходя из общих металлогенических особенностей региона.

Среднемасштабные поисковые работы проводятся в пределах рудных районов. В результате этих исследований должны быть обнаружены гидрохимические ореолы рассеяния месторождений и выделены локальные площади для постановки детальных работ.

Крупномасштабные гидрохимические исследования проводятся на участках с известными проявлениями рудной минерализации, а также на участках, к которым приурочены наиболее перспективные гидрохимические аномалии, выявленные при более мелкомасштабных работах. Исследования этого этапа позволяют оконтуривать рудные поля, а в определенных условиях и отдельные рудные тела (в том числе и не выходящие на поверхность).

### Опытные работы

Начинать гидрохимические исследования в новых районах и при поисках месторождений новых для данного района типов следует с постановки опытных работ. В результате их проведения должны быть решены следующие вопросы:

- 1) изучение морфологических и геохимических особенностей гидрохимических ореолов известных месторождений и рудопроявлений;
- 2) выяснение связи гидрохимических и литохимических ореолов рассеяния;
- 3) определение основных элементов-индикаторов, образующих наиболее контрастные аномалии в данных условиях у месторождений ожидаемых типов;
- 4) определение фоновых и аномальных содержаний элементов-индикаторов в основных водоносных комплексах района работ;
- 5) выяснение роли вертикальной зональности подземных вод в формировании гидрохимических ореолов;
- 6) определение возможности появления гидрохимических аномалий, не связанных с оруденением.

### Отбор проб

Отбор гидрохимических проб производят из естественных источников подземных вод, поверхностных вод (реки, ручьи, болота, озера и т. п.), буровых скважин и горных выработок.

Пробы отбираются в чистые, плотно закрывающиеся стеклянные и пластмассовые бутылки. Перед взятием пробы бутылки и пробки необходимо не менее двух раз сполоснуть водой, отбираемой на анализ.

Пробы воды, в которых будут определяться Cu, Zn, Pb, Ni, Co, U, Ra после определения рН непосредственно в поле подкисляют спектрально проверенной 1:1 соляной кислотой (3 мл кислоты на 1 л воды), если в пробах определяются Hg и Ag подкисление проводят спектрально чистой 1:1 серной кислотой (2—3 мл кислоты на 1 л воды).

При отборе проб из источников проводятся следующие наблюдения:

- 1) устанавливается положение источника по отношению к органографическим и гидрографическим элементам;
- 2) изучается характер водовмещающих пород;
- 3) определяется тип источника и описывается характер выхода воды;
- 4) измеряется дебит источника;
- 5) определяются физические свойства воды;
- 6) отбираются и описываются образцы отложений источника;
- 7) при наличии каптажа производится его описание и выделяется возможность заражения воды.

При опробовании поверхностных вод производят:

- 1) описание водоемов, потоков и гидрогеологических условий участка;
- 2) измерение расхода воды;
- 3) определение физических свойств воды.

Отбирая пробы из скважин, необходимо производить предварительную откачку.

Отбор гидрохимических проб обязательно должен сопровождаться записями в пикетажной книжке (журнале опробования), нанесением на топографическую карту пунктов отбора проб, составлением паспорта на пробу, который привязывается к горлышку бутылки.

### **Изображение результатов анализа и оценка аномалий**

По материалам рекогносцировочных гидрохимических исследований составляются карты общего химического и микрокомпонентного состава вод. На карте общего химического состава выделяются генетические типы вод и приводится их химический состав. Эта карта составляется на гидрогеологической основе, и на ней должны быть отражены типы геохимических ландшафтов.

На карте микрокомпонентного состава вод выделяются участки, различающиеся по комплексу микрокомпонентов, а в их пределах — площади с аномальными содержаниями одного или нескольких элементов-индикаторов. (Фоновые и аномальные со-

держания следует рассчитывать отдельно для каждого водоносного комплекса).

Интерпретацию данных по макро- и микрокомпонентному составу вод необходимо проводить, учитывая особенности опробуемых водоносных комплексов, ландшафтно-геохимическую характеристику района, а также возможную горизонтальную и вертикальную зональность гидрохимических ореолов. Итогом изучения распределения элементов-индикаторов в водах, опробованных при рекогносцировочных исследованиях, является выделение участков, перспективных для поисков различных видов полезных ископаемых.

Данные, полученные при средне- и крупномасштабных гидрохимических исследованиях, служат основой для выделения гидрохимических аномалий и установления их пространственной связи с местоположением рудных тел.

Расчет фоновых и аномальных содержаний так же, как и при рекогносцировочных исследованиях, производится дифференцированно по отношению к опробуемым типам вод, водоносным комплексам и геохимическим ландшафтам.

При значительном изменении общей минерализации вод иногда возникают затруднения в разбраковке аномалий. В этих случаях целесообразно использовать следующие отношения содержаний отдельных компонентов между собой и к общей минерализации воды:

$$\frac{SO_4}{M}; \quad \frac{SO_4}{Cl}; \quad \frac{B}{Cl}; \quad \frac{SO_4}{HCO_3}; \quad \frac{Zn}{M}; \quad \frac{B}{M};$$

где  $M$  — общая минерализация воды в точке отбора.

Подсчитанные отношения наносятся на карту или на графики по отдельным профилям. В случае их существенного отличия от аналогичных отношений, вычисленных для заведомо безрудных участков, величины отношений могут являться одним из косвенных поисковых признаков.

При выделении аномалий следует учитывать генетический тип вод, направление их движения и возможность зонального строения гидрохимических ореолов. Производящаяся затем разбраковка аномалий делается с учетом общей геологической, металлогенической, ландшафтно-геохимической и гидрогеологической обстановки; особое внимание уделяется ассоциациям элементов-индикаторов и контрастности аномалий.

В итоге по результатам гидрохимических исследований должна быть составлена карта перспективных участков, при большом числе которых необходимо выделять первоочередные участки.

## ШЛИХОВЫЕ ПОИСКИ

### Условия применения

Шлиховые поиски представляют собой систематическое опробование рыхлых отложений рек, их протоков и сухой овражно-балочной сети. Отобранные пробы промываются в воде, а полученный тяжелый остаток (шлих) анализируется в минералогической лаборатории. Данные о распределении рудных минералов в опробуемых отложениях выносятся на карту и способствуют установлению местоположения разрушаемого рудного тела.

Все шлиховые исследования можно разделить на мелкомасштабные (рекогносцировочные), среднемасштабные и крупномасштабные (детальные).

Рекогносцировочные исследования проводятся в масштабе 1 : 100 000 и 1 : 500 000. Маршруты при работах этого масштаба проходятся по долинам главных рек и их крупных притоков. Пробы берутся на расстоянии 10—15 км друг от друга. Данные, полученные при рекогносцировочных исследованиях, дают самую общую оценку рудоносности района.

При среднемасштабных (1 : 200 000 и 1 : 100 000) и крупномасштабных (1 : 50 000 и 1 : 25 000) шлиховых поисках пробы отбираются по долинам рек, их притокам и по сухой овражно-балочной сети. Расстояние между пробами колеблется от 0,5 до 2 км, а на отдельных участках возможно сгущение проб до 0,25 км. Рассматриваемые работы позволяют дать обоснованную перспективную оценку района, установить связь рудных минералов в шлихах с коренными породами и определить местоположение отдельных рудных тел.

### Отбор проб

Принцип взятия шлиховых проб одинаков для поисков различного масштаба и зависит от степени зрелости гидрогеологической сети. При опробовании молодых рек пробы отбирают из современных русловых отложений, стараясь расположить их на участках, где возможна максимальная концентрация рудных минералов. Такими участками являются зоны разного расширения речных долин, крутые повороты русла, перекаты, пороги, косы, отмели, старицы и районы резкого изменения продольного профиля речной долины.

Наиболее благоприятны для опробования грубообломочные, относительно малосортированные отложения; неравномерной крупности гравий, галечник, крупнозернистые пески с галькой. Не рекомендуется отбирать пробы из тонкообломочных хорошо сортированных пород (глины, илы, мелкозернистые пески).

Для возможного сопоставления результатов анализов все пробы должны быть одинаковыми. Стандартным считается объем пробы в 0,02 м<sup>3</sup>. Пробы берутся из копушей сечением от 20×30 до 30×40 см и глубиной до 60 см. Если расстояние от поверхности до плотика больше 60 см, то пробу следует брать с горизонтов ложных плотиков. Исключение составляет опробование косовых отложений, в пределах распространения которых в пробу рекомендуется брать самые поверхностные части рыхлых образований.

В регионах со зрелой гидросетью шлиховые исследования применяются в основном для поисков россыпных аллювиальных месторождений. Пробы отбираются из копушей и в ряде случаев — из шурфов, вскрывающих все аллювиальные отложения опробуемых речных долин.

При простом строении долины копуши проходятся вдоль реки в пределах поймы или первой надпойменной террасы по правому и левому берегу. При сложном строении речной долины для поисков современных и древних россыпей опробуется весь террасовый комплекс. Для этого удобно проходить копуши по отдельным профилям, полностью пересекающим опробуемую долину, с таким расчетом, чтобы пробы были отобраны из всех террас реки. Каждую террасу следует опробовать в ее бровковой и тыловой частях, а при большой ширине террасы дополнительные пробы берутся из ее срединных частей.

Глубина шурфов, проходимых при опробовании зрелой гидросети, может достигать 3 м. Пробы следует брать из наиболее богатого, приплотикового горизонта, а если он не вскрыт, опробуются ложные плотики.

Иногда при детальном исследовании производится отбор проб из делювия склонов для установления пространственного положения рудных тел. В этом случае пробы отбираются из небольших копушей, расположенных по профилям, параллельным долине реки.

Отбор проб сопровождается детальной документацией. В левой книжке составляется абрис, дается геологическая привязка пунктов опробования, характеристика отобранных в пробу пород и глубина их взятия. Эти же данные указываются в этикетке, прилагающейся к пробе.

### Обработка проб

Отобранные пробы промываются до получения тяжелого остатка (шлиха). Промывка проб разделяется на три стадии: отмучивание глины, сброс песчаной фракции и доводка шлиха. Первые две проводятся в лотках, а доводка — в обычном ковше. Принято промывать шлик до тех пор, пока через края ковша не начинают переплывать зерна гранатов, хорошо различимые в мокром шлихе. Если в шлихе нет гранатов, то конец

промывки определяется по появлению у шлиха равномерного серого цвета. Если проводятся поиски шливовзрывным методом, то промывку следует проводить до появления у шлиха светло-серой окраски.

Работу промывальщика необходимо систематически контролировать в течение всего полевого сезона. Для контроля в отобранную пробу подбрасывается несколько мелких осколков охотничьей дрови. Если они останутся в шлихе — проба отмыта правильно.

Промытые шлихи высушиваются (но ни в коем случае не прокаливаются на огне) и упаковываются в бумажные пакеты, на которых указывается номер шлиха, краткая привязка и название партии. По мере отбора шлихи следует систематически отсылать на анализ в минералогическую лабораторию.

В лаборатории производится разделение шлиха на фракции и изучение отдельных фракций (см. рис. 1). Для увеличения эффективности шлихового метода поисков целесообразно проводить спектральный анализ отдельных минералов, содержащих прямые элементы-индикаторы.

### Изображение результатов анализов

По данным, полученным при шлиховых исследованиях, составляются шлиховые карты, среди которых наиболее распространенными являются кружковые и ленточные.

На кружковых шлиховых картах в виде небольших круговых диаграмм символически изображается фактический минеральный состав каждого шлиха отдельно. Составляются кружковые карты на геологической основе, на которую нанесена «облегченная» топографическая основа. Обычно количественное содержание минералов отражается размером кружка, а для каждого минерала выбирается окраска определенного цвета.

Ленточные карты по существу являются картами вторичных потоков рассеяния. На них цветными полосами закрашиваются участки, в рыхлых отложениях которых содержатся рудные минералы. В местах, где рудные минералы в шлихах не обнаружены, ленты прерываются или выклиниваются. Цвет лент соответствует составу рудных минералов, а ширина — их количественному содержанию. К шлиховым картам обязательно прилагается объяснительная записка, в которой должны быть систематизированы и обобщены все материалы, полученные при шлиховых исследованиях. Отдельный раздел объяснительной записки должен содержать основные выводы, касающиеся оценки рудоносности изученного района, и рекомендации к направлению дальнейших поисковых или разведочных работ.

Абрамсон Г. Я., Григорян С. В. О полиформационных ореолах месторождения Тырнауз.— В кн.: Литогеохимические методы при поисках скрытого оруденения. М., 1972, с. 14—16.

Аверьянов М. Г., Штрём Э. А., Ширяев А. Н. Поиски скрытых рудных залежей по эндогенным ореолам.— Разведка и охрана недр, 1973, № 3, с. 21—24.

Алексеевко В. А. Геохимические особенности даек Тельманского месторождения в Южной Джунгарии.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1968, № 10, с. 45—48.

Алексеевко В. А. Связь между металлами в растениях и ее использование при биогеохимических поисках.— Тезисы докл. I Всесоюзного совещания по палеобиогеохимии и палеоэкологии. Баку, 1969, с. 35—36.

Алексеевко В. А., Алексеевко Вал. Ап. Содержание в растениях рыхлых и коренных пород некоторых металлов в связи с их поисками в Южной Джунгарии.— Тезисы докл. I Всесоюзного совещания по палеобиогеохимии и палеоэкологии. Баку, 1969, с. 36—38.

Алексеевко В. А. Особенности распределения свинца, серебра и меди в породах сууктубинской свиты в связи с рудоносностью. Материалы X научной конференции РГУ, Ростов-на-Дону, изд-во РГУ, 1970, с. 112—114.

Алексеевко В. А., Алексеевко Вал. Ап. О возможности применения биогеохимических методов при проведении геологосъемочных работ.— Мат-лы II Республиканской конференции молодых геологов. Алма-Ата, 1970, с. 166—167.

Алексеевко В. А. Генезис и геохимические особенности ряда стратифицированных свинцово-цинковых месторождений Джунгарского Алатау.— В кн.: Стратиформные месторождения цветных металлов, 1971, с. 77—80.

Алексеевко В. А., Алексеевко Вал. Ап. Особенности распределения ряда металлов в растениях, произрастающих над полиметаллическими месторождениями, в связи с биогеохимическими поисками в Южной Джунгарии.— Геология и разведка недр. Алма-Ата, 1971, вып. 2, с. 197—201.

Алексеевко В. А., Дубовский А. Г. О влиянии магматической деятельности на формирование стратифицированных полиметаллических месторождений в Южной Джунгарии.— Геология и разведка недр. Алма-Ата, 1971, вып. 2, с. 95—98.

Алексеевко Вал. Ап. О возможности применения биогеохимических методов при геологической съемке в горных условиях Южной Джунгарии на примере Коксу-Сууктубинского района.— Труды Казахского политехнического института, 1971, № 33, с. 163—167.

Алексеевко В. А., Алексеевко Вал. Ап., Агасян А. В. Опыт применения биогеохимических методов при поисках полиметаллических руд в условиях Каратау.— Геология и разведка недр. Алма-Ата, 1973, вып. 3, с. 146—154.

Алексеевко В. А., Голиков-Заволженский И. В., Коломенский Г. Ю. Опыт применения вакуумно-декрепометрических исследований при изучении ряда полиметаллических и редкометалльных месторождений Южного и Центрального Казахстана.— Тезисы докл. IV регионального совещания по термобарогеохимии. Ростов-на-Дону, 1973, с. 265—267.

Алексеевко В. А., Данчев В. В., Флеров В. К. Особенности миграции свинца и цинка в поверхностных водах в условиях резкого обогащения вод сульфидами этих металлов.— Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол., 1973, № 2, с. 76—78.

Алексеевко В. А. Изменение содержаний свинца и меди в васильке и зопнике в зависимости от стадии развития растений в связи с биогеохимическими поисками элементов.— Биологические науки. Алма-Ата, 1973, вып. 5, с. 23—29.

Алексеевко В. А. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений, часть I, 1973. 149 с. часть II, Караганда, 1974. 206 с.

Алексеевко В. А., Коломенский Г. Ю. Использование вакуумно-декрепитометрических исследований при поисках и разведке ряда месторождений Южного и Центрального Казахстана.— Докл. IV регионального совещания по термобарогеохимии. Ростов-на-Дону, 1976, с. 117—126.

Алексеевко В. А., Пузанкова Н. В. Об изоморфном замещении магния цинком в доломитах.— Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол., 1976, № 1, с. 72—75.

Алексеевко В. А., Хованский А. Д., Клецов С. Ф. Особенности применения биогеохимических методов при поисках редких элементов в условиях сухих степей.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 10, с. 94—101.

Алексеевко В. А., Алексеевко Вал. Ап., Хованский А. Д. К вопросу об использовании биогеохимических данных при геологическом картировании закрытых и плохо обнаженных территорий.— В кн.: Проблемы геологии и гидрогеологии Казахстана. Алма-Ата, 1977, с. 80—86.

Алексеевко В. А., Плюснин Д. М., Хованский А. Д. Особенности формирования стратифицированного свинцово-цинкового месторождения Большой Усек (Джунгарский Алатау).— В кн.: Проблемы геологии и гидрогеологии Казахстана. Алма-Ата, 1977, с. 86—97.

Антропова Л. В. Применение металлоорганических форм нахождения элементов для поисков глубоко залегающих рудных зон и месторождений.— Мат-лы II сессии Сибирской секции СГМП. Улан-Удэ, 1972, с. 96—98.

Антропова Л. В. Форма нахождения элементов в ореолах рассеяния рудных месторождений. Л., Недра, 1975. 150 с.

Асаналиев У. Особенности формирования полиметаллических руд в девонских карбонатных отложениях Сумсар-Бозбутооского района.— В кн.: Рудоносные осадочные формации и рудная зональность артезианских нефтегазоносных бассейнов Средней Азии. М., 1964, с. 20—26.

Атабекьянц К. П. Зональность первичных ореолов и ее связь с особенностями формирования месторождения Южное.— Сов. геология, 1972, № 9, с. 98—109.

Байкенов Ш. А. Первичные ореолы рассеяния месторождения Западное Текели в Джунгарском Алатау.— Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол., 1966, № 5, с. 34—36.

Баранов Э. Н. Некоторые особенности первичных геохимических ореолов колчеданных месторождений.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1971, с. 19—22.

Баранов Э. Н., Засухин Г. Н., Карпухина В. С. О формах нахождения меди, цинка, свинца и других элементов в пиритах из ореолов колчеданных месторождений.— Геохимия, 1972, № 10, с. 1245—1256.

Баранов Э. Н. К вопросу о глубинности поверхностных геохимических поисков перекрытых месторождений.— В кн.: Литогеохимические методы при поисках скрытого оруденения. М., 1972, с. 28—31.

Белоголов В. Ф. К вопросу о низкой контрастности вторичных ореолов и несоответствии их элементарного состава с первичными ореолами.— Мат-лы II сессии Сибирской секции СГМП. Улан-Удэ, 1972, с. 64—68.

Белякова Е. Е. Гидрохимический метод поисков рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1962, 260 с.

Бельчанская Л. Н., Максимова В. П. Особенности эндогенных и экзогенных ореолов сульфидно-касситеритовых месторождений Якутии.— В кн.: Литогеохимические методы при поисках скрытого оруденения. М., 1972, с. 31—33.

Беус А. А. Особенности изоморфного вхождения бериллия в кристаллические структуры минералов.— Геохимия, 1956, № 1, с. 67—80.

Беус А. А. Принципы геохимической прогнозной оценки потенциальной рудоносности геологических комплексов.— В кн.: Вопросы прикладной геохимии. М., 1966, с. 14—21.

Беус А. А. Геохимические критерии.— В кн. Теоретические основы поисков и разведки твердых полезных ископаемых. М., 1968, с. 127—145.

- Беус А. А., Григорян С. В. Геохимические методы поисков и разведки твердых полезных ископаемых. М., Недра, 1975. 280 с.
- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М., Изд-во АН СССР, 1956. 463 с.
- Богданов Ю. В. Условия формирования медистых отложений в районе Удоканского месторождения.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., 1968, с. 375—385.
- Боголюбов А. Н. Закономерности формирования потоков рассеяния рудных элементов в горно-таежных условиях.— Мат-лы II сессии Сибирской секции СГПМ. Улан-Удэ, 1972, с. 155—158.
- Бредшоу И. М., Коксой М. Первичная дисперсия ртути на месторождениях киновари и стибнита в Западной Турции.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., 1971, с. 32—45.
- Варгунина И. Л. Эндогенные геохимические ореолы ртутного месторождения Гал-Хая в Якутии.— В кн.: Литогеохимические методы при поисках скрытого оруденения. М., 1972, с. 34—38.
- Вахромеев С. А. Месторождения полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1961. 463 с.
- Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР, 1957. 237 с.
- Виноградов В. И., Белый В. М. Роль изотопов серы в изучении генезиса стратиформных руд.— В кн.: Стратиформные месторождения цветных металлов. Чита, 1971, с. 15—17.
- Войткевич Г. В., Алексеев В. А. Геохимические особенности рудовещающих карбонатных отложений на месторождении Тельманском в Джунгарском Алатау.— Сов. геология, 1969, № 12, с. 121—128.
- Войткевич Г. В., Алексеев В. А., Алексеев Вал. Ап. Опыт применения биогеохимических методов при поисках некоторых рудных элементов в Джунгарском Алатау.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1970, № 2, с. 64—69.
- Войткевич Г. В. Происхождение и химическая эволюция Земли. М., Наука, 1973. 160 с.
- Войткевич Г. В., Лебедево Г. И. Полезные ископаемые и металлогения докембрия. М., Недра, 1975. 260 с.
- Войткевич Г. В., Закруткин В. В. Основы геохимии. М., Высшая школа, 1976. 370 с.
- Вуд Б. Геология урановых месторождений территории Лисбон—Валли.— В кн.: Рудные месторождения США. М., 1973, с. 454—474.
- Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М., Недра, 1968. 224 с.
- Гарт О. М. Урановые месторождения в районе Блэк-Хилс.— В кн.: Рудные месторождения США. М., 1973, с. 507—513.
- Гегузин Я. Е. Очерки диффузии в кристаллах. М., Наука, 1970. 150 с.
- Гершман И. Н. Урановые месторождения впадины Шерли.— В кн.: Рудные месторождения США. М., 1973, с. 522—529.
- Гинзбург А. И. О некоторых особенностях сподуменовых месторождений.— Разведка недр, 1960, № 1, с. 16—20.
- Гинзбург А. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. М., Госгеолтехиздат, 1957, 200 с.
- Глазовская М. А. Геохимические основы типологии и методики исследования природных ландшафтов. М., Изд-во МГУ, 1964. 211 с.
- Глинка К. Л. Почвоведение. Изд. 3-е, 1935. 631 с.
- Голева Г. А. Гидрогеохимия рудных элементов. М., Недра, 1977. 216 с.
- Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. М., Недра, 1968. 204 с.
- Григорян С. В. Использование первичных геохимических ореолов при геологической съемке масштаба 1:50 000.— Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений, 1971, вып. 4, с. 17—19.
- Григорян С. В., Рябов В. В. Особенности развития первичных ореолов медно-никелевого оруденения (Кольский п-ов).— В кн.: Литогеохимические методы при поисках скрытого оруденения. М., 1972, с. 41—44.

Григорян С. В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке гидротермальных месторождений.— Сов. геология, 1973, № 1, с. 11—17.

Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. Геохимия изотопов серы. М., Наука, 1974. 274 с.

Данчев В. В., Флеров В. Е. Корреляционный анализ и использование его с целью определения уровня эрозионного среза золоторудных месторождений Северной Джунгарии.— Мат-лы II Республиканской конференции молодых геологов Казахской ССР. Усть-Каменогорск, 1970, с. 122—124.

Деген Э. Т. Геохимия осадочных образований. М., Мир, 1967. 299 с.

Дженсен М. А. Значение стабильных изотопов при геохимических поисках.— В кн.: Геохимические поиски. М., 1973, с. 237—242.

Диксон Ф. У. Происхождение ореолов рассеяния ртуть.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., 1971, с. 45—53.

Евсеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Атомиздат, 1962. 239 с.

Ермаков Н. П. О первично-вторичных включениях в минералах.— Минералог. сб. Львовского геол. об-ва. Львов, 1949, № 3, с. 3—14.

Ермаков Н. П. Методы использования газовой-жидких включений при поисках и разведке постмагматических месторождений и слепых рудных тел.— Сов. геология, 1965, № 9, с. 18—26.

Ефремов Ю. Ф., Ушивный В. Ф. К вопросу о строении механических ореолов, формирующихся на водораздельной части Хамар-Дабана. Мат-лы II сессии Сибирской секции СГПМ. Улан-Удэ, 1972, с. 69—71.

Залашкова Н. Е. Минералогическо-геохимические особенности танталосных гранитоидов и критерии их оценки.— В кн.: Редкометалльные месторождения, их генезис и методы исследования. М., 1972, с. 22—26.

Захаров Е. П. Ландшафтно-геохимические и геоботанические исследования в связи с биогеохимическими поисками кобальтовых и кобальтово-медных руд Тувы.— В кн.: Биохимические поиски рудных месторождений. Изд-во СО АН СССР, 1969, с. 138—152.

Захарова Е. М. Шлиховые поиски и анализ шлихов. М., Изд-во МГУ, 1960. 168 с.

Зверев Л. В., Смирнов Н. И., Филиповская Т. Б. Растворимость породообразующих силикатных минералов в растворах серной кислоты.— Минеральное сырье. М., 1962, вып. 4, с. 31—37.

Зленко Б. Ф., Мамонтов Б. В. Опыт применения декрепитации при разбраковке первичных и вторичных геохимических аномалий на скарном месторождении.— Тезисы докл. IV регионального совещания по термобарогеохимии. Ростов-на-Дону, 1973, с. 267—268.

Зорин Б. И., Карский Б. Е., Девятов В. Е. Декрепитометрические исследования минералов камских пегматитов и их применение для поисков слепых слюдосных жил и зон.— Тезисы докл. IV регионального совещания по термобарогеохимии процессов минералообразования, 1973, с. 253—255.

Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., Недра, 1965. 227 с.

Камышиков В. А. Геохимические критерии поисков скрытого оруденения на примере Тувы.— В кн.: Литогеохимические методы поисков при поисках скрытого оруденения. М., 1972, с. 44—47.

Каневский А. Я. Хромитоносные гипербазиты Среднего Побужья.— Сов. геология, 1973, № 12, с. 30—37.

Карасик М. А., Герасимова Л. И., Порошин Э. С. К теоретическим основам газорудного метода поисков рудных месторождений.— Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений, 1971, вып. 5, с. 20—24.

Карпова Е. Д., Иващенко А. Г. Скарны.— В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., 1954, с. 10—53.

Кашаев Н. И. Геохимические признаки изумрудности слюдитов.— Разведка и охрана недр, 1973, № 3, с. 24—29.

Квашевская Н. В. Поиски рудных месторождений по потокам рассея-

ния.— В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений. М., 1957, с. 28—32.

*Кнежевич В., Дьордевич П.* Калиевый щелочной метасоматоз как индикатор свинцово-цинковой минерализации в Черногории, Югославия.— Геология и геохимия рудных месторождений. М., 1971, с. 30—32.

*Князев И. И.* Гидротермально измененные карбонатные породы.— В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., 1954, с. 196—255.

*Ковалевский А. Л.* Основные закономерности формирования химического состава растений.— В кн.: Биогеохимия растений. Улан-Удэ, 1969, с. 6—28.

*Ковалевский А. Л.* О биогеохимических параметрах растений и некоторых особенностях их изучения.— В кн.: Биогеохимия растений. Улан-Удэ, 1969, с. 195—213.

*Ковалевский А. Л.* Биогеохимические поиски месторождений. М., Недра, 1974. 142 с.

*Колотухина С. Е.* Литология и фации карбонатной толщи верхнего девона и нижнего карбона хребта Каратау.— В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. М., 1956, с. 75—131.

*Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1955, с. 335—456.

*Корнилов В. Ф., Мязь Н. И.* Декрепометрические ореолы сурьмянорудных тел.— Тезисы докл. IV регионального совещания по термобарогеохимии. Ростов-на-Дону, 1973, с. 264—265.

*Коробейников А. Ф., Мацюшевский А. В.* Применение методов и оценки рудных столбов и эндогенных месторождений золота.— Тезисы докл. IV регионального совещания по термобарогеохимии. Ростов-на-Дону, 1973, с. 257—259.

*Костерин А. В.* Шлихо-геохимический метод поисков рудных месторождений.— Мат-лы II сессии Сибирской секции СГПМ. Улан-Удэ, 1972, с. 152—153.

*Костерин А. В.* Шлихо-геохимический метод поисков.— Сов. геология, № 1, 1976, с. 21—24.

*Котляр В. Н.* Основы теории рудообразования. М., Недра, 1970. 464 с.

*Кочемасов Г. Г.* Эндогенные геохимические ореолы пегматитовых месторождений тантала.— В кн.: Геохимические поиски эндогенных месторождений редких элементов. М., 1968, с. 99—144.

*Кравченко Э. С.* Определение эрозионного среза, эндогенных ореолов рудных тел касситерит-сульфидной формации.— В кн.: Литогеохимические методы при поисках скрытого оруденения. М., 1972, с. 50—53.

*Кравченко Э. С.* О прогнозе скрытого оловянного оруденения по вторичным геохимическим ореолам.— Геология рудных месторождений, 1975, № 1, с. 17—20.

*Краткий справочник по геохимии/Г. В. Войткевич, А. Е. Мирошников, А. С. Поваренных, В. Г. Прохоров. М., Недра, 1977. 184 с.*

*Крылова В. В.* Минерало-геохимические особенности интрузивных образований Хапчераггинско-Былыринского рудного района.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 9, с. 11—16.

*Кузьмин И. Я.* К вопросу об особенностях механических ореолов олова на Витимском плоскогорье. Мат-лы II сессии Сибирской секции СГПМ. Улан-Удэ, 1972, с. 71—72.

*Куликов Н. Н.* Геохимия газов золоторудных месторождений Забайкалья. М., Наука, 1972, 163 с.

*Кэннон Р. С., Пирс А. П., Антвейлер Д. К.* Применение изотопов свинца при поисках месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Геохимические поиски. М., 1973, с. 228—237.

*Лапухов А. С.* Диффузный перенос свинца и цинка сквозь водонасыщенные горные породы.— В кн.: Физика и физико-химия рудообразующих процессов. М., Наука, 1971, с. 111—130.

Левинсон А. Введение в поисковую геохимию. Пер. с англ. М., Мир, 1976. 500 с.

Лонцих С. В. Спектральный анализ при поисках рудных месторождений. М., Недра, 1969. 150 с.

Лосев Н. А., Ляшенко Г. К. О возможностях использования результатов геохимических и декрептометрических методов исследования при поисках скрытых висмутовых тел одного из районов Узбекистана.— Тезисы докл. IV регионального совещания по термобарогеохимии. Ростов-на-Дону, 1973, с. 263—264.

Лукашев К. И., Лукашев В. К. Геохимические поиски элементов в зоне гипергенеза. Кн. 1 и 2. 300 с. Минск, Наука и техника, 1967.

Лутц Б. Г., Минеев И. Г. Уран и торий в кимберлитах Сибири.— Геохимия, 1973, № 11, с. 1721—1723.

Ляхович В. В. Содержание и состав аксессуарных минералов-индикаторов рудоносности изверженных пород.— Сов. геология, 1974, № 1, с. 18—26.

Мальшев В. А. Петрохимические критерии алмазоносности кимберлитовых пород.— Сов. геология, 1973, № 9, с. 13—18.

Мармо В. Биогеохимические исследования в Финляндии.— В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. М., 1954, с. 443—461.

Мартыанов Н. Н. Альбит-сподуменовые пегматиты в карбонатных породах и особенности их поисков и оценки.— Редкие элементы, сырье и экономика. Вып. 2. М., 1970, с. 27—34.

Методическое руководство по гидрохимическим поискам рудных месторождений/П. А. Удодов, С. Л. Шварцев, Н. М. Рассказов и др. М., Недра, 1973. 184 с.

Михайлова Ю. В., Панкратьев П. В. Особенности геохимических ореолов колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруднения Южного Узбекистана.— Мат-лы II сессии Сибирской секции СГПМ по проблеме «Научные основы геохимических методов поисков полезных ископаемых». Улан-Удэ, 1972, с. 146—148.

Москалев С. В. Роль метасоматоза в формировании хромита и хромит-содержащих пород.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., 1966, с. 64—82.

Мрэк В. А. Урановые месторождения в эоценовых песчаниках.— В кн.: Рудные месторождения США. М., 1973, с. 513—522.

Муканов К. М. Опыт изучения полей минерализации и первичных ореолов рассеяния рудных тел на примере одного из полиметаллических месторождений Казахстана.— В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. М., 1957, с. 40—51.

Мустафабейли Ф. М., Рожкова Л. А., Ахметов А. И. Опыт применения биогеохимического метода поисков на перспективных площадях на полиметаллы и ртуть Азербайджана.— Тезисы докл. I Всесоюз. совещания по палеобиогеохимии и палеоэкологии. Баку, 1969, с. 18—20.

Мязь Н. И., Корнилов В. Ф. О поисковых возможностях декрептометрии.— Тезисы докл. IV регионального совещания по термобарогеохимии процессов минералообразования, 1973, с. 255—257.

Налдерт А. Д., Куллерд Г. Отложение руды в руднике Страткона, Садбери, Канада, из сульфидно-окисной магмы в распыленном состоянии в молодых норитовых интрузиях.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., 1971, с. 65—78.

Наковник Н. И. Грейзены.— В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., 1954, с. 53—82.

Несветайлова Н. Г. Поиски руд по растениям. М., Недра, 1970. 97 с.

Новиков Ю. А. Вторичные ореолы рассеяния северной части Кузнецкого Алатау.— Мат-лы II сессии Сибирской секции СГПМ. Улан-Удэ, 1972, с. 44—46.

Обер Ж. Изучение альбит-мусковитовых гранитов, содержащих минералы фтора, олова, бериллия, ниобия, тантала и других редких элементов (месторождение Монтбра и Эшассьер, Франция).— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., 1971, с. 78—90.

Овчинников Л. Н. К характеристике газов, содержащихся в рудах некоторых месторождений Урала.— Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений, 1971, вып. 5, с. 45—54.

Овчинников Л. Н., Григорян С. В., Баранов Э. Н. Зональность первичных геохимических ореолов гидротермальных месторождений.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 10, с. 76—88.

Озерова Н. А. Первичные ореолы рассеяния ртути. Труды ИГЕМ. Вопросы геохимии IV. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 41—47.

Опыт применения биогеохимического метода при поисках полиметаллов в Центральном Казахстане/Алексеев В. А., Алексеев Вал. Ап., Хованский А. Д., Клевцов С. Ф., «Геология» вып. 10. Алма-Ата, 1975, с. 43—48.

Павлов Г. П., Фомичев Ю. М. Эндогенные геохимические ореолы контакто-метасоматических месторождений железа на Урале и их поисковое значение.— В кн.: Литогеохимические методы при поисках скрытого оруденения. М., 1972, с. 60—69.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., Недра, 1968. 272 с.

Перельман А. И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М., Недра, 1972. 288 с.

Перельман А. И. Геохимия биосферы. М., Наука, 1968. 168 с.

Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., Высшая школа, 1975. 342 с.

Перельман А. И. Биокосные системы Земли. М., Наука, 1977. 160 с.

Писаренко А. П., Поспелова К. А., Яковлев А. Г. Курс коллоидной химии. М., Высшая школа, 1969. 248 с.

Поликарпочкин В. В. Теория вторичных механических ореолов рассеяния и их генетическая классификация.— Мат-лы II сессии Сибирской секции СГПМ. Улан-Удэ, 1972.

Поликарпочкин В. В. Классификация вторичных ореолов и потока рассеяния и использование их при поисках месторождений полезных ископаемых.— Сов. геология, № 8, 1975, с. 85—97.

Полферов Д. В. Геохимические поиски месторождений медно-никелевых сульфидных руд.— Бюлл. ИТИ ОНТИ, МГ и ОН, 1962, № 1. 35 с.

Польнов Б. Б. Учение о ландшафтах.— Вопросы географии, сб. 33, 1953, с. 17—39.

Попов В. М. Стратифицированные свинцово-цинковые месторождения Тянь-Шаня и Центрального Казахстана.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., 1968, с. 325—343.

Попов Ю. В. Железистость минералов как индикатор интенсивности сульфидного оруденения в месторождениях Саякской группы.— Геология рудных месторождений, 1972, № 3, с. 18—27.

Пузанов Л. С. К опыту изучения первичных ореолов и их использование для геохимических методов поисков скрытого плавиково-шпатового оруденения.— Мат-лы II сессии Сибирской секции СГПМ по проблеме «Научные основы геохимических методов поисков полезных ископаемых». Улан-Удэ, 1972, с. 137—140.

Рабинович Ю. И. Фтор как индикатор сульфидного никелевого оруденения в ультраосновных породах Печенги.— Геохимия, 1973, № 5, с. 778—781.

Разгонов О. П. Зональность распределения элементов-индикаторов в рудоносных интрузиях Норильского района и окружающих их геохимических ореолов и ее использование при поисках скрытого оруденения медно-никелевых руд.— В кн.: Литогеохимические методы при поисках скрытого оруденения. М., 1972, с. 74—79.

Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах/А. А. Беус, С. В. Григорьян, М. Т. Ойзерман и др. М., Недра, 1965. 120 с.

Сагт Ю. Е. Геохимические критерии выявления, оценки и интерпретации экзогенных аномалий-признаков эндогенного борного оруденения.— В кн.: Литогеохимические методы при поисках скрытого оруденения. М., 1972, с. 79—84.

Сатклифф Д. Ф. Поглощение минеральных солей растениями. М., Мир, 1964. 221 с.

Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л., Недра, 1963. 216 с.

Сауков А. А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М., Изд-во МГУ, 1963. 248 с.

Сауков А. А. Геохимия. М., Наука, 1966. 488 с.

Свешников Г. Б. Гидрогеохимические исследования в основных полиметаллических районах Рудного Алтая.—Труды ВИТР, вып. 1. М., 1958, с. 14—19.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Наука, 1965. 590 с.

Солодов Н. А. Использование редких элементов-примесей при поисках и оценке редкометаллических месторождений.—Редкие элементы, сырье и экономика. Вып. 2. М., 1970, с. 17—24.

Соколов В. А. Геохимия природных газов. М., Недра, 1971. 336 с.

Соловьев А. П. Основы теории и практики металлометрических съемок. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1959. 270 с.

Средние содержания элементов-примесей в минералах/Иванов В. В., Белевитин В. В., Борисенко Л. Ф. и др. М., Недра, 1973, 207 с.

Стацук М. Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М., Недра, 1968. 240 с.

Суеркулов Э. А. Первичные ореолы рассеяния ртутного месторождения согласно типа.—Геология рудных месторождений, 1973, № 1, с. 37—41.

Султанов К. М., Алексеенко В. А., Исаев С. А. К вопросу о закономерностях связи между элементами в организмах и необходимость их учета при проведении биогеохимических и палеобиогеохимических исследований.—Уч. зап. Азерб. гос. ун-та, 1970, № 4, с. 83—91.

Султанов К. М., Алексеенко В. А., Бабаев Ф. М. Влияние изменения содержания свинца и цинка в коренных породах на особенности распределения металлов в растениях, произрастающих над этими породами.—Уч. зап. Азерб. гос. ун-та. Сер. геолого-географическая, 1971, № 3, с. 20—27.

Сэйнсбери Ч. Л. Месторождения олова и бериллия в центральной части хребта Йорк на западе полуострова Сьюард, Аляска.—В кн.: Рудные месторождения США. М., 1973, с. 289—313.

Таусон Л. В. К геохимии урана в гранитоидах Черновинского массива.—Геохимия, 1956, № 3, с. 9—17.

Таусон Л. В., Петровская С. Г., Санин В. А. Эндеогенные ореолы рассеяния молибдена, меди, свинца и цинка в Шахтаминском рудном поле.—В кн.: Ореолы рассеяния месторождений Восточной Сибири. М., 1971, с. 29—36.

Типы механических ореолов рассеяния в склоновых отложениях Бурятии и причины, обуславливающие их образование/Жбанов Э. Ф., Пак А. С., Андреев Б. В. и др.—Мат-лы II сессии Сибирской секции СГПИМ. Улан-Уде, 1972, с. 59—64.

Ткалич С. М. Практическое руководство по биогеохимическому методу поисков рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1959. 52 с.

Тугаринов А. И. Изотопный состав свинца как один из возможных поисково-оценочных признаков. Геохимические поиски рудных месторождений в СССР.—Труды I совещания по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., 1958, с. 79—88.

Тугаринов А. И. Общая геохимия. М., Атомиздат, 1973. 288 с.

Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. 1—6. М., Изд-во АН СССР, 1952—1959.

Францессон Е. В., Каминский Ф. Е. Методика составления прогнозных карт коренных месторождений алмазов.—Сов. геология, 1974, № 1, с. 26—32.

Фридман А. И. Природные газы рудных месторождений. М., Недра, 1970. 150 с.

Фултон Р. Б. Поиски цинка при помощи полуколичественных химических анализов почвы.—В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. М., 1954, с. 169—191.

*Фурсов В. З.* Возможности использования паров элементов для поисков рудных месторождений.—Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. 1971, вып. 5, с. 97—102.

*Хангер А. Ф.* Титаномагнетитовое месторождение Айрон-Маунтин в штате Вайоминг.—В кн.: Рудные месторождения США. М., 1973, с. 145—161.

*Хокс Х. Е., Лэкин Х. Л.* Рассеянный цинк поверхностных остаточных образований, ассоциирующихся с первичными цинковыми рудами в Восточном Теннесси.—В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. М., 1954, с. 157—169.

*Хокс Х. Е., Уэбб Д. С.* Геохимические методы поисков минеральных месторождений. Пер. с англ. М., Мир, 1964. 310 с.

*Холодный Н. Г.* К познанию снижения урожая зерновых культур.—В кн.: Избранные труды, т. III. Киев, 1957, с. 11—18.

*Цингауз С. С., Стариченко Ф. А.* Методика изображения результатов литохимического опробования.—Геология, методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. № 31, вып. 8. Алма-Ата, 1970, с. 1—4.

*Читаева Н. А., Голева Г. А.* Особенности геохимии цинка в зоне гипергенеза рудных месторождений и вероятные формы его переноса в подземных водах.—Сов. геология, 1972, № 1, с. 13—18.

*Шарков Ю. В., Милев А. С.* Процессы формирования вторичных ореолов рассеяния в условиях Сибири и их генетическая классификация.—Мат-лы II сессии СГПМ. Улан-Удэ, 1972, с. 26—31.

*Шварцев С. Л.* Некоторые результаты гидрогеохимических исследований в условиях многолетней мерзлоты.—Геология рудных месторождений, 1963, № 2, с. 17—22.

*Шелагуров В. В., Цимбал Л. Ф.* Геолого-геохимические критерии поисков танталовых и бериллиевых месторождений, связанных с метасоматическими измененными гранитами.—В кн.: Литогеохимические методы при поисках скрытого оруденения. М., 1972, с. 81—91.

*Шилин Д. М., Иванова В. П.* Хлоритсодержащие породы.—В кн.: Изменение окolorудных пород и их поисковое значение. М., 1954, с. 148—196.

*Шермет Е. М., Гормашева Г. С., Легейдо В. А.* Геохимические критерии продуктивности потенциально-рудноносных гранитоидов Гуджарского интрузивного комплекса Западного Забайкалья.—Геохимия, 1973, № 10, с. 1490—1501.

*Шима М., Тод Х. Г.* Применение стабильных изотопов при геохимических поисках.—В кн.: Геохимические поиски. М., 1973, с. 242—248.

*Элинсон М. М.* Применение газовой съемки при поисках и разведке рудных месторождений.—В кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений, 1971, вып. 5, с. 90—97.

*Эльгабали М. М.* Механизм связывания цинка коллоидными глинами и сходными с ними минералами.—В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. М., 1954, с. 237—246.

*Эндогенные ореолы рассеяния некоторых гидротермальных месторождений/Янишевский Е. М., Григорян С. В., Баранов Э. Н. и др. М., Госгеолтехиздат, 1963.*

*Ahrens L. H., Liebenberg W. R.* Tin and indium in mica, as determined spectrochemically.—American Minerslogist, 1950, No 12, 354—362 p.

*Brooks R. R.* Geobotany and Biogeochemistry in Mineral Exploration. Harper — Row, 1973. 290 p.

*Brown W. H.* Quantitative study of ore zoning. Austinville mine, Wythe County, Virginia.—Economic Geology, 1935, No 6, 25—21 p.

*Cannon H. L.* Description of indicator plants and methods of botanical prospecting for uranium deposits on the Colorado Plateau.—U. S. Geol. Surv. Bull., 1957, 1030 p.

*Cannon R. S. Jr., Stieff L. R., Stern T. W.* Lead in nonradioactive minerals — a clue in the search for uranium and thorium. United Nation Intern. Conf. on Peaceful uses of atomic energy. Geneva, 1958, 2, p. 215—223.

*Cannon H. L.* Botanical prospecting for ore deposits.—*Science*, 1960, v. 132, p. 1959—1964.

*Chisholm E. O.* A simple method of tracing mineralization through light non-residual overburden.—*Economic Geology*, Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans. 1950, 100 p.

*Cooper J. R.* and *Huff L. C.* Geological investigations and geochemical prospecting experiment at Johnson. Arizona.—*Economic Geology*, 1951, No 8, p. 534—546.

*Doe B. R.* and *Stacey J. S.* The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation.—*Economic Geology*, 1974, v. 69, No. 6, p. 757—776.

*Engel A. E., Clayton R. N., Epstein S.* Variations in the isotopic composition of oxygen in the Leadville limestone of Colorado as a guide to the location and origin of its mineral deposits. Inter. Geol. Congress, XX session, 1958, p. 3—20.

*Fulton R. B.* Prospecting for zinc using semiquantitative chemical analyses of soils.—*Economic Geology*, 1950, No 7, p. 445—467.

*Garlick W. G.* Reflektions on prospecting and ore genesis in Northern Rhodesia.—*Bull. Inst. Min. Metall.* 1953, No 563.

*Goldschmidt V. M.* Geochemistry. Oxford and the Clarendon Press, 1954. 730 p.

*Goloubinoff V.* Differential geochemical prospecting of mineral deposits, Acad. Sci. Paris. Comptes rendus, 1937, 60 p.

*Gross W. H.* Radioactivity as a guide to ore.—*Economic Geology*, 1952, No 8, p. 17—26.

*Hedge C. E.* Strontium isotopes in economic geology.—*Economic Geology*, 1974, v. 69, No 6, p. 823—825.

*James C. H.* The geochemical dispersion of arsenic and antimony related to gold mineralization in Southern Rhodesia. Geochemical prospecting Res. Centre, Imperial College, London, Tech. Comm. 1957, No 12, p. 33—45.

*Rankama K.* On the use of the trace elements in some problems of practical geology.—*Bull. Commis. Geologique de Finlande*, Helsinki, 1941, XIV, No 126.

*Riley G. A.* Limnological studies in Connecticut.—*Econ. Mans*, 1939, 9.

*Rye R. O.* and *Ohomoto H.* Sulfur and carbon isotopes and ore genesis.—*Economic Geology*, 1974, v. 69, No 6, p. 826—842.

*Slawson W. F., Nackowski M. P.* Lead in potash feldspar associated with ore deposits.—*Economic Geology*, 1959, No 8, p. 425—436.

*Taylor H. P.* The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition.—*Economic Geology*, 1974, v. 69, No 6, p. 843—883.

*Turekian K. K., Wedepohl K. H.* Distribution of the elements in some major units of the earth's crust.—*Bull. Amer. Geol. Soc.* 1961, v. 72, p. 175—192.

*Warren H. V., Deelavault R. E., Irish R. J.* Preliminary studies on the biogeochemistry of manganese.—*Economic Geology*, 1952, 47. No 2.

*Wodzicki A.* Geochemical prospecting for uranium in the Lower Buller Gorge, New Zealand.—*Journ. Geol. and Geophysics*, 1959, 2, No 3.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Азот 19, 31, 35, 74  
Актинон 20  
Аллювий 256  
Алмаз 24, 258  
Альбит 145  
Алюминий 25  
Амфибол 256  
Аргиллит 191  
Аргон 30, 59, 62, 81  
Арсенопирит 24, 149, 159, 163  
Ассоциация элементов 61, 74, 75
- Барий 189  
Барит 24, 84, 150, 163  
Бериллий 25, 78, 131, 227, 234  
Биотит 158, 161, 177  
Блеклые руды 163  
Бор 131, 134  
Борнит 190  
Бронзит 176
- Ванадий 176, 192, 202, 234  
Везувиан 258  
Висмут 78, 141, 173, 234  
Водород 19, 31, 74, 253, 264  
Вольфрам 117, 149, 156, 201  
Вольфрамит 184
- Галенит 24, 77, 141, 154, 164, 187  
Галлий 15  
Галлуазит 26  
Гелий 30, 31, 33, 59, 61, 74, 76, 81  
Гематит 192  
Геохимический барьер 42, 43  
Геохимический ландшафт 84  
Геохимическое поле 80  
Геохимический пояс 80  
Геохимическая провинция 79, 89  
Геохимический узел 80  
Геохимический цикл 29  
Геохимический щит 80  
Германий 4, 15  
Гипербазит 130  
Гипс 84  
Гранат 145, 257, 258  
Гранит 131
- Делювий 256  
Диатомовая водоросль 86  
Диатомит 81  
Дисперсная фаза 186
- Доломит 5, 42, 76, 77, 142, 150, 186, 197
- Железо 4, 31, 34, 75, 82, 176, 187, 196, 202, 227
- Золото 16, 24, 62, 137, 172, 196, 252
- Известняк 158  
Изумруд 157  
Ильменит 83  
Индий 15
- Кадмий 18, 74, 77, 154  
Калий 59, 62, 75, 134, 161, 227, 272  
Кальций 18  
Кальцит 24  
Камыш 86  
Каолинит 26, 206  
Карналлит 24,  
Касситерит 5, 196  
Кварц 83, 145, 149  
Киноварь 158, 253  
Кислород 19, 30, 35, 91, 197, 201, 252  
Кобальт 8, 44, 189  
Колумбит 184  
Кремний 77  
Крептон 74  
Кристаллогель 24  
Кристаллогидрат 25  
Кристаллозоль 24  
Ксенон 74
- Лепидолит 131  
Литий 161, 272
- Магнезит 150, 176  
Магнетит 258  
Магний 18, 25  
Манганит 187  
Марганец 4, 31, 82, 187, 196, 227  
Марказит 187, 235  
Медь 4, 9, 24, 62, 74, 84, 134, 141, 162, 185, 226, 235, 250  
Метан 30  
Микроклин 132, 145  
Мирабилит 25, 84  
Молибден 5, 78, 91, 149, 156, 214, 226, 250  
Монтмориллонит 26, 206  
Морфотропия 25  
Мусковит 132, 184

- Мышьяк 62, 86, 142, 156, 162, 169, 177, 271
- Натрий 227  
Нефелин 189  
Нефть 81  
Никель 8, 134, 164, 177, 189, 219, 236
- Оливин 176, 191  
Олигонит 76  
Олово 7, 131, 141, 156, 176, 189, 196, 234, 272  
Опал 24
- Пирит 149, 187, 190, 235, 273  
Пироксен 145, 191, 258  
Пирротин 149, 187, 235  
Платина 196, 278  
Платиноиды 16  
Полевой шпат 181  
Полюнь 78, 219, 227
- Радон 20, 59, 76  
Рений 4  
Родонит 145  
Ртуть 58, 74, 142, 164, 251, 265  
Рубидий 134, 161, 272  
Рутил 83, 149
- Свинец 9, 33, 62, 74, 81, 134, 141, 162, 174, 181, 236, 248, 266, 271  
Селен 192  
Сера 31, 86, 235, 251, 265  
Серебро 16, 41, 154, 162, 185, 189  
Сероводород 236, 251  
Серицит 163  
Скарн 166  
Смитсонит 76  
Стронций 162
- Субаквальный ландшафт 85, 87, 216  
Супераквальный ландшафт 85, 87  
Сурьма 158  
Сфалерит 75, 149, 154, 164, 187
- Таволга 87, 227  
Таллий 15  
Танталит 201  
Титан 176  
Торий 20, 59, 181  
Торон 20, 59, 74  
Торф 81, 83  
Турмалин 145, 257
- Углекислый газ 18, 35, 251  
Углерод 75  
Уголь 81  
Уран 16, 20, 59, 81, 162, 177, 191, 266, 278
- Флюорит 145, 150, 257  
Фтор 131, 278
- Халькантит 25  
Халькопирит 149, 190  
Хвош 86  
Хлорит 158  
Хром 8, 130, 176, 189, 219
- Целестин 84  
Церуссит 76  
Цинк 9, 62, 74, 81, 134, 150, 176, 185, 197, 236, 247, 266, 271  
Циркон 78  
Цирконий 4
- Элементарный ландшафт 84  
Элювиальный ландшафт 85, 86, 217

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Глава I. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ . . . . .	4
Глава II. МЕТОДЫ АНАЛИЗА, ПРИМЕНЯЕМЫЕ ПРИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ . . . . .	11
Вводные замечания . . . . .	11
Спектральный анализ . . . . .	11
Метод атомно-абсорбционной спектрометрии . . . . .	15
Другие методы анализа, применяемые при геохимических поисках . . . . .	15
Радиометрические методы . . . . .	20
Изотопные методы . . . . .	20
Методы исследования минералов при поисках . . . . .	20
Глава III. ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ В ВЕРХНИХ ОБОЛОЧКАХ ЗЕМЛИ . . . . .	23
Формы нахождения элементов в земной коре . . . . .	23
Геохимический цикл миграции элементов . . . . .	29
Основные факторы миграции элементов в земной коре . . . . .	32
Геохимические барьеры . . . . .	42
Глава IV. ПРИНЦИПЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ . . . . .	44
Месторождения полезных ископаемых и понятие о геохимических ореолах . . . . .	44
Особенности формирования геохимических ореолов . . . . .	46
Поисковые критерии и поисковые признаки . . . . .	60
Ассоциации элементов . . . . .	61
Геохимические индикаторы . . . . .	75
Глава V. ФОРМА ГЕОХИМИЧЕСКОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ . . . . .	79
Основные регионально-геохимические понятия и геохимические эпохи . . . . .	79
Геохимические ландшафты . . . . .	84
Геохимические аномалии . . . . .	89
Изотопные отношения как поисковые геохимические признаки . . . . .	91
Изотопы свинца . . . . .	92
Изотопное датирование пород по данным калий-аргонового и рубидий-стронциевого методов . . . . .	98
Изотопы водорода и кислорода . . . . .	100
Изотопы углерода . . . . .	102
Изотопы серы . . . . .	105
Математическая обработка геохимических данных . . . . .	107

Глава VI. <b>ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ</b> . . . . .	122
Ореолы магматических месторождений . . . . .	122
Ореолы собственно магматических месторождений . . . . .	123
Ореолы пегматитовых месторождений . . . . .	132
Ореолы постмагматических месторождений . . . . .	136
Особенности миграции ионов . . . . .	136
Околорудные изменения . . . . .	145
Ореолы прямых и косвенных элементов-индикаторов . . . . .	150
Морфология ореолов . . . . .	166
Ореолы газово-жидких включений в минералах . . . . .	171
Геохимические критерии потенциальной рудоносности изверженных горных пород . . . . .	174
Ореолы экзогенных месторождений . . . . .	185
Ореолы собственно осадочных месторождений . . . . .	185
Ореолы россыпных месторождений . . . . .	190
Ореолы инфильтрационных месторождений . . . . .	191
Глава VII. <b>ВТОРИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ</b> . . . . .	193
Литохимические ореолы рассеяния . . . . .	193
Классификация ореолов . . . . .	193
Образование ореолов . . . . .	195
Факторы и процессы, влияющие на образование вторичных ореолов рассеяния . . . . .	197
Потоки рассеяния . . . . .	208
Биогеохимические ореолы рассеяния . . . . .	210
Геоботанические и микробиологические поиски . . . . .	211
Основные факторы, влияющие на химический состав растений . . . . .	215
Особенности образования биогеохимических аномалий над рудными телами . . . . .	223
Применение биогеохимических методов при геологическом картировании . . . . .	227
Гидрогеохимические ореолы рассеяния . . . . .	228
Газовые ореолы рассеяния . . . . .	250
Шлиховые ореолы рассеяния . . . . .	255
Глава VIII. <b>ПРОВЕДЕНИЕ ПОИСКОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ПЕРВИЧНЫМ ОРЕОЛАМ</b> . . . . .	261
Условия применения . . . . .	261
Проведение опытных работ . . . . .	262
Отбор проб . . . . .	263
Обработка проб и требования к их анализу . . . . .	265
Изображение результатов анализов и интерпретация полученных данных . . . . .	267
Глава IX. <b>ПРОВЕДЕНИЕ ПОИСКОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ВТОРИЧНЫМ ОРЕОЛАМ РАССЕЯНИЯ</b> . . . . .	274
Литохимические поиски . . . . .	274
Условия применения . . . . .	274

Опытные работы . . . . .	276
Отбор проб . . . . .	276
Обработка проб и требования к их анализу . . . . .	277
Изображение результатов анализа и оценка аномалий . . . . .	279
Биогеохимические поиски . . . . .	282
Условия применения . . . . .	282
Опытные работы . . . . .	283
Отбор проб . . . . .	283
Обработка проб и требования к их анализу . . . . .	286
Изображение результатов анализа и оценка аномалий . . . . .	287
Гидрогеохимические поиски . . . . .	290
Условия применения . . . . .	290
Опытные работы . . . . .	291
Отбор проб . . . . .	291
Изображение результатов анализа и оценка аномалий . . . . .	292
Шлиховые поиски . . . . .	294
Условия применения . . . . .	294
Отбор проб . . . . .	294
Обработка проб . . . . .	295
Изображение результатов анализов . . . . .	296
Список литературы . . . . .	297
Предметный указатель . . . . .	307

ИБ № 1790

Владимир Алексеевич Алексеевко  
Георгий Витольдович Войткевич

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ  
ИСКОПАЕМЫХ

Редактор издательства *Л. Н. Федорова*  
Переплет художника *Н. Ф. Зыкова*  
Художественный редактор  
*Е. Л. Юрковская*  
Технические редакторы  
*В. Л. Прозоровская, А. Е. Матвеева*  
Корректор *С. А. Аникина*

---

Сдано в набор 19.01.79. Подписано в печать  
26.07.79. Т-14327. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага № 2.  
Гарнитура литер. Печать высокая. Печ. л.  
19,5. Уч.-изд. л. 20,62. Тираж 4900 экз. Заказ  
№ 177/6662—2. Цена 1 р. 30 к.

---

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19

---

Ленинградская типография № 4 Ленинград-  
ского производственного объединения «Техни-  
ческая книга» Союзполиграфпрома при Госу-  
дарственном комитете СССР по делам изда-  
тельств, полиграфии и книжной торговли. Ле-  
нинград, Д-126, Социалистическая, 14.

3008