

А.А.Беус, С.В.Григорян

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
МЕТОДЫ
ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ТВЕРДЫХ
ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ**

А. А. Беус, С. В. Григорян

550.475508.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
МЕТОДЫ
ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ТВЕРДЫХ
ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ

1471



МОСКВА · «НЕДРА» · 1975



Беус А. А., Григорян С. В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М., «Недра», 1975, 280 с.

В книге изложены ведущие принципы использования геохимических методов поисков в практике геологопоисковых и разведочных работ, основанные на отечественном и зарубежном опыте последнего десятилетия.

Закономерности распределения химических элементов в горных породах земной коры и основные факторы, регулирующие их миграцию и концентрацию в природных процессах, рассматриваются в качестве теоретической основы геохимических методов поисков. При характеристике последних особое внимание обращено на рациональное комплексирование геохимических методов при решении конкретных поисковых задач на разных стадиях геологопоисковых и разведочных работ. Специальный раздел книги посвящен использованию методов математической статистики при геохимических поисковых работах.

Книга рассчитана на геологов, работающих в области поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых, а также студентов геологической специальности.

Табл. 73, ил. 94, список лит. — 81 назв.

Б 20804-548
043(01)-75 38-75

© Издательство «Недра», 1975

ПРЕДИСЛОВИЕ

Геохимические методы поисков минеральных месторождений, зародившиеся в нашей стране в 30-х годах XX века, в настоящее время прочно вошли в практику геологопоисковых и геологоразведочных работ как у нас в СССР, так и за рубежом. Эти методы практически на всех стадиях поисков и разведки месторождений полезных ископаемых уже стали весьма эффективным орудием в руках геологов-практиков, позволяя не только более рационально и продуктивно вести поиски месторождений, выходящих на современную поверхность, но также успешно проводить прямые поиски скрытых месторождений и рудных тел, не обнаженных еще современным эрозионным срезом, или же перекрытых рыхлыми отложениями различного характера.

Последнее десятилетие характеризуется особенно бурным развитием геохимических методов поисков минеральных месторождений. Совершенствуются научные основы этих методов. Постоянно расширяется круг задач, при решении которых в той или иной степени используются различные модификации геохимических методов.

Широкое внедрение геохимических методов в практику геологоразведочных и поисковых работ способствует научно-техническому прогрессу в геологии, существенно повышает экономическую эффективность поисков и разведки новых месторождений. Это всецело соответствует решениям ХХIV съезда КПСС, ориентирующим всех геологов на ускорение внедрения научно-технических достижений в практику, интенсификацию геологоразведочных работ и уменьшение затрат на их производство.

Огромное число геологов в нашей стране, в той или иной мере связанных с поисками и разведкой месторождений рудного и нерудного сырья, в своей повседневной деятельности сталкивается с геохимическими методами поисков и разведки, применяя их для решения разнообразных практических задач. При этом, как свидетельствует практика, препятствием для успешного применения этих методов часто является отсутствие практического руководства в этой области, в котором бы на необходимом теоретическом уровне, соответствующем современному развитию фундаментальной геохимии, был бы обобщен достаточно обширный опыт применения различных геохимических методов как в нашей стране, так и за рубежом, и даны конкретные практические рекомендации.

Занимаясь более пяти лет подготовкой студентов-заочников по курсу «Геохимия и геохимические методы поисков», авторы убедились в том, что отсутствие такого пособия является причиной недостаточной подготовленности геологов-практиков в рассматриваемой области. Для них главным образом и предназначена эта книга.

Учитывая, что правильное и эффективное применение геохимических методов невозможно без знания основных закономерностей распределения химических элементов в поверхностных участках земной

коры и их миграции в эндогенных и экзогенных условиях, авторы сочли целесообразным предпослать разделам, посвященным собственно прикладной геохимии, две главы, в которых на современном материале излагаются данные о химическом составе земной коры и ведущих закономерностях распределения химических элементов в горных породах, а также основные положения, характеризующие геохимическую миграцию элементов. Изложение материала, призванного показать ведущие принципы проведения геохимических поисковых работ, подчинено общепризнанной классификации геохимических методов по объектам исследования. Исходя из того, что методу поисков и разведки месторождений по первичным геохимическим ореолам в существующей литературе не уделено необходимого внимания, авторы решили усилить именно этот раздел книги, рассматривая первичные геохимические ореолы минеральных месторождений в качестве важнейшего критерия, который может быть использован на стадии как поисков, так и разведки месторождений.

В связи с тем, что успех использования геохимических методов зависит не только от правильности их применения, но также от комплексирования различных поисковых методов, этим вопросам посвящена специальная глава книги, завершающая изложение материалов по отдельным методам. В заключение книги приводятся простейшие методы статистической обработки геохимической информации, которые необходимо знать каждому геологу, занимающемуся проблемой геохимических поисков минеральных месторождений.

Главы I—IV, а также XIII и IX, написаны А. А. Беусом, главы V и VII — С. В. Григоряном. Главы VI, X и XI написаны авторами совместно.

Авторы сознают, что предлагаемая работа не свободна от недостатков. Поэтому будут благодарны всем, кто пожелает сделать конструктивные замечания, направленные на их устранение с целью дальнейшего улучшения книги. Замечания можно направлять на имя авторов по адресу: Москва И-278, ул. Павла Корчагина, д. 22, Всесоюзный заочный политехнический ин-т, Горный факультет, Кафедра месторождений полезных ископаемых.

Глава I

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗЕМНОГО ШАРА И ВЕДУЩИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Единственным источником прямой информации о химическом составе внешней оболочки земного шара является состав горных пород, обнаруживающихся на поверхности нашей планеты. О составе глубинных зон Земли судят на основании геофизических, главным образом сейсмических, исследований. В соответствии с этими косвенными данными Земля имеет концентрически-зональное (оболочечное) строение и разделяется на земную кору (рис. 1), мантию (верхнюю и нижнюю) и ядро (внешнее и внутреннее).

Оболочечное строение земного шара проявляется в первую очередь в закономерном распределении плотностей вещества, слагающего различные оболочки Земли, и соответственном изменении с глубиной скоростей распространения сейсмических волн (рис. 2). Средняя плотность Земли, равная $5,517 \pm 0,004$, заметно выше плотности земной коры, что свидетельствует о наличии в глубинах Земли вещества, имеющего значительно более высокие плотности, чем породы земной коры (рис. 3). Следует, однако, отметить, что увеличение плотности земного вещества с глубиной до настоящего времени не имеет однозначного объяснения. Оно может зависеть как от уплотнения атомной структуры вещества под влиянием огромного давления в глубинах Земли, так и от изменения химического состава в пределах отдельных оболочек. По всей вероятности, оба эти фактора имеют определенное значение в увеличении плотности земного вещества с глубиной, однако их количественная роль остается неясной. Именно в этом и заключается источник главных противоречий при попытках построения гипотетических моделей химического состава глубинных оболочек Земли.

Так, например, учитывая высокую плотность ядра Земли, многие исследователи до сих пор считают, что оно в своей основе сложено железо-никелевым сплавом, подобным веществу железных метеоритов.

Однако новейшие экспериментальные данные о зависимости плотности железа от давления отвергают гипотезу о чисто железном ядре. Для железа при давлениях в миллионы атмосфер получена такая плотность, которая несовместима с геофизическими данными (Деменицкая, 1967). Некоторые противники гипотезы железо-никелевого ядра Земли полагают, что химический состав ядра существенно не отличается от состава нижней мантии, а его высокая плотность связана с явлениями металлизации вещества под воздействием сверхвысокого давления. В последнее время были получены экспериментальные данные о физических свойствах железо-кремниевых и железо-серных сплавов в области давлений, соответствующих ядру Земли. Оказалось, что в этих условиях железо-кремниевый сплав, содержащий 14—20 вес. % кремния по

плотности и скорости прохождения продольных сейсмических волн, близок материалу, слагающему ядро Земли. Сходные данные были получены также для сульфидов железа.

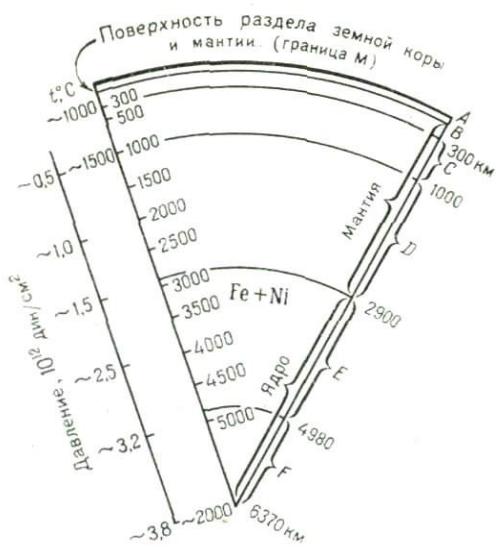


Рис. 1. Оболочечное строение земного шара (по А. П. Виноградову)

A — земная кора; *B* — зона верхней мантии (оливин, пироксен); *C* — переходный слой; *D* — нижняя мантия — MgO , FeO , SiO_2 и другие окислы (плотнейшая упаковка атомов кислорода); *E* — внешнее ядро; *F* — внутреннее ядро

состав нижней мантии в известной мере сходен с составом ультраосновных или основных пород земной коры. Существует также гипотеза, исходящая из близости среднего состава мантии Земли и состава ка-

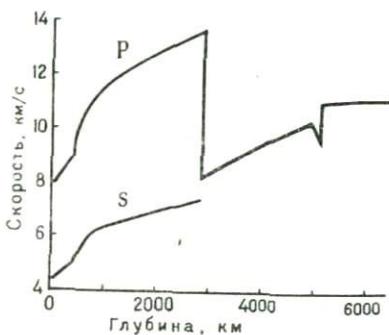


Рис. 2. Скорости продольных (P) и поперечных (S) сейсмических волн в пределах земного шара (по К. Е. Баллену)

менных метеоритов-хондритов. Некоторые исследователи развивали мысль о присутствии в составе нижней мантии значительных количеств сульфидов тяжелых металлов, однако серьезных подтверждений этому

Учитывая, что ядро слагает 31,5% массы Земли, без решения проблемы его состава нельзя построить более или менее удовлетворительную модель, характеризующую средний химический состав земного шара. Все существующие в настоящее время модели среднего химического состава Земли исходят из гипотезы железо-никелевого ядра планеты.

Столь же гипотетический состав нижней мантии, которая на глубине 2900 км отделена от ядра поверхностью резкого изменения скорости продольных сейсмических волн (см. рис. 2). Предполагают, что химический

Предполагают, что химический

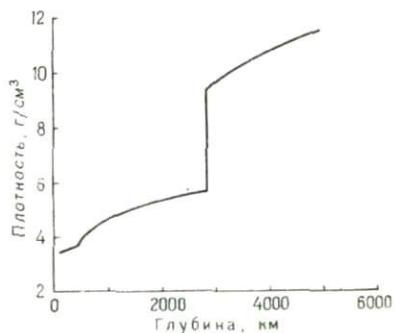


Рис. 3. Распределение плотности в земном шаре (по К. Е. Баллену)

развивали мысль о присутствии в составе нижней мантии значительных количеств сульфидов тяжелых металлов, однако серьезных подтверждений этому

не найдено. В условиях весьма высоких давлений окислы, составляющие вещество нижней мантии, должны отличаться плотнейшей упаковкой кислорода.

Экспериментальное изучение физических свойств минералов в области высоких давлений позволило Д. Андерсону и Т. Джордану (Anderson, Sammis, Jordan, 1972) предложить модель химического состава нижней мантии, основанную на интерпретации скорости прохождения сейсмических волн в мантии и средней плотности слагающего ее материала. По их данным, нижняя мантия состоит из $0,32 \text{ MgO} + 0,18 \text{ FeO} + + 0,50 \text{ SiO}_2$ (молярные количества). Ценность этой модели снижается тем, что она не учитывает возможность присутствия в нижней мантии окислов других элементов (например, алюминия).

Граница между нижней и верхней мантией залегает на глубине 1000 км. Имеющиеся данные сейсмических исследований позволяют судить о том, что верхняя мантия имеет неоднородное строение. На глубине около 400 км она разделяется на два приблизительно равных слоя поверхностью резкого изменения плотности мантийного вещества и скорости прохождения сейсмических волн. Полагают, что подобный скачок физических свойств может быть вызван фазовыми переходами. На глубине 70—80 км под океанами и около 150 км под континентами в верхней мантии залегает так называемый *слой пониженных скоростей* (сейсмических волн), или *астеносфера*. Физические свойства этого слоя, изученные по сейсмическим данным, позволяют считать, что он находится частично в расплавленном состоянии. В настоящее время слою пониженных скоростей в верхней мантии придается большое значение как с точки зрения тектонического развития поверхностных оболочек Земли, так и с позиций формирования их химического состава. Следует подчеркнуть, что, по всей вероятности, существует тесная причинная связь между эволюцией химического состава верхней мантии и формированием вышележащей земной коры, которая в настоящее время рассматривается как продукт геохимической дифференциации верхней мантии под влиянием гравитационного и термального полей Земли.

По сравнению с гипотезами о составе глубинных оболочек Земли представления о химическом составе верхней мантии более определены, хотя и по этому поводу в настоящее время ведутся широкие дискуссии. Представителями вещества верхней мантии, доступными непосредственному геохимическому и петрологическому исследованию, считаются ультраосновные породы, которые в незначительном количестве встречаются даже в поверхностных участках современной земной коры.

Однако, принимая во внимание, что состав верхних горизонтов мантии должен быть в значительной степени изменен в процессе дифференциации и отделения вещества, составившего кору земного шара, соответствие химического состава ультрабазитов, проникших в земную кору, и среднего состава верхней мантии является проблематичным. В последние годы некоторые исследователи (А. Рингвуд, Д. Андерсон, П. Харрис, А. Бек и др.) пытались разработать модели химического состава верхней мантии. Все существующие модели такого рода исходят из представлений об ультраосновных породах, как остаточных продуктах эволюции вещества верхней мантии, оставшихся после выплавления базальтов. Наибольшим распространением в настоящее время пользуется модель, разработанная А. Рингвудом (1972), исходя из отношения базальт-перидотит, равного 1:3. Следует отметить, что эта модель состава верхней мантии, названная *пиролит*, подвергается кри-

тике с различных позиций (О'Хара, 1973; Беус, 1972; Андерсон и др., 1972) и вряд ли может служить основой для характеристики среднего состава верхней мантии. Так, например, минеральный состав верхней мантии, рассчитанный на основе пиролитовой модели, по ряду физических свойств не соответствует свойствам вещества верхней мантии, определенным по сейсмическим данным.

Существует также гипотеза (впервые сформулированная В. М. Гольдшмидтом) о наличии в верхней мантии пород эклогитового состава. Эти породы, как известно, являются геохимическими эквивалентами габбро-базальтовых пород, имеющих повышенную плотность (3,4 против 3,0) вследствие фазовых превращений в условиях высоких давлений. Хотя гипотеза о существовании сплошного эклогитового слоя в верхней мантии в настоящее время не разделяется большинством ученых, возможность присутствия эклогитов в этой оболочке практически признается всеми. Таким образом, верхняя мантия, по всей вероятности, имеет неоднородный и достаточно сложный состав, тесно связанный с особенностями эволюции конкретных приповерхностных участков земного шара. Определяющее значение процессов, происходящих в верхней мантии для формирования и эволюции земной коры, в настоящее время признается всеми исследователями.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Границей между земной корой и верхней мантией считают поверхность Мохоровичича (*Moho*), которая характеризуется скачкообразным изменением скоростей продольных (7,8—8,4 км/с) и поперечных (до 4,3 км/с) сейсмических волн. Поверхность Мохоровичича на континентах в среднем залегает на глубине 30—35 км, хотя в действительности ее конфигурация достаточно сложна и характеризуется отдельными вздымающими и опускающими*. Земная кора состоит из трех различных по составу и физическому состоянию геосфер: литосферы, гидросферы и атмосферы, из которых литосфера, или каменная поверхность оболочки земного шара, является главным объектом изучения геологов, занимающихся проблемой поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

Литосфера в свою очередь подразделяется на три слоя (или оболочки), различающиеся как по составу, так и по физическим свойствам слагающего их материала. Верхний (осадочный) слой сложен различными осадочными породами и в меньшей степени эфузивами палеозойского и более молодого возраста. Следующие два слоя земной коры получили условное название *гранитный* и *базальтовый*. Граница раздела между ними, определенная по сейсмическим данным, называется *границей Конрада*. Средняя мощность гранитного слоя на континентах по сейсмическим данным составляет 10—11 км, а отношение мощностей гранитного и базальтового слоя оценивается как 1 : 2. В пределах океанической коры гранитный слой отсутствует.

Расчет модели состава базальтового слоя (оболочки) основан на геофизических данных о свойствах этого слоя литосферы, а также на имеющихся экспериментальных данных о плотности пород, присутствую-

* Некоторые исследователи включают в литосферу часть верхней мантии до слоя пониженных скоростей. Однако при этом теряется определенность нижней границы земной коры, что создает ряд дополнительных трудностей при рассмотрении геохимических особенностей как литосферы, так и верхней мантии.

вие которых можно предполагать в условиях гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма и скоростях происхождения в них сейсмических волн (Беус, 1972). Характерно, что вычисленный таким образом гипотетический средний состав базальтовой оболочки оказался близким среднему составу диоритов. К составу диоритов приближается и средний состав всей земной коры.

ТАБЛИЦА 1
СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛИТОСФЕРЫ И ЕЕ ОБОЛОЧЕК, ВЕС. %

Оксиды	Литосфера — всё, без осад- очной оболочки	Литосфера континентальная, без осадочной оболочки	Базальтовая оболочка	Гранитная оболочка	Осадочная обо- лочка континен- тов (включая эф- физики)*
SiO ₂	57,4	69,6	53,3	66,1	49,82
Al ₂ O ₃	15,4	15,3	15,4	15,2	12,97
Fe ₂ O ₃	2,4	2,5	2,8	2,0	2,97
FeO	5,5	5,0	6,1	2,7	2,81
MgO	5,0	4,0	5,0	2,0	3,09
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,11
CaO	7,1	6,0	7,2	3,5	11,64
Na ₂ O	3,1	3,2	3,2	3,12	1,57
K ₂ O	1,9	2,3	1,8	3,24	2,03
TiO ₂	1,1	1,0	1,2	0,60	0,65
P ₂ O ₅	0,2	0,2	0,2	0,28	0,17
H ₂ O ₅ +	0,7	0,65	0,6	0,76	2,91
CO ₂	0,1	0,15	0,1	0,4	8,73
SO ₃	—	—	—	—	0,33
Cl	—	—	—	—	0,19

* По А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому (1967).

В табл. 1 приведены данные о химическом составе гранитной оболочки. Следует иметь в виду, что эти данные, хотя и основываются на достаточно точной информации о среднем химическом составе горных пород, слагающих гранитную оболочку, также имеют приближенный характер. Главными источниками ошибок в подсчете в данном случае являются: а) отсутствие точных данных о количественных соотношениях гранитов и гранодиоритов даже на поверхности литосферы; б) отсутствие точных данных о количественных соотношениях в группе метаморфических пород и соотношений последних с интрузионными породами и в) полное отсутствие данных о возможном изменении соотношения различных типов горных пород с глубиной. Таким образом, приближенность наших знаний о химическом составе гранитной оболочки в первую очередь определяется неполнотой имеющейся геологической информации о ее литологическом составе. Тем не менее сравнение вычисленных средних данных состава гранитной оболочки с составами слагающих ее горных пород свидетельствует об удивительной аналогии между средним составом оболочки в целом и составом гранодиоритов, а также парагнейсов. Отмеченная особенность является количественным выражением тесной связи химического состава песчано-глинистых осадочных пород, превращающихся в процессах прогрессивного метаморфизма в кристаллические сланцы и гнейсы, со средним составом гранитного слоя оболочки литосферы. Следовательно, на основании имеющихся в настоящее время данных можно говорить о диоритах

ритовом среднем составе литосферы в целом и ее базальтовой оболочки, а также о гранодиоритовом составе гранитного слоя континентальной земной коры.

ТАБЛИЦА 2
РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ПОРОД (В ПРОЦЕНТАХ ОТ МАССЫ ОБОЛОЧЕК)

Гранитная оболочка				Осадочная оболочка			
Магматические породы	%	Метаморфические породы	%	Осадочные породы	%	Эффузивные породы	%
Граниты	63,7	Гнейсы	84,0	Глинистые сланцы и глины	53,0	Базальты	36,7
Гранодиориты	21,5	Кристаллические сланцы		Пески и песчаники	25,4	Анdezиты	41,3
Кварцевые диориты	2,9	Кварциты и песчаники	7,0	Карбонатные породы	20,8	Дациты	0,8
Диориты	1,6	Амфиболиты	8,2	Эвапориты	0,8	Кислые эффузивы	21,0
Габбро	9,0	Карбонатные породы	0,8			Щелочные эффузивы	0,2
Перидотиты	} 0,3						
Дуниты							
Сиениты	0,9						
Нефелиновые сиениты	0,1						

В табл. 2 приведена пересчитанная на 100% распространенность окислов 14 главных химических элементов литосферы и ее оболочек. В действительности количество этих элементов, включая кислород, составляет около 99,5% ее массы. Оставшиеся 0,5% массы литосферы приходится на остальные химические элементы таблицы Менделеева, содержание которых в различных типах горных пород литосферы, ее гранитной оболочки и континентальной литосфере в целом приведено в табл. 3*. Средний химический состав главных типов горных пород земной коры описан в работе А. А. Беуса (1972).

Наиболее объективной геохимической классификацией элементов по их распространенности до настоящего времени остаются декады В. И. Вернадского, объединяющие элементы по порядкам их содержания в земной коре (табл. 4). В дальнейшем мы условно будем называть *главными* (или петрогенными) химические элементы, присутствующие в природных образованиях в количествах 1,0% и выше, *второстепенными* — присутствующие в десятых долях процента, и *микроэлементами* — все химические элементы, распространенность которых не достигает 0,1%. Микроэлементы пород, образующие в тех или иных типах месторождений рудные концентрации, имеющие практическое значение, выделяются в качестве *рудных микроэлементов***.

* Для расчета среднего содержания микроэлементов в гранитной оболочке и континентальной литосфере использованы данные последней сводки Дж. Грина (1969), а также более поздних публикаций.

** Понятие *редкие элементы*, широко используемое в настоящее время для характеристики специфической группы элементов, включающей лантан, цирконий, бериллий, цезий, скандий, ниобий, tantal и другие, не имеет строго геохимического или количественного смысла и с этой точки зрения не является рациональным. Оно возникло исторически, объединив разнообразные по свойствам и распространенности в природе химические элементы, которые по тем или иным причинам до последнего времени не входили в сферу практической деятельности человека, или использовались им в очень ограниченном количестве. Таким образом, это понятие скорее имеет технологическое значение.

ТАБЛИЦА 3

ОЦЕНКИ СРЕДНИХ СОДЕРЖАНИЙ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЛИТОСФЕРЕ И СЛАГАЮЩИХ ЕЕ ГОРНЫХ ПОРОДАХ, ВЕС. %

Атомный номер	Элементы	Литосфера континентальная (без осадочного чехла)	Гранитная оболочка	Граниты	Гранодиориты	Средние породы	Основные породы	Ультрабазиты	Сланцы	Осадочные породы. Песчаники	Карбоатные породы
1	Водород	0,10	0,10	0,06	0,09	0,11	0,12	—	0,40	0,25	0,09
2	Гелий					$6 \cdot 10^{-5} \text{ см}^3$ на грамм породы					
3	Литий	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$0,2 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$0,5 \cdot 10^{-3}$
4	Бериллий	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$0,4 \cdot 10^{-4}$	$0,2 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$0,1 \cdot 10^{-4}$	$0,1 \cdot 10^{-4}$
5	Бор	$0,7 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$0,9 \cdot 10^{-3}$	$0,5 \cdot 10^{-3}$	$0,3 \cdot 10^{-3}$	$10 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$
6	Углерод	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	1,2	1,3	11,0
7	Азот	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$54,5 \cdot 10^{-3}$	$13,5 \cdot 10^{-3}$	$0,7 \cdot 10^{-3}$
8	Кислород	4,6	48,1	48,7	48,0	47,0	44,5	43,7	49,0	51,5	49,2
9	Фтор	$6,0 \cdot 10^{-2}$	$7,2 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-2}$	$6,3 \cdot 10^{-2}$	$5,0 \cdot 10^{-2}$	$4,0 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$7,4 \cdot 10^{-2}$	$2,7 \cdot 10^{-2}$	$3,3 \cdot 10^{-2}$
10	Неон					$7,7 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3$ на грамм породы					
11	Натрий	2,3	2,2	2,66	2,78	2,60	1,90	0,18	0,98	0,92	0,25
12	Магний	2,4	1,2	0,33	1,10	2,20	4,50	20,50	1,50	0,73	4,60
13	Алюминий	8,1	8,0	7,40	8,60	8,90	8,50	2,40	8,65	2,90	0,96
14	Кремний	27,7	30,9	34,0	30,5	27,5	23,0	20,0	27,5	34,7	3,4
15	Фосфор	0,10	0,08	0,06	0,11	0,15	0,15	0,05	0,07	0,04	0,05
16	Сера	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,01	0,24	0,02	0,12
17	Хлор	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$0,6 \cdot 10^{-2}$	$0,5 \cdot 10^{-2}$	$1,80 \cdot 10^{-2}$	$0,1 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$
18	Аргон					$2,2 \cdot 10^{-5} \text{ см}^3$ на грамм породы					
19	Калий	1,8	2,70	3,50	2,52	1,50	0,70	0,05	2,70	1,32	0,28
20	Кальций	4,3	2,5	1,12	2,40	4,60	7,30	3,40	2,00	2,67	32,5
21	Скандий	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$0,7 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$0,1 \cdot 10^{-3}$	$0,1 \cdot 10^{-3}$
22	Титан	0,6	0,33	0,17	0,38	0,60	0,80	0,35	0,38	0,30	0,12

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 3

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 3

Атомный номер	Элементы	Литосфера континентальная (без осадочного чехла)	Гранитная оболочка	Граниты	Гранодиориты	Средние породы	Основные породы	Ультрабазиты	Сланцы	Осадочные породы. Песчаники	Карбонатные породы
46	Палладий	$n \cdot 10^{-7}$	$n \cdot 10^{-8}$	$n \cdot 10^{-8}$	$n \cdot 10^{-8}$	$n \cdot 10^{-7}$	$2,0 \cdot 10^{-7}$	$5,0 \cdot 10^{-7}$	Нет данных		
47	Серебро	$9,0 \cdot 10^{-6}$	$4,8 \cdot 10^{-6}$	$3,7 \cdot 10^{-6}$	$5,1 \cdot 10^{-6}$	$7,0 \cdot 10^{-6}$	$11 \cdot 10^{-6}$	$6,0 \cdot 10^{-6}$	$7,0 \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-6}$
48	Кадмий	$1,9 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$1,6 \cdot 10^{-5}$	$1,8 \cdot 10^{-5}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	$0,1 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$0,1 \cdot 10^{-5}$	$0,4 \cdot 10^{-5}$
49	Индий	$2,3 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$2,4 \cdot 10^{-5}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	$0,1 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$0,1 \cdot 10^{-5}$	$0,1 \cdot 10^{-5}$
50	Олово	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$0,5 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$0,1 \cdot 10^{-4}$	$0,1 \cdot 10^{-4}$
51	Сурьма	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$15 \cdot 10^{-5}$	$0,1 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$
52	Теллур	$1,0 \cdot 10^{-7}$	$1,0 \cdot 10^{-7}$	$1,0 \cdot 10^{-7}$	$1,0 \cdot 10^{-7}$	$1,0 \cdot 10^{-7}$	$1,0 \cdot 10^{-7}$	$0,1 \cdot 10^{-7}$	$10 \cdot 10^{-7}$	Нет данных	
53	Иод	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$
54	Ксенон	$3,4 \cdot 10^{-10}$ см ³ на грамм породы									
55	Цезий	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^{-5}$
56	Барий	$4,5 \cdot 10^{-2}$	$6,8 \cdot 10^{-2}$	$8,4 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-2}$	$3,8 \cdot 10^{-2}$	$3,3 \cdot 10^{-2}$	$0,4 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$
57	Лантан	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-5}$	$9,2 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-4}$
58	Церий	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$9,2 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-5}$	$5,9 \cdot 10^{-3}$	$9,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$
59	Празеодим	$5,7 \cdot 10^{-4}$	$7,9 \cdot 10^{-4}$	$8,8 \cdot 10^{-4}$	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-5}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$8,8 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$
60	Неодим	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-5}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$
61	Прометий	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
62	Самарий	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$10,0 \cdot 10^{-4}$	$8,5 \cdot 10^{-4}$	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$5,3 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-5}$	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$
63	Европий	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$0,8 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$0,2 \cdot 10^{-4}$
64	Гадолиний	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$9,0 \cdot 10^{-3}$	$10,0 \cdot 10^{-4}$	$8,5 \cdot 10^{-4}$	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$5,3 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-5}$	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$
65	Тербий	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$0,8 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$0,2 \cdot 10^{-4}$
66	Диспрозий	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$7,2 \cdot 10^{-4}$	$6,1 \cdot 10^{-4}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-5}$	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$7,2 \cdot 10^{-4}$	$0,9 \cdot 10^{-4}$
67	Гольмий	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$0,3 \cdot 10^{-4}$
68	Эрбий	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$0,5 \cdot 10^{-4}$

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 3

Атомный номер	Элементы	Литосфера континентальная (без осадочного чехла)	Гранитная оболочка	Граниты	Гранодиориты	Средние породы	Основные породы	Ультрабазиты	Сланцы	Осадочные породы. Песчаники	Карбонатные породы
69	Тулний	$0,2 \cdot 10^{-4}$	$0,3 \cdot 10^{-4}$	$0,3 \cdot 10^{-4}$	$0,3 \cdot 10^{-4}$	$0,2 \cdot 10^{-4}$	$0,2 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-6}$	$0,2 \cdot 10^{-4}$	$0,3 \cdot 10^{-4}$	$0,4 \cdot 10^{-5}$
70	Иттербий	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$0,5 \cdot 10^{-4}$
71	Лютенций	$0,8 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$0,8 \cdot 10^{-4}$	$0,6 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-5}$	$0,7 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$0,2 \cdot 10^{-4}$
72	Гафний	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,9 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$0,5 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$3,9 \cdot 10^{-4}$	$0,3 \cdot 10^{-4}$
73	Тантал	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$0,5 \cdot 10^{-4}$	$0,2 \cdot 10^{-5}$	$0,8 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-6}$
74	Вольфрам	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$0,7 \cdot 10^{-4}$	$0,1 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$0,6 \cdot 10^{-4}$
75	Рений	$7,0 \cdot 10^{-8}$	$7,0 \cdot 10^{-8}$	$6,7 \cdot 10^{-8}$	—	—	$7,1 \cdot 10^{-8}$	—	Нет данных	—	—
76	Осмий	—	Нет данных	—	—	—	—	—	—	—	—
77	Иридий	$2,0 \cdot 10^{-8}$	$1,5 \cdot 10^{-8}$	$1,0 \cdot 10^{-8}$	—	—	$2,2 \cdot 10^{-8}$	—	Нет данных	—	—
78	Платина	—	Нет данных	—	—	—	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	Нет данных	—	—
79	Золото	$1,7 \cdot 10^{-7}$	$1,2 \cdot 10^{-7}$	$0,8 \cdot 10^{-7}$	$1,2 \cdot 10^{-7}$	$2,8 \cdot 10^{-7}$	$3,6 \cdot 10^{-7}$	$6,0 \cdot 10^{-7}$	$n \cdot 10^{-7}$	$n \cdot 10^{-7}$	$n \cdot 10^{-7}$
80	Ртуть	$4,6 \cdot 10^{-6}$	$6,6 \cdot 10^{-6}$	$6,7 \cdot 10^{-6}$	$6,7 \cdot 10^{-6}$	$7,5 \cdot 10^{-6}$	$6,5 \cdot 10^{-6}$	$6,4 \cdot 10^{-6}$	$6,6 \cdot 10^{-5}$	$7,4 \cdot 10^{-6}$	$4,5 \cdot 10^{-6}$
81	Таллий	$0,7 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$0,2 \cdot 10^{-4}$	$0,6 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$0,8 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-6}$
82	Свинец	$0,9 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$0,6 \cdot 10^{-3}$	$0,1 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$0,7 \cdot 10^{-3}$	$0,9 \cdot 10^{-3}$
83	Висмут	$0,8 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^{-6}$	$0,8 \cdot 10^{-6}$	$0,7 \cdot 10^{-6}$	$0,1 \cdot 10^{-6}$	Нет данных	—	—
84	Полоний	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
85	Астат	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
86	Радон	—	Нет данных	—	—	—	—	—	—	—	—
87	Франций	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
88	Радий	—	Нет данных	—	—	—	—	—	—	—	—
89	Актиний	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
90	Торий	$7,3 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$8,5 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-7}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$
91	Протактиний	—	—	—	—	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-7}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-5}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$
92	Уран	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	—

ТАБЛИЦА 4

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СРЕДНИХ СОДЕРЖАНИЙ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЕ ПО ДЕКАДАМ В. И. ВЕРНАДСКОГО

Декада	Величина средних содержаний в декадах (массовых концентрациях, %)	Логарифм содержаний декады	Число элементов	Элемент
I	>10(20—50)	1, ...	2	O, Si
II	10^0 — 10^1	0, ...	6	Al, Fe, Ca, Mg, Na, K
III	10^{-1} — 10^0	1, ...	4	Ti, P, H, C
IV	10^{-2} — 10^{-1}	2, ...	9	Mn, S, F, Ba, Sr, V, Cr, Zr, Cl
V	10^{-3} — 10^{-2}	3, ...	14	Ni, Rb, Zn, Cu, Co, Ce, Y, La, Nd, Sc, N, Li, Ga, Nb
VI	10^{-4} — 10^{-3}	4, ...	25	Pb, B, Th, Sm, Gd, Pr, Dy, Er, Yb, Hf, Br, Cs, Sn, As, Be, Ar, U, Ge, Mo, Ho, He, Eu, Tb, W, Ta
VII	10^{-5} — 10^{-4}	5, ...	8	Lu, Tl, I, In, Sb, Tm, Gd, Se
VIII	10^{-6} — 10^{-5}	6, ...	5	Ag, Hg, Bi, Ne, Pt
IX	10^{-7} — 10^{-6}	7, ...	4	Pd, Te, Au, Os
X	10^{-8} — 10^{-7}	8, ...	3	Re, Ir, Kr
XI	10^{-9} — 10^{-8}	9, ...	1	Xe
XII	10^{-10} — 10^{-9}	1, ...	1	Ra

Геохимическая классификация элементов земной коры приведена в табл. 5.

Как показано в табл. 5, наибольшее число химических элементов литосферы, имеющих четко выраженное сродство к кислороду, образует обширную группу *окси菲尔льных* элементов. Эта группа включает

ТАБЛИЦА 5
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Главные ($\bar{x} > 1\%$)	Второстепенные ($\bar{x}=0, n\%$)	Микроэлементы ($\bar{x} < 0, n\%$)	
I. Окси菲尔льные а) литофильные O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K;	Mn, Ti, P, (C)	Минералогенные Li, Be, B, F, Sr, Ba, Y и элементы группы редких земель Zr, Nb, Ta, Sn, Cs, W, Th, U	Рассеянные Ga, Ge, Rb, Hf, Sc, (Tl), Ra
б) сидерофильные (Fe)	—	V, Cr, Co, Ni	—
II. Сульфофильные (халькофильные) —	—	S, Cu, Zn, As, Se, Mo, Ag, Sb, Te, Hg, Pb, Bi	(Ga), (Ge), Cd, In, Re, Tl
III. Благородные —	—	Pd, Os, Ir, Pt, Au	Ra, Rh
IV. Гидрофильные (O)	H	Cl, Br, I, (S)	
V. Атмофильные (O)	C	He, N, Ne, Ar, Xe, Rn	

практически все главные и второстепенные элементы литосферы, являясь, таким образом, основой вещества земной коры (подгруппа лиофильных элементов). Небольшое число окси菲尔ов, имеющих тенденцию накапливаться в природных образованиях вместе с железом, выделено в подгруппу сидерофильтых элементов.

Группа *сульфофильтых* элементов объединяет химические элементы литосферы, имеющее повышенное сродство к сере. В горных породах эти элементы присутствуют обычно в форме сульфидов, имея тенденцию к накоплению вместе с серой в сульфидных месторождениях. В отдельную группу выделены *благородные* металлы, включающие платиноиды и золото, которые в природе встречаются преимущественно в самородном виде. Микроэлементы первых трех групп разделяются на *минералогенные* и *рассеянные*. Минералогенные элементы (например, селен, теллур, tantal, бериллий и др.) даже в случае ничтожного среднего содержания их в земной коре, образуют большое число собственных минералов*.

Рассеянные элементы в противоположность минералогенным или совсем не образуют собственных минералов, присутствуя в структурах минералов других элементов в виде изоморфной примеси, или же образуют лишь единичные минералы, встречающиеся в природе исключительно редко. Главной причиной рассеянного состояния микроэлементов является сходство размеров и свойств их атомов и ионов с какими-либо из широко распространенных элементов. В результате ионы микроэлементов получают возможность свободно замещать ионы соответствующих элементов, пользующихся широким распространением в литосфере, что и ведет к их рассеянию в структурах минералов этих элементов. Наиболее типичными парами такого рода являются галлий—алюминий, рубидий—калий, германий—кремний, гафний—цирконий. В связи с тем, что масштабы накопления рассеянного элемента в структуре минерала-хозяина определяются физико-химическими особенностями процесса минералообразования, отношение главный элемент/замещающий его рассеянный элемент в ряде случаев может служить показателем условий формирования минерала и включающий его породы. Подобные отношения (например, K/Rb, Al/Ga), используемые для петрологических или геохимических целей, носят название *индикаторных*.

Некоторые рассеянные элементы благодаря особенностям строения их атомов имеют двойственную природу и могут рассеиваться как в кислородных соединениях, так и в сульфидах. К их числу, в частности, относятся галлий, германий и таллий.

Группа *гидрофильтых* элементов включает наиболее характерные элементы гидросферы, в большинстве своем составляющие анионную часть химических соединений, присутствующих в водных растворах. Элементы атмосферы и газовой составляющей твердой литосферы образуют группу *атмофильтых* химических элементов, большая часть которой представлена благородными газами.

В отличие от гранитной и базальтовой оболочек литосферы осадочная оболочка характеризуется большей пестротой химического состава слагающих ее горных пород, что связано с явлениями гипергенной диф-

* Последнее не исключает того, что большая часть атомов минералогенных микроэлементов в земной коре находится в рассеянном состоянии, присутствуя в виде примесей в кристаллических структурах минералов.

ференциации вещества, идущими как при разрушении коренных пород на поверхности Земли, так и в процессах осадконакопления. Характерной чертой химизма осадочной оболочки является заметное накопление углекислоты, связанной в карбонатных породах — специфических образованиях этой оболочки земной коры.

Одной из отличительных особенностей осадочной оболочки является также широкое распространение воды в межзернистых пространствах и капиллярных трещинах осадочных пород. Эти так называемые поровые воды составляют более четверти объема осадочной оболочки литосферы. При этом масса поровых вод осадочной оболочки достигает 23,5% от массы Мирового океана. Состав поровых вод, по-видимому, близок составу морской воды, о чем можно судить по данным массового измерения их удельного сопротивления, оказавшегося почти аналогичным удельному сопротивлению морской воды. Через поровые воды осуществляется постоянная и непрерывная связь осадочной оболочки литосферы с гидросферой — прерывистой водной оболочкой земного шара. Воды гидросферы, как известно, по химическому составу резко разделяются на преобладающие по объему соленые воды океанов и морей и пресные воды поверхностных водотоков и пресных озер. Гидросфера постоянно находится в тесной взаимообменной связи с самой внешней, газообразной оболочкой земного шара — атмосферой.

Особое значение в жизни и деятельности человека на Земле играет биосфера — понятие, охватывающее все проявления жизни на земном шаре. Биосфера, являющаяся предметом изучения биогеохимии, представляет собой совокупность животных и растительных организмов (включая микроорганизмы), существующих на поверхности Земли. Масса живого вещества ничтожна и составляет лишь около 0,01% массы всей земной коры. Основная часть его слагается фитопланктоном и растительностью суши.

В отличие от всех прочих геосфер основным химическим составом живого вещества являются кислород (около 70%), углерод (около 18%) и водород (около 10%). Вместе с кальцием (0,5%), калием (0,3%), азотом (0,3%), магнием (0,07%), фосфором (0,07%), серой (0,05%), хлором (0,04%), натрием (0,02%) и железом (0,02%) эти три ведущих элемента жизни составляют 99,4% живого вещества. Остальные шесть десятых процентов массы живого вещества слагаются так называемыми микроэлементами, в число которых практически входят все оставшиеся химические элементы таблицы Менделеева. Следует подчеркнуть, что особенности распределения микроэлементов в различных образованиях биосфера находятся в тесном взаимодействии с конкретными условиями и, в частности, с химическим составом окружающей среды. На этом и основывается использование живых организмов, главным образом наземной растительности, для изучения некоторых характерных особенностей состава поверхностных участков литосферы и поисков месторождений полезных ископаемых.

ОЦЕНКА РАСПРОСТРАНЕННОСТИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРИРОДНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

Длительное время геохимики, характеризуя особенности распределения того или иного химического элемента в породах или иных природных образованиях, ограничивались оценкой его среднего содержания

ния в исследованном объекте. Однако, являясь важной геохимической характеристикой распределения элемента, среднее содержание само по себе обладает лишь ограниченной информативностью. Скрытой в данном случае остается такая важная геохимическая особенность распределения элемента, как колеблемость его содержаний в породе, руде, почве и т. д. Не имея в распоряжении оценок колеблемости содержаний элемента в изучаемом природном объекте, невозможно познать его главнейшие геохимические свойства и даже оценить точность вычисленного среднего содержания.

На современном этапе развития геологических наук для обоснованного суждения об особенностях химического состава тех или иных природных образований необходимо иметь математически обработанные данные, характеризующие статистические закономерности распределения каждого элемента, интересующего исследователя. Эти данные должны позволять при помощи соответствующих статистических операций производить оценку достоверности полученных результатов, сравнение исследуемых природных распределений, выявление естественных связей между элементами, а также вычислять вероятность появления в данной геохимической совокупности любых содержаний и их комбинаций, интересующих исследователя.

Источником информации о химическом составе природных образований служат результаты аналитического исследования геохимических проб, систематически отбираемых при проведении полевых исследований.

Геохимические выборки, составленные по этим результатам в соответствии с петрографическими особенностями опробованных пород (или по иным признакам, если опробовались воды или растительность), обрабатываются при помощи обычных методов математической статистики с целью определения оценок параметров распределения содержаний химических элементов или их логарифмов (в зависимости от закона распределения).

Главными оценками параметров распределения, как известно, являются: среднее арифметическое, дисперсия и стандартное отклонение содержаний (в случае нормального закона распределения), или среднее арифметическое, дисперсия и стандартное отклонение логарифмов содержаний (в случае логарифмически-нормального закона распределения).

Пользуясь перечисленными оценками, можно математически описать распределение содержаний химического элемента в природных образованиях любого масштаба, начиная от маломощного пласта или жилы и кончая всей земной корой. При этом точность характеристики в конечном итоге будет зависеть от объема использованной геохимической информации, определяемого числом проб, представляющих описываемый объект. В соответствии с масштабами описываемого природного объекта различают глобальные, региональные и локальные параметры распределения химических элементов (табл. 6).

Обращаясь к глобальным параметрам следует отметить, что в память американского геохимика Ф. У. Кларка, который в 1889 г. впервые подсчитал средний химический состав литосферы для наиболее распространенных элементов. А. Е. Ферсман предложил средние количества данного химического элемента в определенной космохимической или геохимической системе (в земной коре, на земном шаре, в атмосфере Солнца и т. д.), выраженные в процентах от массы данной системы

ТАБЛИЦА 6

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Глобальные	Региональные	Локальные
<p>Характеризуют типы и группы пород в масштабе всей земной коры.</p> <p>Оценивают среднего содержания для типов и групп пород, или для земной коры в целом, носят название кларка соответствующих пород, кларка литосферы или земной коры.</p> <p>Служат мерой оценки отклонения от нормы для региональных параметров</p>	<p>Характеризуют типы и группы пород, представляющие конкретный регион, или геохимическую провинцию.</p> <p>Служат мерой оценки отклонения от нормы для локальных параметров</p>	<p>Характеризуют отдельные массивы, свиты и т. д. в пределах ограниченной площади.</p> <p>В породах, не затронутых влиянием эндогенных или экзогенных рудообразующих процессов и рудных концентраций, описывают геохимический фон</p>

или от общего количества (или объема) слагающих ее атомов, называть **кларком химического элемента**. Характерно, что этот термин, достаточноочно прочно вошедший в отечественную геохимическую литературу, не получил распространения на Западе, где используется обычный математический термин «среднее для...». Глобальные параметры распределения химических элементов в земной коре в процессе геохимических исследований могут использоваться как мера, позволяющая оценивать геохимические особенности распределения элементов в пределах отдельных крупных структурных участков земной коры — *геохимических провинций*. Понятие о геохимической провинции впервые было введено А. Е. Ферсманом (1933—1934 гг.), который предложил обозначать этим термином области геохимически однородные и характеризующиеся определенными ассоциациями химических элементов. В соответствии с расширенным определением (Беус, 1968) под термином геохимическая провинция понимаются *крупные структурные элементы земной коры, характеризующиеся общими чертами геологической и геохимической эволюции, отраженными в химическом составе, слагающих их геологических комплексов, а также эндогенных и экзогенных рудных и нерудных концентраций химических элементов*. Распределение в пространстве и во времени различных типов рудных концентраций, свойственных данной геохимической провинции и проявившихся на различных этапах ее геологической эволюции, определяет *металлогеническую специфику* геохимической провинции. Таким образом, металлогенический анализ любых регионов должен основываться на комплексном подходе к их изучению, учитывая как геохимическую специфику эволюции геологических комплексов, так и геолого-тектоническую обстановку их становления.

Геохимические особенности пород, представляющих геохимическую провинцию в целом, описываются региональными оценками параметров распределения присутствующих в них химических элементов. Региональные параметры распределения в одних случаях могут быть сходными с глобальными параметрами, в других они отличаются достаточно резко (табл. 7,8). Таким образом, в пределах земной коры могут быть выделены геохимические провинции с аномальными особенностями распределения одного или нескольких химических элементов, су-

ТАБЛИЦА 7

ОЦЕНКА ГЛОБАЛЬНЫХ, РЕГИОНАЛЬНЫХ И ЛОКАЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ
РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНИТАХ

Характер оценок	Регион и состав пород	Среднее арифметическое \bar{x}		Стандартное отклонение S		Пределы колебания содержаний (с вероятностью 0,01 для граничных значений)
		содержаний	логарифмов содержаний	содержаний	логарифмов содержаний	
Титан, %						
Глобальные	Платформенные регионы земного шара (по 30 регионам)	0,20	—	0,04	—	0,11—0,29 для средних по регионам
Литий, млн^{-1}						
Глобальные	Разные континенты (по 150 пробам)	38	1,504	—	0,255	8—130
Региональные	Украинский кристаллический массив (по 60 пробам из различных комплексов)	40	1,528	—	0,294	4—174
	Восточное Забайкалье	90	1,740	—	0,444	5—590
Локальные	Роговообманково-биотитовые граниты формации рапакиви на восточной части Корсунь-Новомиргородского plutона	33	—	13,6	—	1—65
	Граниты Хангилай-Шиллинского массива в Восточном Забайкалье	120	2,147	—	0,165	60—340

щественно отличными от средних данных, характеризующих данный тип пород в масштабах всей земной коры.

Существенные отличия в распределении отдельных элементов, или их ассоциаций, могут наблюдаться в пределах единой геохимической провинции и для однотипных пород различного геологического возраста. В этих случаях оценки региональных параметров распределения, вычисленные раздельно для разновозрастных комплексов, характеризуют геохимические особенности определенного тектоно-магматического или седиментационного этапа развития данной геохимической провинции. Особенно четко подобные отличия иллюстрируются распределе-

ТАБЛИЦА 8

ГЛОБАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПАРАМЕТРЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНИТАХ, %

Элемент	Оценка глобальных параметров (среднее по 65 регионам земного шара)			
	Оценка среднего арифметического* \bar{x}	Стандартное отклонение s	Коэффициент вариации v	Пределы колебания региональных средних (с вероятностью 0,01 для граничных значений)
O	48,7			
Si	34,0±0,2	0,70	0,02	32,4—35,6
Al	7,4±0,1	0,45	0,06	6,35—8,45
Fe	1,85±0,08	0,23	0,12	1,31—2,39
Mg	0,33(—0,507)**	(0,141)	0,22	0,15—0,66
Ca	1,12±0,06	0,24	0,22	0,56—1,68
Na	2,70±0,04	0,40	0,15	1,77—3,63
K	3,60±0,12	0,42	0,12	2,62—4,58
Ti	0,18±0,01	0,05	0,28	0,09—0,30
P	0,06(—1,256)	0,170	0,26	0,02—0,14
H	0,058	0,009	0,16	0,037—0,079

* Ошибка среднего арифметического оценена с 5%-ным уровнем значимости.

** Для распределений, подчиняющихся логнормальному закону; в скобках даны соответствующие логарифмические оценки параметров.

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 8

Элемент	Оценка региональных параметров (Забайкалье, среднее по 160 пробам)			
	Оценка среднего арифметического \bar{x}	Стандартное отклонение s	Коэффициент вариации v	Пределы колебания содержаний в пробах (с вероятностью 0,01 для граничных значений)
O				
Si	33,8±0,2	1,21	0,04	31,0—36,6
Al	7,8±0,15	0,95	0,12	5,6—10,0
Fe	1,45(0,104)	(0,234)	0,37	0,36—4,46
Mg	0,38(—0,609)	(0,411)	0,69	0,03—1,78
Ca	1,02(—0,056)	(0,303)	0,49	0,17—4,47
Na	2,70±0,11	0,70	0,26	0,10—4,30
K	3,83±0,14	0,92	0,24	1,69—5,97
Ti	0,14(—0,928)	(0,305)	0,49	0,02—0,61
P	—	—	—	—
H	—	—	—	—

нием микроэлементов, что в ряде случаев позволяет использовать последние для расчленения разновозрастных магматических или осадочных комплексов, которые невозможно разделить при помощи обычных петрографических и геологических методов. По особенностям распределения элементов-примесей можно четко судить, подверглась ли данная интрузивная или эфузивная порода каким-либо послемагматическим изменениям, даже если подобные изменения не повлекли за собой заметного изменения ее внешнего облика.

В процессе полевых исследований геохимическому изучению обычно подвергаются лишь ограниченные по масштабам участки земной поверхности, располагающиеся в пределах той или иной геохимической провинции. При этом для конкретных геологических единиц, развитых на изучаемой площади (массивов магматических пород, эфузивных серий, осадочных и метаморфических свит и комплексов), оцениваются локальные параметры распределения химических элементов, характеризующие геохимические особенности исследованного геологического объекта. В породах, не подвергшихся влиянию процессов, связанных с формированием или последующим экзогенным преобразованием концентраций рудного вещества, оценки локальных параметров распределения микроэлементов описывают так называемый *геохимический фон* данного участка. Таким образом, понятие геохимический фон характеризует статистически оцененные особенности распределения микроэлементов в породах определенного района или участка, свободных от какого-либо влияния эндогенных или экзогенных рудных концентраций. Локальные параметры распределения химических элементов в различных геологических образованиях, сочетаясь в пространстве, определяют региональные параметры распределения данных элементов, свойственные геохимической провинции в целом. Зная оценки локальных параметров распределения для определенных геологических комплексов и площадь распространения последних в пределах провинции, нетрудно оценить и региональные параметры, характеризующие определенные геохимические особенности изученной провинции.

Кроме обычных оценок параметров распределения для сравнения и характеристики геологических образований, в ряде случаев используют так называемый *коэффициент концентрации* (КК), или *кларк концентрации*, элемента, представляющий собой отношение его среднего содержания в изученном объекте (типе пород, массиве, комплексе и т. д.) к региональному или глобальному среднему содержанию этого элемента. Предпочтительнее определять коэффициент концентрации путем сравнения локальных средних содержаний с соответствующими оценками региональных параметров, поскольку непосредственное использование для этой цели кларков земной коры может дать лишь весьма общую информацию о геохимической специфике изучаемого комплекса пород. Следует иметь в виду, что в связи с существенным различием в содержании микроэлементов в аналогичных типах пород разных геохимических провинций одно и то же значение коэффициента концентрации, вычисленное по отношению к глобальной оценке среднего ($KK = \bar{x}_{лок} / \bar{x}_{гл}$), для разных районов может иметь совершенно различное геохимическое значение. Предположим, например, что в пределах Украинского кристаллического массива и Восточного Забайкалья в конкретных гранитных массивах были установлены содержания лития, равные 100 млн^{-1} , что значительно выше среднего содержания, свойственного гранитам лitosферы ($KK=2,6$). Однако в Восточном

Забайкалье подобное содержание лития является обычным для мезозойских гранитов этой провинции. Соответственно региональный коэффициент концентрации в данном случае лишь незначительно превысит единицу $KK_{\text{пер}} = \bar{x}_{\text{лок}} / \bar{x}_{\text{пер}} = 100/90 = 1,1$.

В то же время, исходя из известных оценок региональных параметров распределения лития в гранитах Украинского кристаллического массива, вероятность появления в них содержаний лития, равных и превышающих 100 млн⁻¹, составляет менее 0,02 (т. е. менее двух случаев из ста). Подобное содержание лития в гранитах в рассматриваемом случае уже представляет собой ярко выраженную локальную геохимическую аномалию, причины которой заслуживают тщательного выяснения. В региональном коэффициенте концентрации эта аномалия находит четкое отражение: $KK_{\text{пер}} = 100/40 = 2,5$.

Частные коэффициенты концентрации микроэлементов в породах в некоторых случаях могут быть использованы для расчета более сложных мультиплекативных или аддитивных геохимических коэффициентов, характеризующих поведение в породах определенных групп химических элементов:

$$KK_{\text{мульт}} = KK_1 \cdot KK_2 \cdot KK_3 \dots \cdot KK_n;$$

$$KK_{\text{адд}} = KK_1 + KK_2 + KK_3 + \dots + KK_n.$$

На основе подобных коэффициентов, например, может быть рассчитан геохимический показатель, характеризующий отношение в том или ином типе пород мультиплекативных или аддитивных показателей элементов, накапливающихся относительно их глобального или регионального среднего содержания, и элементов, содержащихся в этих породах в количествах меньших, чем их глобальные (или региональные) средние. Вычисленный показатель затем может быть использован в качестве критерия для оценки геохимической общности или различия изученной разновидности пород с другими породами аналогичного типа.

В качестве примера в табл. 9 приведены данные Э. Г. Ишевской (1973 г.) по использованию мультиплекативных и аддитивных геохими-

ТАБЛИЦА 9
ЧИСЛОВЫЕ ЗНАЧЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ,
ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДЛЯ РАСЧЛЕНЕНИЯ ГРАНИТОВ

Порода	$\frac{KK(\text{Zr} \cdot \text{Y} \cdot \text{Nb} \cdot \text{U} \cdot \text{Yb} \cdot \text{Be})}{KK(\text{V}^2 \cdot \text{Ni}^2 \cdot \text{Ag}^2)}$	$\frac{KK(\text{Zr} + \text{Y} + \text{Nb} + \text{U} + \text{Yb} + \text{Be})}{KK_2 \cdot (\text{V} + \text{Ni} + \text{Ag})} \times 100$
Граниты Корсунь-Ново-миргородского plutона:		
а) роговообманско-биотитовые с овощами;	10 ¹	107
б) то же, метасоматически измененные;	10 ³	224
в) биотитовые, порфировидные (безоловидные)	10 ⁻³	36
Гранитоиды мелкопорфиробластовые		
Кировоградско-Житомирского комплекса	10 ⁻³	36

ТАБЛИЦА 10

ТИПОВЫЕ ПОРЯДКОВЫЕ РЯДЫ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ ДЛЯ СРЕДНИХ СОСТАВОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД, $n \cdot 10^{-4} \%$

	Ba	Rb	Zr	Sr	Ce	La	V	Y	Zn	Li	Nb	Ga	Pb	Th	B	Cr	Cu
Граниты	840	210	180	110	92	55	44	40	39	38	21	20	19	17	15	10	10
	Sc	Cs	Ni	Yb	Be	Sn	U	Ta	Tl	W	As	Ge	Mo	Co		Ag	
	7	5	4,5	4	3,5	3	3	2,5	2,3	2,2	1,5	1,3	1,3	1			0,04
Средние породы	Sr	Ba	V	Zr	Rb	Zn	Ce	Cr	Ni	Cu	La	Y	Li	Se	Nb		
	450	380	150	140	110	75	65	55	50	40	30	29	25	20		20	
	Ga	Pb	B	Co	Th	Yb	As		U	Be	Sn	Cs		Ge			
Основные породы	17	12	9	9	8,5	2,8	2		2	1,8	1,6	1,5		1,3			
	Ta	W	Mo	Tl		Ag											
	1,2	1,2	1,1	1,0		0,07											
Ультрабазиты	Sr	Ba	V	Cr	Ni	Zr	Zn	Cu	Rb	Co	Ce	Sc	Y	Nb			
	470	330	250	170	130	110	105	87	50	48	48	30	21	19			
	Ga	Li	La	Pb	B	Th	Yb	As	Mo	Sn	Ge	Cs		U			
	17	15	15	6	5	4	2,1	2	1,5	1,5	1,3		1,1	1			
	W	Ta	Be	Tl	Ag												
	0,7	0,5	0,4	0,2	0,1												
	Ni	Cr	Co	Zn	Zr	V	Nb	Sc	Cu	Sr	Li	Ga	Ge	Sr	As	Pb	
	2000	1600	150	50	45	40	16	15	10	10	2	1,5	1,3	1	1	1	
	Rb	Sn	Ba	Mo	Ta	Be	W	(Y, Cs, La, Ce, Yb)			Tl		Th		U		
	0,5	0,5	0,4	0,3	0,2	0,2	0,1			0,x	0,06		<0,01		<0,01		

ческих коэффициентов для расчленения внешне сходных гранитов восточной части Корсунь-Новомиргородского plutона (УССР). Ранее эти граниты в процессе геологического картирования были разделены на роговообманково-биотитовые овощные граниты формации рапакиви и биотитовые безовощные граниты. При этом обе разновидности предположительно были отнесены к коростенскому комплексу. Проведенное геохимическое изучение гранитов показало, что среди роговообманково-биотитовых овощных гранитов формации рапакиви присутствует четко индивидуализированная по характеру распределения микроэлементов фация метасоматически измененных гранитов, внешне практически не отличающаяся от исходных неизмененных пород. В то же время безовощные биотитовые порфиробластовые граниты по особенностям распределения микроэлементов оказались резко отличными от коростенских гранитов рапакиви, проявляя определенное сходство с более древними мелкопорфиробластовыми гранитоидами кировоградско-житомирского комплекса (см. табл. 9).

Заслуживает внимание предложенный этим же исследователем метод сравнения геологических комплексов по порядковым рядам микроэлементов, в соответствии с которым для сравниваемых пород строятся диаграммы, характеризующие порядок расположения микроэлементов в зависимости от их содержаний в породе (могут быть также использованы коэффициенты концентраций элементов по отношению к глобальному или региональному среднему содержанию). В табл. 10 представлены типовые порядковые ряды микроэлементов для среднего гранита, а также для средних и основных магматических пород.

Сравнение выявленных в процессе геохимических исследований эмпирических порядковых рядов микроэлементов с типовым рядом позволяет достаточно быстро наметить главные геохимические особенности изучаемых пород, отличающие их от теоретического среднего состава. Например, для упоминавшихся выше гранитов Корсунь-Новомиргородского plutона эмпирические порядковые ряды микроэлементов выглядят следующим образом.

Эмпирические порядковые ряды элементов

Ba	Zr	Zn	La	Pb	Y	Cu	Nb	U	V	Ni
1. 533	144	86	37	35	21	19	10	5	3,9	3,8
		→		→		→		→		
Sn	Co	Mo	Sc	Yb	Be			Ag		
2,8	2,7	2,7	1,8	1,8	1,2			0,04		
→	→	→	→	→	→					
Ba	Zr	Zn	La	Pb	Y	Cu	Nb	U	Sn	Yb
2. 230	180	72	71	60	42	14	11	9	5,3	5
→		→		→		→		→		
Ni	V	Mo	Be	Co	Sc			Ag		
3,9	2,6	2,5	2,3	1,6	1,5			0,03		
→		→		→	→					
Ba	Zr	Pb	La	Zn	V	Cu	Ni	Y	Nb	
3. 530	92	56	40	34	18	10	6,5	4,5	3,5	
→	→	→	→	→	→	→	→	→	→	
Co	U	Sn	Mo	Yb	Sc		Be	Ag		
3,0	3,0	2,8	1,3	1,1	0,8		0,7	0,05		
→	→	→	→	→	→		→			

Приложение. Стрелки налево обозначают повышенное содержание элемента по сравнению со средним значением для гранитов, стрелки направо — пониженное, жирным шрифтом даны содержания, соответствующие или близкие среднему для гранитов.

Характерной в данном случае является аналогия порядковых рядов для неизмененных и метасоматически-измененных гранитов формации рапакиви, несмотря на существенные отличия в абсолютных значениях средних содержаний. Неизмененные рапакиви по сравнению со средним гранитом характеризуются накоплением цинка, свинца и в меньшей степени кобальта, а также пониженными содержаниями редкоземельных элементов и берилля. В метасоматически-измененных гранитах рапакиви к цинку и свинцу, также присутствующим в заметно повышенных количествах, прибавляется уран, а содержания редкоземельных элементов и берилля близки кларку для гранитов (оценка среднего содержания берилля в докембрийских гранитах литосферы составляет $3,0 \text{ млн}^{-1}$). В биотитовых порфировидных гранитах порядок в ряду микроэлементов существенно меняется. Эта разновидность отличается от среднего гранита, а также от гранитов формации рапакиви, резко пониженными содержаниями циркония, берилля, иттрия и редкоземельных элементов. Существенно повышенным остается лишь содержание свинца.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

В магматических горных породах различают четыре главные формы нахождения химических элементов:

- 1) в качестве самостоятельного структурного компонента стехиометрической формулы минералов;
- 2) в виде изоморфной примеси в породообразующих и акцессорных минералах;
- 3) в составе газово-жидких включений в минералах;
- 4) в составе капиллярных и поровых растворов.

В осадочных породах важное значение приобретает также адсорбированная форма нахождения микроэлементов, связанная с адсорбционной способностью тонкодисперсных составных частей осадочных образований.

Элементы, присутствующие в магматических горных породах в качестве самостоятельного структурного компонента минералов. Рассматриваемая группа охватывает в первую очередь главные петrogenные элементы двух первых декад В. И. Вернадского, слагающие основную массу горных пород (O , Si , Al , Fe , K , Na , Ca , Mg). Подавляющая часть атомов этих элементов в земной коре связана в структурах породообразующих минералов, представляющих собой кислородные соединения (главным образом силикаты). В виде собственных минералов в породах сконцентрирована и значительная часть второстепенных элементов третьей декады — титана и фосфора (табл. 11). Многие микроэлементы, присутствующие преимущественно в качестве изоморфной примеси в различных минералах, при определенных условиях также образуют собственные минералы, которые в некоторых разновидностях магматических пород (особенно подвергшихся метасоматическим изменениям) могут концентрировать основную массу элемента, присутствующего в породе.

ТАБЛИЦА 11

ОСНОВНЫЕ МИНЕРАЛЫ ВТОРОСТЕПЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И МИКРОЭЛЕМЕНТОВ
ЛИТОСФЕРЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Элементы	Граниты и гранодиориты	Средние породы	Основные породы	Щелочные породы	Ультрабазиты
Титан	Ильменит, сфен	Ильменит, сфен	Ильменит, титаномагнетит	Ильменорутил, сфен, сложные титаносиликаты	—
Фосфор	Апатит, монацит, ксенотит	Апатит	Апатит	Апатит	—
Сера	Сульфиды	железа, меди, свинца, цинка и др.			
Бор	Турмалин	—	—	—	—
Цирконий	Циркон	Циркон	—	Циркон, сложные цирконосиликаты	—
Литий	Литиевые слюды, амбликонит, сподумен (в метасоматически измененных гранитах)	—	—	—	—
Бериллий	Берилл, берtrandит, фенакит, хризоберилл (в метасоматически измененных гранитах)	—	—	—	—
Фтор	Флюорит, топаз	—	—	Виллонит, Флюорит	—
Хром	—	—	Хромит	—	Хромит
Марганец	Окислы (вторичные)	Окислы (вторичные)	Окислы (вторичные)	Окислы (вторичные)	Окислы (вторичные)
Медь, цинк, свинец, никель	Сульфиды	Сульфиды	Сульфиды	Сульфиды	Сульфиды
Мышьяк	Арсенопирит	Арсенопирит	Арсенопирит	—	—
Молибден	Молибденит	—	—	Молибденит	—
Олово	Кассiterит	—	—	—	—
Редкоземельные элементы	Монацит, ортит, ксенотит, редкоземельные ниобаты	—	—	Лопарит, сложные силикаты	—
Ниобий и tantal	Колумбит-танталит, пирохлор-микролит, редкоземельные тантало-ниобаты (в метасоматически измененных гранитах)	—	—	Лопарит	—
Торий	Монацит, торит	—	—	Торит	—
Уран	Окислы урана, фосфаты и др.	—	—	—	—

Следует отметить, что минералогические исследования, проведенные в последнее время с помощью новейшей прецизионной аппаратуры, выявили гораздо более широкое распространение, чем это считалось прежде, ультрамикроскопических включений минералов ряда элементов в главных и второстепенных минералах горных пород (например, в слюдах). Примесь микроэлементов в этих минералах ранее часто полностью связывалась с явлениями изоморфизма.

Изоморфная форма нахождения элементов в магматических горных породах. Значительное число химических элементов находится в горных породах исключительно в виде изоморфной примеси в различных минералах (Rb, Sc, Hf, Ra, Re, Ag, Cd, Ga, In, Tl, Ge, Sb, Bi, Se, Te многие TR и некоторые другие). Для других изоморфная форма нахождения является резко преобладающей (Li, Cs, Ba, Sr, Y, V, Nb, Ta, W, Mo, Mn, Zn и некоторые другие). Таким образом, изучение изоморфной формы нахождения элементов в различных минералах является одним из важных путей познания закономерностей распределения химических элементов в горных породах. При этом в процессе исследования выясняется соотношение части элемента, сконцентрированной в его собственных минералах, и части, рассеянной в виде изоморфной примеси в порообразующих и второстепенных минералах, слагающих различные фазы и фации изучаемого комплекса пород. Принимая во внимание широко распространенные явления выноса и переотложения элементов-примесей, которые имеют место в процессах перекристаллизации и постмагматического изменения первично-магматических пород, данные таких исследований имеют большое значение не только для характеристики геохимической истории элементов, но также для уточнения критериев, используемых при оценке потенциальной рудоносности исследуемого комплекса.

Изучение изоморфной формы нахождения элементов в горных породах предполагает выделение из пород мономинеральных фракций и их анализ на интересующие исследователя химические элементы тем или иным количественным методом. На основе данных количественного петрографического и минералогического исследований и результатов

ТАБЛИЦА 12
БАЛАНС РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СВИНЦА В ГРАНИТЕ (АДЕМЕЛЛите)
В ЧАТКАЛЬСКОМ РАЙОНЕ ТЯНЬ-ШАНЯ
ПО В. В. КОЗЫРЕВУ, В. Б. ШУВАЛОВУ И ДР.

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание свинца в минерале, млн ⁻¹	Количество свинца в породе, приходящееся на минерал, %
Кварц	28,0	Не опр.	—
Плагиоклаз	29,0	11	18,8
Калишпат*	37,9	34	75,8
Биотит	3,7	40	8,7
Магнетит	0,2	11	0,1
Циркон**	0,004	110	0,02
Сфен	0,003	Не обн.	—

Содержание в породе, млн⁻¹:
1) по пересчету 17,6,
2) по анализу 17.

* Калишпат — носитель основной массы свинца породы.

** Циркон — концентратор свинца в породе.

анализа мономинеральных фракций составляются так называемые балансы распределения элементов в породе. Подобные балансы, являясь важной составной частью специальных геохимических исследований, в некоторых случаях необходимы также при изучении особенностей распределения полезных компонентов в рудах сложного состава (примеры баланса распределения микроэлементов в горных породах приведены в табл. 12). Обобщение имеющихся данных, характеризующих особенности распределения изоморфной примеси микроэлементов по минералам горных пород эндогенного происхождения, позволяет наметить для каждого из микроэлементов минералы-концентраты (максимально концентрирующие данный микроэлемент) и минералы-носители основной массы микроэлемента, присутствующего в породе (табл. 13).

ТАБЛИЦА 13

МИНЕРАЛЫ-КОНЦЕНТРАТОРЫ И МИНЕРАЛЫ-НОСИТЕЛИ ОСНОВНОЙ МАССЫ
МИКРОЭЛЕМЕНТА, ПРИСУТСТВУЮЩЕГО В ПОРОДЕ

Элемент	Минерал
Литий	Слюды (в кислых породах) особенно биотит; роговая обманка (в средних и основных породах)
Рубидий	Биотит (концентратор рубидия в средних и кислых породах); калиевый полевой шпат (минерал-носитель в гранитоидах); слюды (в средних породах)
Бериллий	Плагиоклазы (минералы-носители берилля в интрузивных породах); мусковит-концентратор этого элемента
Фтор	Слюды и роговые обманки (при отсутствии собственных минералов)
Хром	Пироксены и магнетит (в ультрабазитах и основных породах при отсутствии хромита)
Никель и кобальт*	Магниевые пироксены и оливин (в ультрабазитах и основных породах); биотит (в средних и кислых породах)
Медь*	Пироксены и амфиболы, а также магнетит и биотит (в интрузивных породах)
Цинк*	Биотит и амфибол (в средних и кислых породах); магнетит (в основных породах). Подлежит изучению роль турмалина
Ниобий и tantal	Ильменит, циркон, кассiterит, сфен (в гранитоидах). Интересным индикатором является биотит. Меньшее значение имеют другие слюды
Молибден	Калишпат и плагиоклаз—минералы-носители в магматических породах. Наиболее высокие концентрации отмечены в магните, ильмените и сфене
Олово	Биотит (в гранитоидах), мусковит (в мусковитовых гранитах), турмалин
Цезий	Биотит и, в меньшей степени, мусковит (в гранитах)
Вольфрам	Биотит (в гранитоидах)
Свинец	Калиевые полевые шпаты (в кислых и средних породах). Максимальные концентрации отмечены в цирконах и некоторых других акцессорных минералах)

* Следует иметь в виду, что в биотитах и других минералах часто присутствуют ультрамикроподключения сульфидов этих элементов, количественная роль которых трудноопределима.

Из приведенного перечня вытекает, что наиболее информативным минералом при изучении геохимических особенностей кислых и средних магматических пород является биотит, который может служить индикатором на литий, цезий, медь, цинк, ниобий тантал, олово, вольфрам. Меньшее значение имеет мусковит (бериллий, фтор, тантал, олово), плагиоклаз (бериллий, молибден), калиевые полевые шпаты (свинец, рубидий, молибден), сфен, ильменит и циркон (ниобий, тантал, молибден, олово), магнетит (молибден, медь, хром), пироксены и амфиболы (меди, цинк). Заслуживает внимания роль роговых обманок и турмалина.

В основных и ультраосновных породах наиболее интересными минералами-индикаторами на хром, никель, кобальт и медь помимо сульфидов являются пироксены, амфиболы и в меньшей степени оливин.

Следует особо остановиться на так называемой подвижной, или растворимой, форме нахождения микроэлементов в породах, которая определяется путем обработки породы водой или другими растворителями, не разрушающими или почти не разрушающими силикаты (растворы углекислого натрия, углекислого аммония, слабый раствор соляной кислоты и т. д.). В процессе подобной обработки происходит выщелачивание соединений элементов, находившихся в породе в составе капиллярных и поровых растворов, газово-жидких включений, а также в составе легкорастворимых минералов (в частности, микровключений и ультрамикровключений сульфидов, самородных элементов, некоторых фосфатов и т. д.). Так, например, при обработке гранитоидов слабым раствором соляной кислоты концентрации 1 : 50 по объему с добавкой хлористого натрия (из расчета 1 г/л) в раствор переходит от 30 до 50% присутствующего в породе свинца и 70—90% цинка. Более трудно растворимый сульфид молибдена выщелачивается только при обработке гранита царской водкой. При этом из гранита выносится от 30 до 80% молибдена. Что же касается урана, то обработка полевых шпатов кварца гранитоидов раствором углекислого аммония или 1%-ным раствором соляной кислоты позволяет выщелочить от 70 до 100% от общего количества элемента, присутствующего в породе.

Значительный практический интерес представляет изучение легко растворимой формы нахождения микроэлементов в осадочных породах и почвах. В данном случае основную часть элементов рассматриваемой группы составляют ионы микроэлементов, адсорбированные на поверхности тонкодисперсных частиц, являющихся характерной составной частью этих образований.

Глава II

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МИГРАЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ

Распределение химических элементов в любых геологических образованиях земной коры характеризуется различными вариациями содержаний, в той или иной мере отличающимися от их локальных, региональных и глобальных средних. Если среднее содержание (кларк) элемента в литосфере рассматривать как некоторую среднюю норму, то отклонения от этой нормы в сторону уменьшения определяют *рассеяние* элемента, а отклонения в сторону увеличения — его *концентрацию*. Максимальная концентрация химического элемента в том или ином участке земной коры, которая может иметь практическое значение, носит название *месторождения* этого элемента. Как концентрация, так и рассеяние элементов осуществляются в результате перемещения их атомов в земной коре, называемого *миграцией*.

Геохимическая миграция (по определению А. С. Ферсмана) — это перемещение атомов химических элементов в земной коре, обычно ведущее к их рассеянию или концентрации.

Различают внутренние факторы миграции, определяемые физическими и химическими свойствами атомов химических элементов, и внешние факторы, включающие термодинамическую и химическую обстановку среды миграции.

ВНУТРЕННИЕ ФАКТОРЫ МИГРАЦИИ

К числу внутренних факторов миграции относятся термические, гравитационные, а также химические и радиоактивные свойства атомов.

Термические свойства атомов (свойства связи) определяют плавкость и летучесть химических элементов и их соединений в геологических и космических процессах. Особенно большое значение эти свойства имеют для миграции элементов в звездную стадию развития материи, в условиях температур, превышающих точки плавления и кипения элементов. В глубинах земной коры и в верхней мантии свойства плавления химических соединений элементов определяют закономерности формирования магматических расплавов и особенности миграции элементов в магмах. Для таких элементов, как ртуть, иод, и всех газообразных свойства связи играют ведущую роль также и при их миграции в поверхностных оболочках земной коры, включая зону гипергенеза.

Гравитационные свойства атомов и ионов определяют особенности их миграции в гравитационном поле Земли. При этом перераспределение химических элементов в соответствии с удельными объемами частиц, играющих ведущую роль в миграции этих элементов в пределах земной коры и верхней мантии, рассматривается как главный фактор эволюции внешних оболочек земного шара и образования

их современной оболочечной структуры (А. А. Беус, 1972). Роль гравитационных свойств элементов проявляется также при их миграции в магматических расплавах. В этих случаях локальная гравитационная дифференциация в пределах магматической камеры ведет к накоплению в ее придонных участках химических элементов (например, платина и элементы ее группы) или минералов (например, хромит и др.), обладающих повышенной плотностью. Процессы гравитационного разделения жидких расплавов на несмешивающиеся жидкости различной плотности в петрологии объединяются под общим термином *ликвация*.

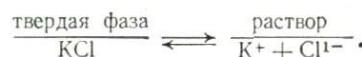
Химические свойства элементов играют ведущую роль при миграции в земной коре, которая осуществляется преимущественно в жидкой фазе (в составе расплавов, а также надкритических и гидротермальных водных растворов). Миграция элементов в газовой (вне надкритических водных растворов) и твердой фазах играет резко подчиненную роль. Во всех случаях характер и пути миграции химических элементов зависят от устойчивости их мигрирующих соединений в конкретных физико-химических условиях. Как известно, большинство типов месторождений твердых полезных ископаемых образовано в результате концентрации определенных химических элементов из водных растворов, в которых осуществлялась их миграция. Именно в связи с этим изучение поведения химических элементов в водных растворах, отвечающих по свойствам природным, является весьма важной задачей геохимии процессов рудообразования, без решения которой невозможно понимание явлений отложения рудного вещества.

Характеризуя миграционную способность химических элементов в водных растворах, еще раз подчеркнем, что она зависит главным образом от устойчивости конкретных химических соединений (форм переноса), в виде которых осуществляется миграция этих элементов.

Понятие *устойчивость* в данном случае требует пояснения. Дело в том, что состав природных растворов, перемещающихся по трещинам и в поровых пространствах горных пород на различных уровнях земной коры, достаточно сложен. Особенно это относится к гидротермальным и надкритическим растворам, мигрирующим в условиях повышенных температур и давлений в глубинах литосфера. Эти растворы, непрерывно взаимодействующие с окружающими породами, относительно насыщены всеми главными элементами этих пород, и, кроме того, обычно содержат такие легкомигрирующие компоненты, как хлор, фтор и различные формы карбонат-иона. В результате разнообразных химических реакций, происходящих в подобных сложных по составу растворах, образуются различные труднорастворимые химические соединения, выпадающие из растворов в виде определенных минералов. Естественно, для того, чтобы быть перенесенным на сколько-нибудь значительное расстояние, химическое соединение не должно вступать в реакции с другими компонентами, в результате которых образовались бы труднорастворимые минералы. Соединения, в той или иной мере удовлетворяющие этим требованиям, могут рассматриваться как *миграционно-устойчивые*. В природных процессах эти соединения и входящие в их состав элементы способны переноситься водными растворами на значительные расстояния от места их образования. То же происходит и с отдельными диссоциированными ионами некоторых элементов при условии, что они также не вступают в химические реакции с другими компонентами раствора с образованием труднорастворимых соединений. Таким образом, миграционная способность элементов в водных растворах

рах определяется химическими свойствами диссоциированных ионов этих элементов и их миграционно-устойчивых соединений с другими элементами.

Как известно из классической химии, свойства химических соединений в значительной мере определяются свойствами составляющих их атомов и характером химической связи между ними. Не останавливаясь в деталях на проблеме химических связей, что является предметом общей химии, следует напомнить некоторые особенности наиболее широко распространенных у природных соединений ионных (электростатических) и атомных (ковалентных) связей, которые имеют большое значение в геохимической миграции. Так, наиболее характерной с точки зрения миграции особенностью соединений с преобладающей ионной связью между атомами является их способность к диссоциации в водных растворах. Таким образом, в растворах подобных соединений практически мигрируют диссоциированные ионы, например:



Соединения с преобладающей ковалентной связью в водных растворах практически не диссоциируют и мигрируют в связанной форме в виде так называемых комплексных ионов или комплексных радикалов. Характерными примерами комплексных ионов являются $[\text{CO}_3]^{2-}$; $[\text{SO}_4]^{2-}$; $[\text{NO}_3]^{1-}$:



Способность химических элементов завязывать ионные или ковалентные связи всецело определяется свойствами их атомов, а точнее — энергией связи атомов с их внешними электронами. Наиболее слабой энергией связи с внешними электронами характеризуются щелочные металлы. Наиболее сильно энергия связи с внешними электронами проявлена у типичных кислотообразующих элементов, находящихся в верхнем правом углу периодической системы элементов Д. И. Менделеева, а также у кислорода. При взаимодействии с атомами других элементов они проявляют четко выраженную тенденцию к захвату валентных электронов и, если это им удается, ионизируются, превращаясь в отрицательно заряженный анион. Для количественного выражения способности атомов к удержанию собственных и захвату чужих внешних электронов используется оценка их электроотрицательности (ЭО), измеряемая в ккал или ккал/г-атом (табл. 14).

Образование того или иного типа химической связи в значительной мере определяется различием электроотрицательностей взаимодействующих атомов. Чем больше это различие, тем легче элементу с высокой электроотрицательностью «перетянуть» к себе валентные электроны другого менее электроотрицательного элемента. Так, низкие значения электроотрицательности у щелочных металлов выражают их слабую связь с валентными электронами. При химическом взаимодействии с галоидами, кислородом, серой металлы этой группы легко отдают свои внешние электроны, завязывая типичные ионные электростатические связи. При снижении разницы в электроотрицательности у реагирующих атомов элементу-кислотообразователю уже не хватает энергии для перетягивания валентных электронов от атомов, вступающих с ним во взаимодействие. В этих случаях проявляется тенденция

ТАБЛИЦА 14

ЭЛЕКТРООТРИЦАТЕЛЬНОСТЬ НЕКОТОРЫХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ, ККАЛ/Г-АТОМ
ПО А. С. ПОВАРЕННЫХ

ЭО	Элементы	ЭО	Элементы	ЭО	Элементы
90	Cs ⁺	180—190	Pb ²⁺ , Ag ⁺ , Cu ⁺ , Fe ²⁺	250	Ti ⁴⁺ , Cr ³⁺
97—100	Rb ⁺ , K	190—200	Sb ³⁺ , Bi ³⁺ , Co ²⁺	260—270	Si ⁴⁺ , Sn ⁴⁺
115—120	Ba ²⁺ , Na ⁺	200—205	Zn ²⁺	270—280	S ⁴⁺
120—130	Li ⁺ , Sr ²⁺ , Ca ²⁺ , La ³⁺	205—210	Be ²⁺ , W ⁴⁺ , Ta ⁵⁺ , U ⁶⁺ , Ni ²⁺	280—290	B ³⁺
140—150	Ce ³⁺	210—220	Hg ²⁺ , Al ³⁺ , As ³⁺	290—300	As ⁵⁺
160—170	Th ⁴⁺	220—230	V ³⁺ , Nb ⁵⁺ , Mo ⁴⁺	300—310	P ⁵⁺
170—180	Mg ²⁺ , U ⁴⁺	230—240	Fe ³⁺ , Cu ²⁺ , Hg ⁺ , Pb ⁴⁺	310—315	H ⁺
				370—380	C ⁴⁺ , S ⁶⁺
				460	Cl ⁷⁺
				530	O ⁶
				605	F ⁷⁺

к образованию атомных — ковалентных связей. Реагирующие атомы спаривают свои валентные электроны, имеющие противоположные спины, и эти спаренные электроны одновременно находятся во владении обоих соединившихся атомов.

Простейшими примерами ковалентной связи, как известно, являются молекулы газов H₂, O₂, Cl₂, F₂. Естественно, что два атома с равной электроотрицательностью могут быть связаны только атомной (в данном случае ковалентной) связью. Однако в природе случаи соединений между атомами, имеющими равную электроотрицательность, достаточно редки. Гораздо более общим процессом является образование соединений между атомами, имеющими в той или иной мере различную электроотрицательность. В этих случаях при взаимодействии между атомами возникают так называемые *смешанные связи*. При этом часть валентных электронов менее электроотрицательного элемента переходит к элементу с большей электроотрицательностью, а оставшиеся электроны взаимодействующих атомов обобществляются попарно, образуя ковалентную связь. Строго говоря, все химические связи между элементами являются смешанными. Однако, если у фторидов щелочных металлов степень ковалентности связей не превышает первых единиц процентов, то у таких окислов, как кварц, степень ковалентности связей между кремнием (ЭО=270 ккал/г-атом) и кислородом (ЭО=-530 ккал/г-атом) уже достигает 53%*.

Как видно из табл. 14, наиболее значительная группа химических элементов, в которую входит большинство элементов, интересных в практическом отношении, характеризуются средними значениями электроотрицательности, колеблющимися от 190 до 270 ккал/г-атом. Эта груп-

* Элементы, имеющие электроотрицательность 260—400 ккал/г-ат, образуют с кислородом соединения с преобладанием ковалентной связи. Для них особо характерно образование кислородных комплексных анионов типа [BO₃]³⁻, [PO₄]³⁻, [CO₃]²⁻, [SO₄]²⁻ и др. В связи с этим перечисленные элементы часто объединяют в группу комплексообразователей.

па включает в себя все так называемые переходные элементы-амфотеры, которые в зависимости от состава растворов могут проявлять как основные, так и кислотные свойства (цирконий, вольфрам, бериллий, цинк, алюминий, молибден и др.). Наличие амфотерных свойств у элементов определяет важную, с точки зрения геохимической миграции, способность образования ими комплексных соединений, устойчивых в определенных условиях состава водных растворов. Эти комплексные соединения, называемые также *ацидокомплексами*, характеризуются преобладающей долей ковалентной связи между элементом-амфотером и кислотным атомом или радикалом (который в данном случае носит название адденда). В связи с тем, что в водных растворах соединения характеризуются прочной ковалентной связью, активность составляющих их атомов в растворе резко понижена*. Именно эта особенность ковалентно связанных атомов в водных растворах играет весьма важную роль в миграции многих химических элементов. Будучи связан в миграционно-устойчивом комплексном ионе химический элемент как бы выпадает из сферы компонентов раствора, способных к химической реакции с другими компонентами. Очень наглядно это может быть иллюстрировано на примере сложных аммиачных и хлор-аммиачных комплексов платины, рассмотренном В. И. Лебедевым (1957). Так, соединение $[Pt(NH_3)_6]Cl_4$ в растворе диссоциирует на $[Pt(NH_3)_6]^{4+}$ и $4Cl^-$, и весь Cl может быть высажен $AgNO_3$ в виде $AgCl$; соединение $[Pt(NH_3)_4Cl_2]Cl_2$ при диссоциации отщепляет лишь $2Cl^-$, в результате только половина всего Cl высаживается $AgNO_3$, наконец, соединение $[Pt(NH_3)_2Cl]$ в водном растворе не диссоциирует и $AgNO_3$ не высаживает хлора.

Схематично формула ацидокомплексного соединения обычно изображается как $B_m[MA_n]$, где B — щелочной элемент (K, Na, Li, Rb, Cs, Ca); M — комплексообразующий элемент-амфотер (W, Zn, Be, U, Ta, Nb, Al, Hg, Mo и др.) и A — электроотрицательный адденд (Cl, F, S $[CO_n]^{m-}$ и др.). В водных растворах такие ацидокомплексы диссоциируют по схеме: $B_m[MA_n] \rightleftharpoons_m B^+ + [MA_n]^{m-}$.

Более сложные ацидокомплексы могут иметь типовую формулу $[MA_n]A_m$, диссоциируя в растворе на $[MA_n]^{+}$ и mA^- .

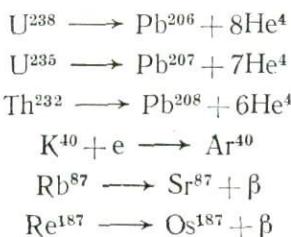
До тех пор пока внешние условия благоприятствуют сохранению комплексного иона, все входящие в его состав элементы могут свободно мигрировать в водном растворе и главным образом переноситься на значительные расстояния. Внешние условия, способствующие сохранению комплексных частиц, а также факторы, вызывающие их распад, будут рассмотрены несколько позднее при характеристике внешних факторов миграции.

Таким образом, в зависимости от химических свойств элементов их миграция в природных растворах может осуществляться в ионной форме (главным образом, сильные основания), а также в форме комплексных ионов, связывающих элементы-амфотеры и комплексообразо-

* Активность, или эффективная концентрация элемента в растворе, учитывает взаимодействие всех присутствующих в нем ионов и, в частности, их влияние на способность данного элемента к осуществлению характерных для него химических реакций. Она выражается формулой: $a = f \cdot c$, где a — активность; c — концентрация элемента; f — коэффициент пропорциональности, называемый коэффициентом активности. В сильно разбавленных растворах, где влияние постоянных ионов практически не ощущается, f приближается к единице и активность элемента становится равной его концентрации.

ватели с кислотными элементами, обладающими максимальной электротрицательностью. В этой связи могут быть определены два главные свойства, которым должны удовлетворять соединения, способные к миграции в природных растворах. Они должны быть в той или иной степени растворимы и миграционно-устойчивы, т. е. лишены возможности вступать в химические реакции в данных физико-химических условиях.

Радиоактивные свойства изотопов некоторых элементов (уран, торий, калий, рубидий, рений и др.) по мере эволюции земного шара ведут к уменьшению количества их атомов, сопровождающему увеличением количества атомов продуктов радиоактивного распада по следующим схемам:



ВНЕШНИЕ ФАКТОРЫ МИГРАЦИИ

Внешние факторы миграции характеризуются термодинамическими условиями среды, в которой происходит миграция химических элементов и проявляются те или иные внутренние свойства их атомов. К внешним факторам миграции относятся гравитационные свойства Земли, химическая обстановка миграции, температура и давление. В основе внешних факторов миграции лежат ведущие законы физической химии, знание которых позволяет успешно анализировать особенности и ход природных процессов минералообразования, в том числе и процессов формирования рудных месторождений.

Гравитационные свойства Земли являются фактором, определяющим миграцию химических элементов в глобальном масштабе. Этот фактор, по всей вероятности, является ведущим в образовании современной зональности структуры земного шара, хотя механизм его проявления, особенно для внутренних частей Земли, еще во многом неясен.

Химическая обстановка миграции является важнейшим внешним фактором миграции химических элементов в земной коре. Обращаясь к природным водным растворам, играющим ведущую роль в формировании месторождений полезных ископаемых, необходимо иметь в виду, что перемещение этих растворов в земной коре происходит в окружении горных пород, в той или иной мере взаимодействующих с растворами. В этой связи имеются основания рассматривать природные растворы как сложные системы, в той или иной степени насыщенные компонентами вмещающих пород, т. е. щелочами, кремнием, алюминием, железом и т. д. Как известно из анализа природных парagenезисов минералов, а также вулканических экскаваций, эти растворы содержат в ряде случаев заметные концентрации таких минерализаторов, как углекислота, хлор, фтор и др. Естественно, что любые геохимические построения, характеризующие миграцию элементов в природ-

ных растворах, должны учитывать сложность их химического состава. Так, исходя из закона действия масс для идеального раствора, скорость любой проходящей в этом растворе реакции прямо пропорциональна произведению концентраций реагирующих веществ*. Однако в сложных по составу природных растворах в результате взаимодействия между компонентами валовая концентрация элемента не может служить критерием для оценки скорости реакций. В этих случаях используется рассмотренное выше понятие о термодинамической активности, характеризующей эффективную концентрацию данного химического элемента в неидеальном растворе. Таким образом, *скорость химических реакций в природных растворах прямо пропорциональна активности реагирующих веществ*. В ряде случаев при относительно высокой валовой концентрации в растворе тот или иной химический элемент может совершенно не проявлять себя и не вступать в химические реакции, так как в данных физико-химических условиях его активность оказывается очень низкой.

В связи с тем, что в природных растворах прохождение химической реакции, сопровождающееся образованием нерастворимых продуктов-минералов, зависит лишь от активностей реагирующих компонентов, которые в ряде случаев резко отличаются от их валовых концентраций, геохимик, изучающий парагенезисы минералов, как правило, лишен возможности судить о концентрациях химических элементов в минералообразующем растворе. Однако на основании парагенетического анализа данных минералогических исследований он может составить объективное суждение об относительных активностях реагирующих компонентов и их изменении в процессе минералообразования.

Для того чтобы из минералообразующего раствора произошло выделение малорастворимого соединения (минерала) в твердую фазу, произведение активностей составляющих его ионов в растворе должно превысить произведение растворимости (ПР) этого соединения**. В связи с тем, что подавляющее большинство природных, особенно высокотемпературных, минералов обладают очень малой растворимостью и

* Сущность закона действующих масс заключается в том, что скорость химической реакции прямо пропорциональна произведению концентраций (активностей) реагирующих веществ. В общем случае, когда в реакцию вступают m молекул вещества А и n молекул вещества В, уравнение скорости реакции имеет вид: $v = k \cdot a_A^m \cdot a_B^n$, где a_A и a_B — соответственно активности компонентов А и В и k — константа скорости реакции, равная скорости реакции при условии, когда активность каждого из реагирующих веществ равна единице. Константа скорости реакции зависит от температуры. Исходя из закона действующих масс, делается вывод, что в обратимых реакциях в состоянии химического равновесия произведение активностей продуктов реакции, деленное на произведение активностей исходных веществ при постоянной температуре, есть постоянная величина, называемая константой равновесия K (в идеальных растворах вместо активностей могут быть использованы концентрации веществ).

В обратимой реакции $mA + nB \rightleftharpoons pC + qD$ константа равновесия

$$\frac{a_C^p \cdot a_D^q}{a_A^m \cdot a_B^n} = K.$$

** Произведением растворимости (ПР) называют произведение концентраций (активностей) ионов в насыщенном растворе труднорастворимого электролита. При постоянной температуре ПР данного соединения является постоянной величиной. Например, в насыщенном растворе хлорида серебра AgCl , при комнатной температуре концентрация ионов серебра $[\text{Ag}]^+$, равная концентрации ионов хлора $[\text{Cl}]^-$, составляет $1 \cdot 10^{-5}$ г-ион/л. В данном случае $\text{PR} = [\text{Ag}]^+ \cdot [\text{Cl}]^- = 1 \cdot 10^{-10}$.

ничтожными значениями ПР можно сделать вывод, что возможность переноса составляющих их компонентов в природном растворе может быть осуществлена только при условии резко пониженной активности последних.

Как уже отмечалось при обсуждении внутренних факторов миграции, одним из эффективных путей уменьшения активности химических элементов в растворе является комплексообразование. В качестве примера, характеризующего роль образования комплексных соединений в подавлении активности элемента, присутствующего в растворе в значительном количестве, можно сослаться на результаты высокотемпературного эксперимента по синтезированию берилла $\text{Al}_2\text{Be}_3\text{Si}_6\text{O}_{18}$ (Беус, Диков, 1968). Учитывая вероятную роль фтористых комплексов берилля в переносе этого элемента в высокотемпературных растворах, синтез осуществляется во фтористой среде в присутствии фторбериллата натрия $\text{Na}_2[\text{BeF}_4]$. В растворе, помещенном в автоклав, содержались также кремний и алюминий в количествах, соответствующих стехиометрическому соотношению этих элементов в формуле берилла. Однако несмотря на присутствие в растворе всех компонентов, необходимых для кристаллизации берилла, синтезировать этот минерал оказалось достаточно трудно. В результате образования в растворе внутри автоклава прочного фтор-алюминиевого комплекса активность алюминия резко подавлялась и из раствора кристаллизовались лишь силикаты берилля — берtrandит и фенакит, как будто бы алюминий вообще в растворе отсутствовал. Только после того как были найдены условия, способствовавшие распаду фтор-алюминиевого комплекса, удалось синтезировать берилл.

Для того чтобы составить представление о поведении подвижных комплексных соединений металлов-амфотеров в условиях закономерно изменяющегося состава минералообразующих растворов, целесообразно рассмотреть некоторые свойства комплексных соединений, вытекающие из закона действия масс. Устойчивость комплексных ионов в растворе определяется величиной так называемой константы нестабильности комплекса (K_n), которая выражается уравнением:

$$\frac{a_M \cdot a_A^n}{a_{MA_n}} = K_n,$$

где a_{MA_n} — активность комплексного иона в растворе; a_M — активность диссоциированных катионов комплексообразующего элемента ($\text{Pb, Cu, Zn, Sn, Be, Ta, Mo}$ и др.); a_A^n — активность анионов аддента.

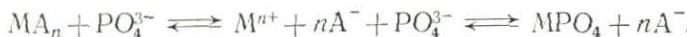
Исходя из постоянства константы нестабильности K_n , увеличение в растворе активности анионов аддента по сравнению с a_A^n увеличивает устойчивость комплекса, уменьшая активность диссоциированных ионов металла-комплексообразователя. Следовательно, для переноса анидо-комплексов металлов в гидротермальных растворах наиболее благоприятна среда с повышенной активностью анионов-аддендов (F^- , Cl^- , CO_3^{2-} , HCO_3^- , S^{2-} и др.).

Соответственно уменьшение активности анионов аддента в растворе по сравнению с a_A^n ведет к распаду комплексного радикала $[\text{MA}_n]$ в связи с необходимостью параллельного увеличения активности диссоциированных катионов металла a_M . К распаду комплекса ведет также уменьшение активности диссоциированных катионов комплексообразующего металла a_M при условии постоянства a_A^n .

Таким образом, распад ацидокомплексов переходных элементов в процессах изменения состава минералообразующих растворов, определяющий возможность выделения комплексообразующего металла в твердую фазу, в основном может быть вызван двумя факторами: 1) реакцией диссоциированных ионов ацидокомплекса с какими-либо компонентами раствора, в результате которой в твердую фазу выделяется малорастворимое соединение; 2) гидролизом комплекса в результате увеличений рН раствора*.

Образование нерастворимых продуктов реакции в результате взаимодействия диссоциированных катионов ацидокомплекса $[MA_n]$ с какими-либо компонентами раствора происходит в случае, если активность диссоциированных ионов a_M превышает критическую величину, вытекающую из произведения растворимости ПР, образующегося труднорастворимого соединения (минерала). Таким образом, возможность выпадения из раствора того или иного рудного минерала в рассматриваемом случае в значительной мере определяется активностью диссоциированных ионов комплексообразующего металла, т. е. константой нестойкости его комплекса.

В качестве иллюстрации рассмотрим простейший пример с образованием труднорастворимого фосфата трехвалентного катиона M в процессе распада ацидокомплекса MA_n



Скорость прямой реакции образования фосфата равна: $v_{\text{пр}} = k_{\text{пр}} \cdot a_M \cdot a_A^n \cdot a_{PO_4}$, где $k_{\text{пр}}$ — константа скорости прямой реакции. При постоянной активности фосфат-иона ($a_{PO_4} = \text{const}$) скорость реакции будет полностью зависеть от величины произведения $a_M \cdot a_A^n$ или (исходя из уравнения константы нестойкости) от величины $k_{\text{н}} \cdot a_{MA_n}$.

Вероятность равновесия в данной реакции определяется возможностью уравнивания скоростей прямой и обратной реакций: $v_{\text{пр}} = v_{\text{обр}}$, т. е. случаем, когда $k_{\text{пр}} \cdot a_M \cdot a_A^n \cdot a_{PO_4} = k_{\text{обр}} \cdot a_{MPO_4} \cdot a_A^n$.

В этом уравнении $a_M \cdot a_{PO_4}$ представляет собой произведение растворимости труднорастворимого фосфата MPO_4 , т. е. возможность равновесия всецело определяется величиной ПР MPO_4 . Увеличение a_M против этой величины немедленно вызовет смещение реакции вправо и выпадение осадка MPO_4 .

Из уравнения зависимости скорости прямой реакции от константы нестойкости ацидокомплекса: $v_{\text{пр}} = k_{\text{пр}} \cdot a_M \cdot a_A^n \cdot a_{PO_4} = k_{\text{пр}} \cdot K_{\text{н}} \cdot a_{MA_n} \cdot a_{PO_4}$ следует, что при наличии в растворе равных концентраций ацидокомплексов нескольких элементов, дающих слаборастворимые соединения с одним из компонентов раствора, будет происходить преимущественное осаждение элемента, ацидокомплекс которого характеризуется максимальной константой нестойкости. В то же время элемент, образующий прочный комплекс с минимальным значением константы нестойко-

* Водородным показателем рН называется десятичный логарифм активности водородных ионов в растворе, взятый с обратным знаком: $\text{pH} = -\lg a_H^+$. Активность водородных ионов a_H^+ чистой воды при 25°C равна 10^{-7} , т. е. рН ее равен 7. В кислых растворах $a_H^+ > 10^{-7}$ (например, $10^{-6}, 10^{-5}, 10^{-2}$ и т. д.), т. е. рН их < 7 . Чем кислее раствор, тем больше в нем активность водородных ионов и, соответственно, меньше рН. В щелочных растворах $a_H^+ < 10^{-7}$ и, таким образом, рН щелочных растворов > 7 (8, 9, 11 и т. д.).

сти, будет находиться в растворе наиболее продолжительное время. В этом случае отношение элементов M/Me , выделяющихся в твердую фазу на каждом этапе развития гидротермального процесса, определяется отношением активностей их диссоциированных катионов в растворе $\frac{a_M}{a_{Me}}$.

В свою очередь это отношение зависит от констант нестабильности и активности ацидокомплексов MA_n и MeA_n , т. е. является функцией

$\frac{K_{H_2} \cdot a_{MA_n}}{K_{H_2} \cdot a_{MeA_n}}$. Таким образом, в процессе фракционной кристаллизации может происходить разделение даже близких по свойствам элементов, комплекс которых обладают различной устойчивостью (Беус, 1958).

Зная конкретные комплексные соединения, в форме которых происходит перенос тех или иных металлов, можно было бы теоретически предсказывать порядок выпадения рудных элементов в твердую фазу в составе соответствующих минералов.

Однако в настоящее время наши знания о характере комплексных соединений, в форме которых осуществляется перенос металлов в эндогенных постмагматических процессах, в большинстве случаев не выходят за пределы общих представлений, основывающихся на изучении минеральных парагенезисов и особенностей изменения вмещающих пород, взаимодействовавших с гидротермальными растворами. Так, широкое распространение фторсодержащих минералов (топаза, флюорита) в ряде высокотемпературных месторождений апогранитовой и грязево-новой формаций позволяет предполагать активное участие фторкомплексов в переносе металлов, связанных с месторождениями этих типов (олова, вольфрама, бериллия, tantalа и др.), хотя точный состав комплексов, присутствовавших в растворах, остается проблематичным. При этом, несмотря на общий характер возможных выводов, можно сделать ряд практически ценных заключений, касающихся поведения металлов, переносимых в подобных растворах. Например, при встрече с карбонатными породами вследствие выпадения фтора в твердую фазу (флюорит) в растворах должен происходить распад ацидокомплексов, сопровождающийся резким увеличением активности комплексообразующих металлов, и, следовательно, рудным минералообразованием. В природе известны оловянные и редкометальные месторождения такого рода.

В ряде случаев особенности парагенезиса минералов и изучение состава газово-жидких включений в них свидетельствуют о возможности участия в переносе металлов хлоридных, а также более сложных фтор-, хлор-карбонатных и хлоридных комплексов. В частности, широкое распространение $NaCl$ в составе газово-жидких включений в рудных и жильных гидротермальных минералах позволяет судить о том, что хлоридные комплексы являются важной формой переноса таких рудных элементов, как свинец, медь и др. Миграционная способность и устойчивость ряда хлоридных комплексов изучена экспериментально (Хельгесон, 1967). В условиях высокой активности серы в растворах важными формами переноса, по всей вероятности, являются различные виды сульфидных комплексов, разрушение которых ведет к выделению в твердую фазу различных сульфидных минералов. Все эти комплексные соединения с различными аддендами имеют различные химические свойства, различную устойчивость в условиях меняющегося режима кислотности-щелочности растворов и, по всей вероятности, мо-

гут сменять друг друга в качестве транспортеров тех или иных металлов.

Учитывая общую тенденцию увеличения щелочности минералообразующих растворов в результате взаимодействия с вмещающими породами, значительный интерес для объяснения поведения комплексных соединений в условиях меняющейся щелочности растворов представляет зависимость между константой нестабильности комплекса и рН.

Исходя из закона действия масс, можно показать, что в условиях меняющейся щелочности раствора устойчивость ацидокомплексов ряда элементов-амфотеров прямо пропорциональна активности ионов аддента в растворе и обратно пропорциональна активности OH^- (т. е. увеличению рН), а также константе скорости реакции гидролиза комплекса (Беус, 1958). Таким образом, изменение рН, определяющее гидролиз комплексных соединений ряда металлов и выделение их в твердую фазу в условиях закономерного увеличения щелочности минералообразующих растворов, является важным и постоянно действующим фактором концентрации рудных элементов.

Отмеченный фактор ярко проявляется в рудных месторождениях, образование которых связано с явлениями взаимодействия первоначально кислых высокотемпературных растворов с вмещающими породами, в той или иной мере обогащенными щелочами. Увеличение щелочности растворов в процессе взаимодействия с вмещающими породами в данном случае является главным фактором, определяющим распад комплексных соединений, увеличение активности комплексообразующих металлов в растворе и, как результат, прохождение реакций минералообразования. Подобные явления изучены и описаны для олова, бериллия, ниobia, тантала и редких земель в апогранитах и пегматитах,вольфрама и бериллия в месторождениях грейзеновой формации и т. д. Экспериментальные и расчетные данные свидетельствуют также о распаде хлоридных комплексов свинца и осаждении галенита из гидротермального раствора в процессе взаимодействия раствора с вмещающими породами, в результате которого увеличивается отношение Na^+/H^+ (Хельгесон, 1967).

Наряду с описанными выше типами комплексных соединений существуют ацидокомплексы, устойчивые в растворах повышенной щелочности и распадающиеся при увеличении кислотности растворов, определяя, таким образом, широкий диапазон условий, в которых возможен перенос металлов и их концентрация из растворов.

В связи с важной ролью режима кислотности-щелочности послемагматических растворов в миграции химических элементов целесообразно рассмотреть некоторые закономерности, определяющие изменение щелочно-кислотных свойств растворов в процессах их эволюции в зависимости от изменения внешних факторов (температуры и давления). Совершенно очевидно, что при взаимодействии изначально кислых растворов с вмещающими породами щелочность реагирующих растворов, как правило, закономерно увеличивается. Однако каковы же факторы, определяющие появление кислых водных растворов в процессах эндогенного минералообразования. Ведь в ряде случаев удается с достаточной степенью достоверности установить, что увеличение кислотности не связано с привносом новых порций раствора откуда-то с глубины, а является результатом эволюции одного и того же минералообразующего раствора, не обладавшего ранее кислотными свойствами.

Обратимся к теоретической модели высокотемпературного надкритического раствора, отделяющегося от магматического расплава. В соответствии с элементарными законами физической химии этот раствор должен быть относительно насыщен всеми компонентами магматического расплава. Разобьем их по химическим свойствам на три главные группы: 1) сильные основания (K , Na , Ca и др.); 2) элементы-амфотеры и комплексообразователи (Si , Al и др.); 3) кислотные элементы (F^- , Cl^- , CO_3^{2-} , S^{2-} и др.).

Следует иметь в виду существенно различную растворимость перечисленных групп элементов в надкритическом (газовом) водном растворе. Ионы нелетучих сильных оснований слабо растворимы в надкритическом растворе, быстрее его насыщают и соответственно их активность в газовой фазе увеличивается в противоположность летучим кислотам, обладающим повышенной растворимостью в этой фазе. Д. С. Коржинский (1964) использовал эти различия между нелетучими основаниями и летучими кислотами для объяснения относительно высокой активности сильных оснований в надкритических водных растворах, вытекающей из характера их взаимодействия с окружающими породами. Однако существуют и внешние факторы, которые должны действовать в том же направлении.

В соответствии с правилом Ле-Шателье* в условиях высоких давлений глубин земной коры, где из магм (а возможно и из верхней мантии) происходит отделение надкритических водных растворов, в газовой фазе должна быть четко проявлена тенденция к объединению отдельных ионов, атомов и молекул, присутствующих в растворе, в группы или комплексы. Таким образом, надкритический раствор в известной мере компенсирует влияние давления. Реакция между присутствующими в растворе кислотами и комплексообразующими элементами M в этих условиях должна быть сдвинута в сторону образования соответствующего ацидокомплекса $M + nA \rightarrow MA_n$.

Учитывая, что такие главные элементы пород, как кремний и алюминий являются активными комплексообразователями, а железо также способно к образованию комплексов с серой, можно ожидать, что все кислотные атомы и молекулы, присутствующие в надкритическом растворе, будут связаны в комплексы и соответственно активность кислот в этих растворах должна быть резко понижена.

Таким образом, в надкритическом водном растворе в области высоких давлений наиболее вероятно присутствие элементов-комплексообразователей (Si , B и др.) и элементов-амфотеров (Al , большинство рудных микроэлементов и др.) преимущественно в связанной форме в составе высокотемпературных комплексов с кислотными элементами и кислородом. Щелочные металлы в таком растворе присутствуют в ионной форме, что вытекает из диссоциации высокотемпературных комплексов по обычной схеме $\text{Щ}[MA_n] \rightarrow \text{Щ}^+ + MA_n^-$, где Щ — щелочной металл (Беус, 1963). Понижение активности кислот в растворе влечет за собой относительное повышение активности диссоциированных ионов

* Правило Ле-Шателье, которое также известно, как принцип смещения равновесия, формулируется следующим образом: при изменении одного из условий химического равновесия оно сдвигается в сторону той реакции, которая ослабляет произведенное изменение. В соответствии с этим правилом увеличение давления в газообразной системе сдвигает гомогенное равновесие в сторону реакции, идущей с уменьшением числа молекул.

щелочных металлов*, что в итоге определяет характер взаимодействия надкритических растворов с окружающими породами.

Следы деятельности подобных растворов обнаруживаются там, где получили развитие процессы наиболее раннего высокотемпературного метасоматического изменения магматических или метаморфических пород. Как известно, эти процессы, выражющиеся в ранней калишпатизации и последующей альбитизации пород, развиваются именно в условиях высокой активности сильных оснований и в первую очередь калия.

При переходе надкритических растворов в гидротермальные, осуществляющемся в результате понижения температуры, происходит существенная перестройка внутренней структуры растворов и изменение их химических свойств. Как было показано Д. С. Коржинским, при переходе от надкритического раствора в гидротермальный резко повышается растворимость сильных оснований, что сказывается на уменьшении активности последних. В противоположность этому растворимость кислот в гидротермальном растворе заметно уменьшается и соответственно активность их увеличивается. В результате разнонаправленное изменение растворимости оснований и кислот при переходе надкритических растворов в гидротермальные уже само по себе определяет увеличение активности кислот в растворах. Кроме того, с падением температуры и появлением жидкой фазы H_2O прочность ряда высокотемпературных комплексов уменьшается и на определенном интервале можно ожидать полного распада части ацидокомплексов, которые устойчивы в надкритических сжатых растворах и диссоциируют в жидкой фазе, отщепляя анионы сильных кислот. Таким образом, при понижении температуры системы и переходе надкритических растворов в гидротермальные в природных растворах должно происходить увеличение их кислотности, максимум которой, по-видимому, соответствует началу гидротермальной стадии послемагматического процесса.

Отражением рассмотренной закономерности, обусловленной понижением температуры, в частности, является весьма четко проявленная в кислых интрузивных породах смена явлений послемагматического высокотемпературного калиевого метасоматоза явлениями натриевого метасоматоза и, наконец, явлениями высокотемпературного кислотного выщелачивания (грейзенизации), идущими в условиях резкого повышения кислотности растворов (Коржинский, 1953; Беус, 1963 и др.).

Тенденция металлов-амфотеров к комплексообразованию в надкритических растворах, а также кислотные условия ранней стадии гидротермального процесса содействуют миграции рудных микроэлементов. Однако появление кислых гидротермальных растворов знаменует собой начало новой важной стадии гидротермального процесса — активного взаимодействия кислых растворов с вмещающими породами. Результатом подобного взаимодействия является вынос из окружающих пород большого количества щелочных и щелочноземельных металлов, что ведет к нейтрализации растворов и прогрессирующему увеличению в

* В соответствии с известным правилом Д. С. Коржинского, увеличение валовой активности кислот в растворах определяет увеличение относительной активности более слабых оснований по сравнению с более сильными. В противоположность этому уменьшение валовой активности кислот влечет за собой увеличение относительной активности более сильных оснований по отношению к более слабым. Применение этого правила при изучении минеральных парагенезисов позволяет делать важные выводы относительно геохимической эволюции состава природных растворов.

них активности сильных оснований. Особенно резкое увеличение щелочности растворов происходит на передовом фронте их взаимодействия с вмещающими породами. Этот *реакционный барьер*, характеризующийся резкой сменой режима кислотности-щелочности минералообразующих гидротермальных растворов, является зоной, в которой происходит распад многих комплексных ионов, сопровождающийся выделением ряда минералов, в том числе и рудных.

Говоря о химической обстановке миграции следует отдельно остановиться на роли вмещающих пород, определяющих изменение химического состава перемещающихся водных растворов и направление проходящих в них химических реакций.

Высококремниевые породы типа кварцитов и песчаников в общем случае не вызывают резкого изменения состава минералообразующих растворов и, таким образом, не способствуют быстрому распаду мобильных ацидокомплексов рудных элементов и кристаллизации рудных минералов. При взаимодействии со щелочными растворами в этих породах в ряде случаев проявляется фельдшпатизация.

Относительно богатые сильными основаниями кислые и щелочные магматические и метаморфические породы (гранитоиды, сиениты, гнейсы, кристаллические сланцы) при взаимодействии с природными растворами служат источниками поступления в растворы оснований. При этом масштабы выноса оснований из пород определяются относительной активностью кислот в минералообразующих растворах. В условиях наивысшей кислотности минералообразующих растворов развивается окварцевание пород, соответствующее максимальной активности кремния в растворах (см. выше правило Д. С. Коржинского). В результате взаимодействия гидротермальных растворов с породами рассматриваемой группы имеет место постепенное увеличение щелочности растворов, что отрицательно влияет на устойчивость многих мобильных комплексов рудных микроэлементов и, в общем случае, содействует выпадению из растворов рудных минералов.

Основные и ультраосновные магматические породы и их метаморфические аналоги бедны щелочами, но относительно обогащены кальцием, который для ряда кислотных анионов (F^- , CO_3^{2-}) и некоторых микроэлементов (W, Nb, Ta) является осадителем, оказывая дезинтегрирующее действие на соответствующие комплексные соединения. Базиты и ультрабазиты обычно вызывают достаточно резкое изменение состава взаимодействующих с ними природных растворов и разнообразные реакции минералообразования, в том числе и рудного.

Карбонатные породы, обогащенные кальцием, способствуют резкому изменению состава и нейтрализации взаимодействующих с ними кислых минералообразующих растворов, особенно, если последние содержат фтор-ион. Зона взаимодействия гидротермальных растворов с карбонатными породами представляет собой ярко выраженный реакционный барьер, в пределах которого происходит разрушение целого ряда мобильных соединений рудных микроэлементов, сопровождающееся кристаллизацией соответствующих минералов.

Таким образом, химическая обстановка миграции элементов определяется сочетанием характера внутренней эволюции состава природных растворов по мере падения температуры с изменениями их состава, вызванными влиянием окружающих пород.

Температура имеет очень большое значение для миграции химических элементов. В качестве независимого термодинамического па-

раметра она входит во многие принципиально важные уравнения, определяющие состояние системы в данных физико-химических условиях. Частично ее роль для эволюции химического состава останавливающих высокотемпературных водных растворов была рассмотрена выше при характеристике химической обстановки миграции. Однако значение этого фактора значительно шире. Как известно, растворимость многих соединений в водных растворах существенно увеличивается с повышением температуры, в зависимости от изменения температуры изменяются и скорости химических реакций. При понижении температуры уменьшаются растворимость и устойчивость некоторых высокотемпературных комплексов рудных элементов, что может вызвать массовое выпадение из растворов соответствующих рудных минералов. Так, например, понижение температуры вызывает кристаллизацию галенита из щелочного, богатого хлоридами гидротермального раствора (Хельгесон, 1967). В магматических процессах температурный фактор играет ведущую роль в миграции элементов, поскольку от температуры плавления химических соединений и их смесей зависят образование и последующее поведение магматических расплавов.

Давление наряду с температурой также является важнейшим термодинамическим параметром, определяющим состояние природных систем и тенденции в их поведении. В термодинамике существует ряд уравнений, связывающих активность и химические потенциалы компонентов с изменениями давления и объема, происходящими в процессе реакции. Выше рассматривалось влияние давления на комплексообразование в надкритических водных растворах. С точки зрения принципа смещения равновесия, количественное отношение ионов, связанных в комплексы, и ионов, находящихся в диссоцииированном состоянии в надкритическом растворе, а также степени прочности комплексных ассоциаций, прямо пропорциональны давлению. Таким образом, резкое уменьшение давления в системе (например, в случае образования трещинных зон при тектонических процессах) должно вызывать массовый распад ацидокомплексных групп и соответственно резкое увеличение кислотности растворов и общей степени их диссоциации. Таким образом, внезапное уменьшение давления в системе высокотемпературного надкритического раствора может послужить толчком к началу отложения рудных минералов.

В гидротермальном растворе влияние давления на комплексообразование должно быть проявлено гораздо слабее, что находит подтверждение в экспериментальных данных (Хельгесон, 1967). Поэтому считается, что в области жидкой фазы H_2O влиянием давления на константу нестабильности комплекса и коэффициенты активности компонентов можно пренебречь.

Следовательно, ключ к познанию и расшифровке внешних факторов геохимической миграции элементов в природных процессах, без понимания которых невозможно правильное использование геохимических закономерностей для практических целей, лежит в области химической термодинамики. Хотя на современном уровне знаний термодинамика в ряде случаев способна наметить лишь самые общие закономерности, управляющие ходом природных процессов, знание этих общих закономерностей является ценным оружием в руках геохимика, посвятившего себя поискам месторождений полезных ископаемых.

ФАКТОРЫ МИГРАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА

Факторы миграции химических элементов в зоне гипергенеза определяются термодинамическими условиями поверхности земной коры, во многих отношениях отличными от ее глубинных зон. Миграция в зоне гипергенеза происходит практически при постоянном давлении (около 1 кгс/см²) и очень незначительных колебаниях температуры. Химическая обстановка миграции на поверхности земной коры может быть непосредственно изучена путем геохимического исследования процессов гипергенного изменения горных пород, химического состава природных вод, почв, воздуха и т. д. Важную роль в миграции химических элементов в зоне гипергенеза играют *биологические факторы*, а также перенос вещества в коллоидной и адсорбированной формах.

Химическая обстановка гипергенной миграции элементов в первую очередь определяется значениями водородного потенциала pH и окислительно-восстановительного потенциала Eh* природных поверхностных систем, подробно рассмотренными А. И. Перельманом (1968), дает полную информацию о составе катионной части растворов, взаимодействующих с тонкодисперсными частицами сорбента.

А. И. Перельман, характеризуя явления гипергенной концентрации элементов, ввел понятие о *геохимических барьерах*. Под этим термином понимается резкое изменение физико-химических условий на путях миграции элементов, вызывающее осаждение определенных элементов из растворов. Понятие о геохимических барьерах может быть успешно применено и к процессам эндогенной миграции, где *температурный и декомпрессионный барьеры*, обусловленные резкими изменениями температуры и давления, играют очень большое значение в процессах минералообразования (табл. 15).

В условиях гипергенной миграции элементов ведущее значение приобретают выделенные А. И. Перельманом *адсорбционный и окислительно-восстановительные барьеры*, действие которых часто проявляется совместно. Адсорбционный барьер определяет осаждение на поверхности разного рода тонкодисперсных частиц положительно заряженных (осадители — глинистые частицы, различные органические коллоиды, торф и т. д.) и отрицательно заряженных (осадители — гидроокислы железа и алюминия и т. д.) ионов. В частности, выпадение тонкодисперсной фазы гидроокислов железа на окислительном барьере одновременно вызывает сорбцию и осаждение отрицательно заряженных комплексных ионов мышьяка, фосфора, урана, ванадия и др. В свою очередь, коагуляция органических коллоидов сопровождается сорбционным осаждением катионов меди, свинца, цинка и др. Соответственно концентрация перечисленных групп катионов и анионов на сорбционном барьере, как уже отмечалось, происходит также в процессах просачивания растворов через глинистые и органические среды или через

* Окислительно-восстановительный потенциал Eh (или редокс-потенциал) определяет способность системы снабжать электронами восстанавливаемые компоненты в реакции $R - ne = R^{+n}$, где e — количество электронов, отдаенных восстановленным компонентом окислителю. Eh измеряется в вольтах, при этом за нулевой уровень потенциала принимается переход газообразной молекулы водорода в состояние иона $H_2(\text{газ} \rightarrow 2H^{+1} + 2e = \pm 0,000 \text{ В})$. Окислительно-восстановительный потенциал реакции, в которой активности окисленной и восстановленной форм в растворе равны, носит название *стандартного* и обозначается E_0 .

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ БАРЬЕРЫ

Тип барьера	Характеристика
Температурный	В эндогенных процессах миграция имеет большое значение (см. «Внешние факторы миграции»). В экзогенных процессах роль этого барьера незначительна
Декомпрессионный	В эндогенных процессах резкое падение давления в системе играет большую роль в процессах минералообразования. В экзогенных процессах имеет значительно меньшее значение
Кислотно-щелочной	В эндогенных процессах влияние изменения режима кислотности-щелочности растворов на выделение в твердую фазу многих компонентов в ряде случаев является решающим фактором концентрации рудного вещества. В экзогенных процессах имеет меньшее значение, однако, щелочной барьер определяет выпадение из растворов железа, никеля и других металлов при встрече растворов с известняками на границе слабокислых почвенных горизонтов с более глубокими горизонтами, обогащенными карбонатным материалом и т. д.
Окислительно-восстановительный а) кислородный б) восстановительный сироводородный, в) восстановительный глеевый	Как в эндогенных, так и в экзогенных процессах резкое изменение окислительно-восстановительных условий на путях миграции влияет решающим образом на осаждение некоторых металлов: возникает при встрече бедных кислородом ювелирных и грунтовых вод с богатыми кислородом поверхностными водами. Играет большую роль в осаждении окислов железа и марганца в поверхностных водах; вызывает осаждение большинства металлов в форме сульфидов; вызывает осаждение ряда анионогенных металлов, таких как уран, ванадий, молибден
Сульфатный и карбонатный	Возникают на фронте взаимодействия сульфатных и карбонатных вод с водами других типов, обогащенными кальцием, стронцием, барием. Сопровождается огипсованием, целестинизацией
Адсорбционный	Типично экзогенный геохимический барьер. Имеет большое значение в осаждении микроэлементов из поверхностных и грунтовых вод
Испарительный	Возникает на участках интенсивного испарения грунтовых вод. Сопровождается засолением, огипсованием и т. д.
Механический	Возникает в результате изменения скорости течения вод (или движения воздуха), сопровождаясь осаждением тяжелых минералов. Играет ведущую роль при формировании россыпных месторождений

почвы и рыхлые отложения, обогащенные гумусом, гидроокислами железа и алюминия.

Восстановительный сероводородный барьер имеет первостепенное значение в процессах эндогенной концентрации сульфоильных элементов в форме сульфидов. В зоне гипергенеза этот барьер встречается в зонах контакта поверхностных и грунтовых окислительных или слабовосстановительных вод с гниющим органическим веществом (например, широко распространенные явления концентрации пирита и марказита в раковинах ископаемых моллюсков), при встрече подобных вод с нефтяными залежами и т. д. Осаждение сульфидов тяжелых металлов, и прежде всего пирита, является характерным отличительным признаком восстановительного сероводородного барьера.

Глава III

ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ, ПРИМЕНЯЕМЫЕ В ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ

Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых основаны на использовании особенностей миграции и концентрации рудных элементов и их спутников в процессах образования месторождений и гипергенного разрушения последних. Научной основой этих методов являются ведущие положения общей геохимии, а также учение о рудных месторождениях.

Практическим путем осуществления геохимических поисков служит систематическое опробование соответствующих природных образований с последующим выполнением ряда этапов лабораторных исследований, которые включают: а) определение содержаний ряда химических элементов-индикаторов рудной минерализации в пробах при помощи различных высокочувствительных аналитических методов; б) обработку результатов опробования (аналитических данных) с применением методов математической статистики и, наконец, в) интерпретацию полученной информации с использованием всей суммы геохимических и геологических знаний. Последний этап, как правило, является наиболее сложным.

В зависимости от типа природных образований, подвергающихся геохимическому опробованию, различают *литохимические, гидрохимические, биогеохимические и атмогеохимические* методы поисков.

Ведущее значение при поисках месторождений полезных ископаемых имеет литохимический метод, основанный на изучении распределения элементов в горных породах, рыхлых отложениях и почвах. Гидрохимические (опробование природных вод), биогеохимические (отбор проб живого вещества, преимущественно растений) и атмогеохимические (опробование воздуха) методы в большинстве случаев играют вспомогательную роль и используются в тех случаях, когда литохимические методы по тем или иным причинам оказываются малоэффективными, а также при решении некоторых специфических поисковых задач.

Все геохимические критерии поисков практически построены на существенных различиях в распределении отдельных химических элементов (или их групп) в природных образованиях, связанных с месторождениями полезных ископаемых, и тех, которые не имеют такой связи. При этом основой для сравнения служат свойственные данному району локальные особенности распределения химических элементов в коренных породах, не затронутых влиянием каких-либо рудообразующих процессов, а также в рыхлых отложениях, почвах, водах и растениях, химический состав которых свободен от влияния эндогенных или экзогенных рудных концентраций. Эти особенности, которые могут быть описаны математически при помощи статистических оценок ло-

кальных параметров распределения химических элементов (см. гл. I), определяют *местный геохимический фон* — понятие, широко применяемое в практике геохимических поисков.

Зная оценки параметров распределения содержаний элементов-индикаторов в пределах геохимического фона (или логарифмов содержаний в зависимости от закона распределения), легко рассчитать размах колебания содержаний этих элементов с любой заданной вероятностью для граничных значений. В практике геохимических поисков чаще всего выбирают размах, соответствующий вероятностям граничных значений: 0,25; 0,01 и реже 0,003. При этом максимальные отклонения фоновых содержаний в поисковой практике получили название *минимально-аномальных содержаний*, определенных с заданным уровнем значимости (соответственно 5; 1; 0,3% и т. д.). Выбранные граничные значения с относительно низкой вероятностью появления в фоновой совокупности используются в качестве критериев для оценки принадлежности отдельных выдающихся содержаний элементов-индикаторов, выявленных при опробовании, к геохимическому фону. Таким образом, путем сравнения со статистическими критериями, характеризующими фоновую геохимическую совокупность, могут выделяться отдельные содержания и их группы, не принадлежащие к геохимическому фону. Появление таких содержаний обязано развитию различных процессов, в том числе и процессов концентрации рудного вещества. Статистические операции по определению оценок параметров геохимического фона и минимально-аномальных содержаний элементов-индикаторов будут подробно рассмотрены ниже.

Как известно, образование значительных по масштабам рудных инерудных концентраций химических элементов на фоне их закономерного распределения в обычных горных породах литосфера представляет собой редкое событие, вероятность которого, в общем, очень мала. В связи с этим все виды распределений химических элементов в природных образованиях, связанных прямо или косвенно с подобными концентрациями и существенно отличные от распределений, свойственных геохимическому фону, выделяются в качестве *геохимических аномалий*. В зависимости от геологического характера среды существуют различные типы геохимических аномалий.

Так, в результате проявления локальных геологических процессов, преимущественно обусловленных магматической и гидротермальной деятельностью, в частности, при взаимодействии пород с эндогенными растворами различного типа, происходит перераспределение элементов в участках пород, сопровождающееся привносом одних и выносом других химических элементов. Подобные участки пород, характеризующиеся аномальными особенностями распределения элементов по сравнению с геохимическим фоном, образуют так называемые *эндогенные геохимические аномалии*.

Локальные площади распространения рыхлых отложений и почв, которые по тем или иным причинам характеризуются аномальными особенностями распределения определенных химических элементов, по сравнению с геохимическим фоном образуют *гипергенные литохимические аномалии*. Образование подобных аномалий часто связано с явлением гипергенного разрушения рудных концентраций различного генезиса.

Наличие аномально повышенных содержаний микроэлементов (в том числе рудных) в пределах эндогенной или гипергенной литохими-

ческой аномалии, как правило, определяет появление аномальных, по сравнению с геохимическим фоном, содержаний этих элементов в растениях, произрастающих на этой площади. В результате образуются *биогеохимические* (точнее *фитогеохимические*) аномалии, в контурах которых все растения или только отдельные их виды отличаются повышенными содержаниями некоторых микроэлементов.

Различают также *гидрогеохимические аномалии*, определяющиеся изменением по сравнению с геохимическим фоном элементного состава природных вод в определенных участках изучаемой площади. Наконец, *атмогеохимические аномалии* характеризуют участки воздушной среды, состав которых отличен от атмогеохимического фона в результате аномального содержания одного или нескольких газообразных компонентов (SO_2 , CO_2 , пары Hg , радон и др.).

Количественным показателем интенсивности (контрастности) проявления геохимических аномалий является величина коэффициента концентрации (КК) данного химического элемента в пределах аномалии по сравнению со средним значением геохимического фона ($\bar{x}_{\text{ан}}/\bar{x}_{\text{Ф}} = \text{КК}$).

Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых основаны на принципе выявления геохимических аномалий, образование которых связано с процессами первичной концентрации или вторичного рассеяния рудных химических элементов и их спутников в различных природных образованиях.

После выявления геохимической аномалии одной из главных задач интерпретации результатов геохимического опробования является определение того, представляет ли выявленная аномалия геохимический ореол месторождения.

Геохимическим ореолом месторождения называется область распространения окружающих его горных пород, рыхлых образований, растительности, а также поверхностных и грунтовых вод, в которых прослеживается аномальное распределение определенных для данного типа месторождений рудных элементов и их спутников. Образование геохимического ореола связано с процессами формирования месторождения (первичный геохимический ореол) или его гипергенного разрушения (вторичный геохимический ореол).

Первичные геохимические ореолы, образующиеся в процессе формирования эндогенных месторождений, называются *эндогенными геохимическими ореолами*. Их следует отличать от первичных геохимических ореолов, связанных с образованием экзогенных месторождений полезных ископаемых.

Вторичные геохимические ореолы образуются в результате гипергенного разрушения месторождений полезных ископаемых и их первичных ореолов. В связи с тем, что образование вторичных геохимических ореолов связано с явлениями гипергенного рассеяния вещества, первично сконцентрированного в месторождениях, эти ореолы обычно называют *вторичными ореолами рассеяния**. В зависимости от типов геохимических аномалий, которыми представлены вторичные ореолы рассеяния, различают вторичные литохимические ореолы в рыхлых отло-

* Термин *ореол рассеяния* в ряде случаев ошибочно применяется и для характеристики первичных геохимических ореолов. В действительности же при образовании первичных ореолов, неразрывно связанных с процессом концентрации вещества в месторождениях, явления рассеяния участия не принимают.

жениях зоны гипергенеза, с которыми в ряде случаев объединяют почвенные геохимические ореолы; литохимические потоки рассеяния в донных осадках гидрографической сети; гидрохимические ореолы и потоки рассеяния в поверхностных и грунтовых водах; биогеохимические ореолы, прослеживающиеся в растительности; атмогеохимические ореолы в надпочвенном и почвенном воздухе.

Как уже отмечалось выше, критериями для выделения геохимической аномалии служат особенности распределения одного или нескольких микроэлементов, характеризующие определенный тип месторождений рудного или нерудного полезного ископаемого. Микроэлементы, распределение которых в тех или иных типах природных образований может быть использовано в качестве критерия для поисков месторождений полезных ископаемых, выделяются в качестве *элементов-индикаторов оруденения*. При геохимических поисках рудных месторождений обычно такими индикаторами служат элементы, концентрирующиеся в рудах данного типа месторождений, а также наиболее характерные микроэлементы — спутники рудной минерализации. В данном случае, элементы, концентрирующиеся в рудах, являются *прямыми индикаторами* оруденения, а элементы-спутники выделяются в группу *косвенных индикаторов*.

Выбор элементов-индикаторов для проведения геохимических поисков определяется как геохимическими, так и экономическими соображениями, при этом главным фактором, от которого зависит этот выбор, является принцип максимальной эффективности поисков. Наиболее эффективно использовать прямые элементы-индикаторы, непосредственно указывающие на возможность присутствия того или иного типа рудной минерализации.

Так, например, максимально эффективным индикатором для поисков медных месторождений является медь, а для поисков месторождений олова — олово. Однако для обеспечения оптимальной эффективности поисков элемент, используемый в качестве прямого индикатора, должен обладать хорошей миграционной способностью, которая позволяет обнаруживать его повышенные концентрации на достаточном удалении от месторождения. Кроме того, метод количественного определения этого элемента должен быть быстрым, чувствительным и недорогим. Если эти условия не соблюдаются, то в ряде случаев более эффективным оказывается использование косвенных индикаторов, связанных с главными рудными компонентами четко выраженной корреляционной связью. В качестве примера может быть приведен тантал, для которого до настоящего времени не разработаны экономичные аналитические методы, позволяющие быстро и с необходимой чувствительностью анализировать на этот элемент геохимические пробы. В этой связи при геохимических поисках месторождений тантала (особенно на ранних стадиях поисковых работ) используют комплекс элементов, являющихся косвенными индикаторами tantalовой минерализации. В число этих элементов, в частности, входит литий — элемент, обладающий относительно высокой миграционной способностью и определяющийся без затруднения недорогими аналитическими методами.

При помощи геохимических методов поисков могут решаться следующие практические задачи:

1) региональное металлогеническое районирование и геохимическое прогнозирование на основе анализа закономерностей распределения химических элементов—индикаторов рудоносности в донных осад-

ках гидрографической сети, а также в магматических, метаморфических и осадочных геологических комплексах;

2) поиски месторождений, вскрытых эрозией и перекрытых рыхлыми отложениями, по вторичным геохимическим ореолам рассеяния в донных осадках (потоки рассеяния), элювиально-делювиальных отложениях, почвах, растительности, природных водах, почвенном и надпочвенном воздухе;

3) поиски месторождений и рудных тел, не выходящих на поверхность (скрытых), по первичным геохимическим ореолам, а также оценка перспектив рудоносности глубоких горизонтов и флангов разведуемых и эксплуатируемых месторождений;

4) поиски нефтяных и газовых месторождений (в настоящей работе не рассматриваются).

Геохимические методы, применяемые при поисковых работах, могут быть с успехом использованы также для решения целого ряда собственно геологических задач, таких, как выявление комагматичности магматических пород в пределах интрузивных и эфузивных серий, выяснение последовательности осадконакопления и установление стратиграфической корреляции в немых осадочных свитах, изучение особенностей развития метасоматических процессов в различных породах и т. д. Анализ этих и других общих геологических и геохимических задач, решаемых в процессе изучения особенностей распределения химических элементов, требует специального рассмотрения и не является целью настоящей работы.

Глава IV

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ

Горные породы литосферы, принадлежащие к одному и тому же типу, как правило, характеризуются очень близким химическим составом в отношении главных компонентов. Для каждой группы пород может быть также намечен типовой порядковый ряд микроэлементов, в котором каждый микроэлемент занимает определенное место в зависимости от свойственного ему в данном типе среднего содержания (см. табл. 10). Однако в отличие от главных элементов, содержания микроэлементов в однотипных породах подвержены существенным вариациям, зависящим от разнообразных причин. В результате средние содержания отдельных микроэлементов в породах, близких по содержанию главных компонентов, могут увеличиваться или уменьшаться в несколько раз или даже на порядок, резко нарушая строение типового ряда.

Подобная геохимическая специфика распределения микроэлементов, как правило, является четкой характеристикой конкретной разновидности того или иного типа пород, в связи с чем результаты изучения распределения микроэлементов в породах в настоящее время широко используются в геологической практике. Особенно большое значение с этой точки зрения в последнее десятилетие приобрела проблема геохимической специализации геологических комплексов. Под этим термином понимаются *специфические особенности распределения одного или нескольких микроэлементов в горных породах, выражющиеся в существенно повышенном или пониженном содержании этих элементов, или же в аномальной для подобных пород дисперсии их распределения*. При этом наблюдаются резкие отклонения от типового для данных пород порядкового ряда микроэлементов. Отмеченные геохимические особенности могут быть использованы в качестве признаков общности или различия однотипных пород при определении их генетической принадлежности, потенциальной рудоносности и т. д.

При использовании геохимической специализации для оценки потенциальной рудоносности пород под этим термином обычно понимают сумму геохимических признаков, отличающих данный рудоносный магматический или любой иной геологический комплекс от близких по составу и облику, но нерудоносных пород.

Для магматических пород характер их геохимической специализации определяется сложным комплексом факторов, включающим геохимическую природу магмы, геологические особенности ее кристаллизации (включая влияние вмещающих пород), а также характер послемагматического изменения материнских пород.

В осадочных породах геохимическая специализация является результатом геохимической дифференциации вещества в процессах ги-

пергенаэза и осадконакопления, а также последующего диагенетического преобразования осадков.

Геохимическая специализация геологических комплексов в зависимости от масштабов проявления может иметь региональное или локальное значение. Так, например, общеизвестны четко выраженная региональная специализация на медь и молибден магматических пород диорит-гранодиоритового ряда тихоокеанской подвижной зоны, протягивающейся на тысячи километров вдоль западного побережья Северной и Южной Америки, региональная оловоносность меловых гранитов Чукотки, редкометальная специализация юрских гранитов Восточного Забайкалья, герцинских гранитов Центрального Казахстана, докембрийских «молодых» гранитов Северной Нигерии и т. д.

Во всех подобных случаях геохимическая специализация определяется общими геологическими условиями развития магматизма конкретной геохимической провинции и, в частности, региональными условиями формирования и становления магматических комплексов определенного тектономагматического цикла. В свою очередь, региональная геохимическая специализация осадочных комплексов связана со спецификой химического состава источников сноса и является результатом устойчивых условий осадконакопления, в значительной степени зависящих от тектонического и климатического режима процесса седиментации и последующего диагенетического изменения осадков. Типичными примерами могут служить мединосные осадочные комплексы, связанные с континентальными прибрежно-морскими фациями, обогащенными рядом рудных элементов и т. д.

Локальная геохимическая специализация отдельных интрузивных массивов, осадочных свит, не распространяющаяся в пределах сколько-нибудь значительного региона, в большинстве случаев является следствием особых условий формирования и геологического развития данного комплекса. Эти условия часто определяются специфической структурной обстановкой (например, приуроченностью магматического комплекса к зоне глубинного разлома, наличием малопроницаемого экрана пород кровли), необычным составом вмещающих пород и т. д. В случае осадочных пород локальная геохимическая специализация может быть обусловлена присутствием ограниченных по масштабам образований аномального состава в источнике сноса (например, небольших рудных месторождений), необычными физико-химическими условиями в отдельных участках конечного водоема стока и другими локальными факторами.

Иногда термин геохимическая специализация используется в более узком смысле для обозначения относительной обогащенности отдельных разновидностей пород тем или иным микроэлементом, преимущественно рудным. При этом «специализированные» породы такого рода часто рассматриваются как потенциально рудоносные. Как будет показано ниже, геохимические признаки потенциальной рудоносности геологических комплексов далеко не исчерпываются наличием или отсутствием в породе повышенных содержаний элементов, накапливающихся в рудах. В то же время следует подчеркнуть, что магматическим, метаморфическим и осадочным комплексам, с которыми генетически или парагенетически связано образование практически интересных концентраций тех или иных химических элементов, действительно свойственно проявление специфических геохимических особенностей. Наличие таких особенностей определяет принципиальную возможность разли-

чать по характерным ассоциациям микроэлементов и закономерностям их распределения в породах потенциально рудоносные и безрудные геологические образования. Потенциально-рудоносными их называют потому, что наличие одних только геохимических факторов, способствующих появлению рудных концентраций, еще недостаточно для образования промышленного месторождения. Известно, что накопление значительных количеств рудного вещества, имеющих практическое значение, определяется сложным комплексом взаимосвязанных геохимических и геологических факторов.

Например, в случае образования эндогенных рудных концентраций, связанных со становлением того или иного магматического комплекса, геохимические факторы обуславливают поведение химических элементов, слагающих руды, в первичном магматическом субстрате, специфику их отделения от магматического очага в магматическую или послемагматическую стадию его развития, а также особенности переноса рудосоставляющих элементов и характер химических реакций, ведущих к их концентрации в рудах. В свою очередь, геологические факторы контролируют отделение и перемещение рудоносных расплавов и растворов, создавая благоприятные или неблагоприятные условия для образования промышленно интересных скоплений рудных минералов. При этом только благоприятное сочетание геохимических и геологических факторов способствует образованию промышленного месторождения полезного ископаемого.

Подобное же положение распространяется и на экзогенные рудные концентрации, образование и масштабы накопления которых четко определяются сочетанием во времени и пространстве геохимических особенностей процессов выветривания или осадконакопления с характером геологического развития данного района в период рудоотложения.

Таким образом, геохимическая потенциальная рудоносность геологических комплексов может реализоваться в промышленно-интересные рудные концентрации или не реализоваться в зависимости от конкретных геологических условий. Однако во всех случаях возможность выделения потенциально-рудоносных геологических образований по данным геохимического исследования значительно сокращает площади, рекомендуемые для более детальных поисковых работ, и позволяет научно оценивать перспективы рудоносности малоисследованных регионов и заново переоценивать районы, уже освоенные промышленностью.

Могут быть намечены следующие главные критерии оценки геохимической специализации магматических, метаморфических и осадочных пород, основанные на особенностях: 1) распределения микроэлементов в горных породах; 2) распределения микроэлементов в пордообразующих, второстепенных и акессорных минералах; 3) взаимоотношения пар изоморфных элементов в горных породах.

Критерии, основанные на особенностях распределения микроэлементов в горных породах. Специфические особенности распределения микроэлементов в горных породах в первую очередь могут выражаться в существенно повышенном или пониженном содержании определенного элемента (группы элементов) по сравнению с региональным или глобальным средним, а также в заметном увеличении (уменьшении) дисперсии его распределения. Перечисленные особенности позволяют решать почти все собственно геологические задачи, которые обычно ставятся при геохимическом изучении

ии пород в процессе геологического картирования, в том числе расчленение петрографически однородных магматических серий и установление их комагматичности; расчленение и корреляцию немых осадочных толщ; оценку степени проявления процессов метаморфизма и метасоматоза в пределах магматических и метаморфических комплексов и т. д. Наличие существенно повышенных содержаний рудного элемента или заметно повышенная дисперсия его распределения рассматриваются также в качестве положительного признака, указывающего на потенциальную рудоносность изученного массива или комплекса пород. Хотя эти признаки и не являются единственными и однозначными, они, несомненно, входят в число важных положительных геохимических критериев, которые необходимо учитывать при проведении поисковых работ.

Ранее (Беус, 1968) с общетеоретических позиций было показано, что при кристаллизации магм, несущих повышенные концентрации определенных рудных элементов, твердые продукты их кристаллизации (породы), а также жидкое и газообразные отщепления, образующиеся в процессе становления магматического очага, должны отличаться относительно повышенными содержаниями тех же рудных элементов. При этом в процессе фракционной кристаллизации наиболее высокие концентрации рудных микроэлементов, свойства которых более или менее резко отличаются от свойств петрогенных элементов, будут появляться в самых поздних (остаточных) порциях расплава. В этой связи максимальных содержаний этих микроэлементов (конечно, с учетом кристаллохимических факторов) следует ожидать в минералах, образованных в заключительную стадию кристаллизации магматической породы.

Однако некоторые исследователи (Л. В. Таусон и др.) отрицают наличие зависимости между содержанием рудных микроэлементов в неизмененных магматических породах и их потенциальной рудоносностью. При этом подчеркивается связь повышенных содержаний микроэлементов в породах с явлениями послемагматического их изменения, сопровождавшегося перераспределением, в ряде случаев, накоплением отдельных рудных элементов. Подобное перераспределение под влиянием послемагматических растворов обычно сопутствует процессам рудообразования и в этой связи уже само по себе является положительным признаком при оценке потенциальной рудоносности изучаемого магматического комплекса. Наиболее отчетливо перераспределение микроэлементов в результате послемагматического изменения породы отражается на увеличении неравномерности их распределения, показателем которой являются статистические оценки дисперсии и ее производных — стандартного отклонения и коэффициента вариации. В процессе перераспределения, наряду с разновидностями пород с существенно пониженными содержаниями определенных микроэлементов вследствие их выноса, появляются фации измененных пород, отличающиеся высокими содержаниями тех же элементов.

Как известно, явления послемагматического выноса и переотложение рудных элементов в результате деятельности надкритических и гидротермальных растворов послужили основанием для так называемой мобилизационной гипотезы формирования некоторых типов послемагматических рудных месторождений. Образование промышленно-интересных рудных концентраций в процессе выноса из пород и последующего переотложения (мобилизации) в пределах измененных разностей материнских пород или вне их на некотором удалении от источника

выноса изучены для таких микроэлементов, как олово, бериллий, вольфрам, молибден, tantal и др. Следует подчеркнуть, что во всех случаях объективными признаками прошедших процессов перераспределения рудного вещества являлись заметное увеличение дисперсии распределения и появление отдельных повышенных содержаний рудных микроэлементов в материнских породах.

Таким образом, вне зависимости от связи повышенных содержаний рудных элементов и их спутников в породах с магматической ста-

ТАБЛИЦА 16
СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ОЛОВА В ГРАНИТАХ ОЛОВОНОСНЫХ И НЕОЛОВОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ, млн^{-1}

Регион	Несоловоносные границы	Оловоносные границы	Литературный источник
Калба, Горный и Рудный Алтай	5	16—30	(В. Л. Барсуков, А. Л. Павленко, 1956)
Чукотка	7—8	10—16	(Лугов, 1964)
Забайкалье, Дальний Восток, Казахстан, Урал, Средняя Азия	5	15	(Беус, 1966)
Кавказ, Украина	$2 \pm 0,7$	—	То же
США, Канада, Япония	3	—	(Onishi, Sandell, 1957)
Англия	—	27	(Butler, 1953)
Югославия и Франция	—	37	(Jedwab, 1955)

ТАБЛИЦА 17
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЛИТИЯ В РУДОНОСНЫХ И БЕЗРУДНЫХ ГРАНИТОИДАХ

Граниты (районы их распространения)	Среднее арифметическое		Стандартное отклонение логарифмов содержаний s	Пределы колебания содержаний (млн $^{-1}$) (с вероятностью 0,01 для граничных значений)	Оценка вероятности появления содержаний лития, 100 млн $^{-1}$ и более
	содержаний x , млн^{-1}	логарифмов содержаний $\lg x$			
Граниты земного шара (оценки глобальных параметров распределения)	38	1,504	0,252	8—130	0,024
Непродуктивные на олово, вольфрам, бериллий, tantal (Украина, Кавказ, Урал, Казахстан, Забайкалье)	37,5	1,500	0,256	8—130	0,026
Материнские для пегматитовых месторождений лития, бериллия, tantalа (Казахстан, Средняя Азия, Забайкалье)	100	1,946	0,221	25—300	0,405
Материнские для грейзеновых и кварцевожильных месторождений олова, вольфрама и бериллия (Казахстан, Забайкалье, Западная Сибирь)	80	1,683	0,436	4—540	0,236
Материнские для танталоносных апогранитов (Забайкалье)	130	2,080	0,229	23—440	0,637

ТАБЛИЦА 18

КОЭФФИЦИЕНТЫ КОНЦЕНТРАЦИИ РУДНЫХ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В РУДОНОСНЫХ И БЕЗРУДНЫХ НА Ni, Cu ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ*.
ПО Д. В. ПОЛФЕРОВУ И ДР.

Районы	Типы пород	Характер оруднения							S	KKNi/KKs	H_2O , %
			Ni	Co	Cu	Cr	Ti				
Кольский п-ов	Основные	Отсутствует Сульфидное	0,8 2,1	0,6 1,3	0,8 0,8	1,2 1,2	0,05 0,3	0,05 1,1	16,0 1,1	0,09 2,13	
	Ультраосновные	Отсутствует Сульфидное	1,0 2,3	0,6 1,0	1,7 5,1	1,3 0,9	0,05 0,3	0,06 0,8	16,0 2,9	2,38 4,03	
Северное Прибайкалье	Основные	Отсутствует Сульфидное	1,3 5,9	0,4 2,5	0,9 0,9	1,3 2,7	0,02 0,03	0,07 0,10	18,5 59,0	1,16 3,55	
	Ультраосновные	Отсутствует Сульфидное	0,6 1,4	0,5 0,7	1,1 2,1	1,4 0,6	0,15 0,08	0,01 0,06	60,0 23,4	0,72 2,33	
Норильский	Основные	Отсутствует Сульфидное	1,2 1,9	1,2 1,1	0,9 2,7	1,3 3,9	1,4 0,8	0,3 1,0	4,0 1,9	— —	
Центрально-русский	Интенсивно метаморфизованные ультраосновные	Отсутствует Сульфидное	0,12 0,43	0,57 0,50	2,31 1,89	0,84 0,80	0,02 0,06	2,30 0,76	0,05 0,56	— —	
Северное Прибайкалье	То же	Отсутствует Сульфидное	0,40 0,95	0,10 0,46	0,07 1,60	0,30 0,60	0,007 0,064	0,02 0,06	20 16	— —	

* Коэффициенты концентрации вычислены по отношению к кларкам А. П. Виноградова для соответствующих групп пород.

дней формирования или с явлениями их послемагматического изменения особенности распределения микроэлементов в общем случае могут служить критерием для оценки потенциальной рудоносности магматических пород, с которыми генетически или парагенетически связаны процессы рудоотложения.

В качестве примеров, иллюстрирующих различия в средних содержаниях рудных микроэлементов и их спутников в рудоносных и безрудных магматических комплексах, в табл. 16—18 приведены данные для олова и лития в гранитоидах, а также для никеля, меди, хлора и серы в основных и ультраосновных породах. В отдельных случаях оказывается удобным использовать для сравнения не абсолютные средние содержания элементов-индикаторов, а простые или мультиплекативные коэффициенты концентрации этих элементов. В табл. 18 приведены примеры, иллюстрирующие различие коэффициентов концентрации элементов-индикаторов в никеленосных и безрудных основных и ультраосновных породах.

Однако рудоносность магматического комплекса далеко не всегда проявляется в наличии повышенных содержаний рудных элементов в материнских породах. Примером может служить распределение большинства сульфофильных элементов в магматических комплексах, считающихся материнскими для гидротермальных сульфидных месторож-

дений этих элементов, а также распределение берилля в пегматитоносных гранитах. В последнем случае указывалось (Беус, 1960), что материнские граниты даже весьма крупных пегматитовых месторождений берилла обычно не отличаются сколько-нибудь повышенным содержанием берилля по сравнению с глобальным средним содержанием этого элемента в гранитах. Объяснение этому может быть найдено в широком развитии явлений микроклинизации плагиоклаза в гранитах, с которыми генетически связаны бериллоносные пегматитовые поля. В процессе замещения плагиоклаза, являющегося главным носителем берилля в биотитовых гранитах, калиевым полевым шпатом происходит вынос берилля, отражающийся в известном обеднении материнских пород этих элементов. Таким образом, наличие или отсутствие повышенных содержаний соответствующих элементов в материнских породах рудных месторождений всегда определяется конкретным ходом процессов минералообразования в этих породах, предшествовавших рудообразованию или сопровождавших накопление руд.

Повышенные содержания рудных элементов и их спутников, а также увеличение дисперсии распределения в породах, по всей вероятности, также могут быть использованы в качестве критериев при оценке потенциальной рудоносности некоторых осадочных образований. Согласно Н. М. Страхову, в осадочных толщах, содержащих промышленные рудные концентрации осадочного генезиса, на общем кларковом фоне вмещающих пород получают развитие участки с повышенным содержанием рудных элементов. Перераспределение рудных элементов в осадочных породах имеет место и при формировании месторождения, в процессе диагенетического преобразования осадков. В подобных случаях в пределах рудоносной свиты обычно происходит обеднение рудными элементами разностей осадочных пород, не благоприятных для концентрации рудных минералов, и обогащение этими элементами пород, структурные особенности которых (пористость, трещиноватость и др.) способствуют накоплению рудного вещества. Диагенетическое перераспределение микроэлементов в осадках обычно ведет к увеличению дисперсии их распределения и появлению отдельных заметно повышенных содержаний на общем относительно низком фоне в породах, окружающих рудоносные горизонты. Осадочные месторождения меди, урана и некоторых других металлов, связанные с рудоносными песчаниками, могут служить примерами образований подобного рода.

Критерии, основанные на особенностях распределения примеси рудных элементов в минералах горных пород. В общем случае масштабы изоморфного вхождения микроэлемента в кристаллическую структуру минерала-хозяина определяются кристаллохимическими особенностями данной структуры, а также соотношением активностей микроэлемента и замещаемого им элемента в растворах или расплавах при процессе минералообразования. Таким образом, повышенная активность рудного элемента в растворе или расплаве при образовании минералов, которые могут принять данный рудный элемент в качестве изоморфной примеси в свою кристаллическую структуру, должна выражаться в появлении повышенных содержаний этого элемента в одном или нескольких минералах, представляющих определенную стадию минералообразования. Характер содержания микроэлементов в минералах в ряде случаев позволяет судить об условиях их образования, о геохимической обстановке, существова-

вавшей в момент кристаллизации изученного минерала-индикатора, в том числе и об относительной активности рудных элементов в растворе, или расплаве, из которого выкристаллизовался этот минерал.

Впервые возможность использования особенностей химического состава типоморфных минералов (с точки зрения содержания примесей микроэлементов) для поисков некоторых рудных месторождений была рассмотрена А. Е. Ферсманом в середине 30-х годов. Особое внимание исследователей с этой точки зрения привлекали слюды. Прежде всего была отмечена зависимость между содержанием олова в мусковитах пегматитов и присутствием в пегматитовых телах кассiterита (Л. Х. Аренс, А. И. Гинзбург). Повышенное содержание цезия в лепидолитах было предложено использовать для поисков поллукита (А. И. Гинзбург), а по содержанию в мусковитах пегматитовых жил берилля, tantalа и ниобия оказалось также возможным судить о присутствии в пегматитах берилла и tantalita-колумбита (Е. Хайнрич, А. А. Беус).

Значительный шаг в разработке проблемы использования распределения микроэлементов в отдельных минералах-индикаторах был сделан в 1956 г., когда В. Л. Барсуков обосновал зависимость между повышенным содержанием олова в биотитах гранитов и оловоносностью последних. Тем самым возможность использования геохимических данных о распределении микроэлементов в породообразующих и второстепенных минералах для поисковых целей была распространена и на горные породы, связанные с рудными концентрациями более отдаленной связью, чем в случае пегматитов. Интересным критерием оказалась примесь микроэлементов в некоторых акцессорных минералах горных пород (кассiterит, циркон). В случае кассiterита изучение этих примесей позволило разработать генетическую схему, характеризующую типоморфизм этого минерала (А. С. Дудыкина), а также использовать примесь tantalа в кассiterите в качестве косвенного критерия при поисках tantalовых месторождений.

В ряде случаев практически неразличимые отличия в распределении элементов-индикаторов в материнских породах рудных месторождений и аналогичных, но безрудных породах проявляются более четко при сравнении содержания этих элементов в отдельных минералах, являющихся их концентраторами или носителями в породе. Так, в рассмотренном выше случае материнских гранитов бериллоносных пегматитовых полей, при отсутствии различий в содержании берилля в пегматитоносных и безрудных гранитах, намечается достаточно четкое различие в содержании этого элемента в плагиоклазе ($0-15 \text{ млн}^{-1}$ в безрудных гранитах, против $15-42 \text{ млн}^{-1}$ в пегматитоносных). Для свинца, который не проявляет сколько-нибудь заметной концентрации в магматических породах, считающихся материнскими для его месторождений, установлены факты более высокого его содержания в калиевом полевом шпата из гранитоидов рудных районов, чем в этом же минерале из заведомо безрудных гранитоидов (Беус, 1966, 1968).

В качестве примера, иллюстрирующего различие в распределении рудных элементов-индикаторов в минералах рудоносных и безрудных пород, ниже (табл. 19) приводится распределение tantalа в мусковитах пегматитов, содержащих tantalit-колумбит, и мусковитах слюдяных и керамических пегматитов, не содержащих этого минерала.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТАНТАЛА В МУСКОВИТАХ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Характер пегматитового поля (регион; число проб)	Среднее арифметическое \bar{x}		Стандартное отклонение логарифмов содержаний s	Коэффициент вариации v , %
	содержаний (млн- $^{-1}$)	логарифмов содержаний		
Поля слюдяных и керамических пегматитов (Карелия, Мама, Бирюса, Урал, Украина, Прибайкалье; 20 проб)	4	0,490	0,255	50
Поля редкометальных пегматитов с tantalитом-колумбитом (Забайкалье, Вост. Казахстан, Средняя Азия; 120 проб)	35	1,486	0,245	54

Критерии, основанные на отношениях содержаний геохимически связанных элементов в породах и минералах. Использование критериев, основанных на отличиях в характере связей между изоморфными и геохимически близкими элементами в горных породах, для решения ряда общегеологических, геохимических и поисковых задач, исходит из различного поведения этих элементов при изменении внешних условий миграции.

Так, например, особенности взаимной миграции и изоморфизма у большинства химических элементов существенно различны в условиях магматического процесса и в постмагматическую стадию, когда миграция элементов осуществляется в составе надкритических или гидротермальных водных растворов. Как известно, изоморфные отношения между химическими элементами в магматических расплавах в значительной мере определяются близостью ионных радиусов и соответственно возможностью образования соответствующими элементами координационных построек с кислородом, близких по параметрам и энергетике. Незначительные, а иногда и заметные различия в химических свойствах между петрогенным элементом и изоморфным с ним микроэлементом в данном случае затрудняют, но не исключают полностью возможность изоморфизма. Сравнительное постоянство термодинамических условий магматической кристаллизации для данного массива или комплекса определяют известную стабильность относительной активности элементов изоморфной пары в магматическом расплаве. Последнее, в свою очередь, является причиной относительного постоянства отношений изоморфных элементов в продуктах магматической кристаллизации генетически связанных серий магматических пород. Подобная закономерность была детально изучена Л. Х. Аренсом (1952 г.), предложившим использовать постоянство отношений изоморфных, геохимически близких элементов для решения ряда геологических задач, в частности для определения комагматичности интрузивных и эфузивных комплексов и т. д. При этом используются весьма четко проявленные изоморфные связи между петрогенными элементами и микроэлементами в парах геохимически близких элементов: K—Rb, Al—Ga и других или изоморфные связи между микроэлементами типа Rb—Tl, элементами группы редких земель и др.

Отметим, что для практических целей наибольший интерес представляют критерии, основанные не на сходстве геохимических свойств изоморфных элементов, а на проявлении различий в этих свойствах, которые в ряде случаев позволяют достаточно определенно судить об изменении условий минералообразования. В частности, в процессах минералообразования, связанных с деятельностью постмагматических растворов, «борьба» за место в кристаллической структуре образующегося минерала между главным элементом-хозяином и микроэлементами-примесями в значительной мере зависит от изменения относительной активности этих элементов, определяющейся режимом кислотности-щелочности растворов. При этом различия (пусть даже незначительные) в химических свойствах изоморфных элементов, не проявившиеся в магматическом расплаве, становятся ведущим фактором, способствующим или препятствующим изоморфному вхождению того или иного элемента в структуру минерала.

В качестве примера рассмотрим такую типичную изоморфную пару, как алюминий—галлий. Галлий, являющийся типичным рассеянным элементом, близким по химическим свойствам и ионному радиусу к алюминию, связан с этим элементом в процессах магматической кристаллизации исключительно тесно. Подавляющее число атомов галлия в земной коре рассеяно в структурах алюминийсодержащих минералов, при этом в генетически связанных сериях магматических пород галлий-алюминиевое отношение, определяемое резко выраженной положительной корреляционной зависимостью между содержанием алюминия и галлия в породах, исключительно постоянно. Это отношение весьма мало колеблется также и в пределах различных типов магматических пород, что на обширном материале было убедительно показано С. Р. Нокколдсом и Р. Алленом (Нокколдс, Аллен, 1958). Учитывая, что галлий по сравнению с алюминием обладает несколько более основными свойствами, в продуктах деятельности водных растворов, образованных в условиях достаточно резко изменяющегося режима кислотности-щелочности, нельзя ожидать сохранения прямой корреляционной зависимости между содержанием галлия и алюминия, несмотря на близость ионных радиусов и весьма незначительные различия в химических свойствах элементов. Подобная особенность, в частности, характерна для грейзенового процесса, в котором парагенезисы, образованные в условиях значительной кислотности растворов и содержащие такой высокоглиноземистый минерал, как топаз ($48,2-62,0\% Al_2O_3$), отличаются минимальным содержанием галлия и соответственно резко пониженным галлий-алюминиевым отношением (Беус, 1960).

Таким образом, количественные взаимоотношения микроэлементов-примесей и изоморфных с ними главных элементов должны быть существенно различны в одних и тех же минералах магматического генезиса и образованных из надkritических или гидротермальных водных растворов. Подобные отличия могут оказать существенную помощь при выявлении метасоматически измененных разностей магматических пород, петрографическая диагностика которых в ряде случаев оказывается затруднительной.

В частности, в процессе проведения мелкомасштабных поисковых работ на такие окси菲尔льные рудные элементы, как бериллий, олово, вольфрам, tantal, выделение метасоматически измененных фаций гранитоидов позволяет прогнозировать возможность выявления месторождений перечисленных элементов альбититовой и кварцево-гнейзеновой

формаций. Эффективность прогнозирования в данном случае повышается в связи с особенностями поведения магния и лития в материнских гранитах месторождений металлов этой группы. Тенденция лития к концентрации, а магния к рассеянию в поздних фациях рудоносных гранитов, в которых в той или иной мере проявились процессы высокотемпературного послемагматического метасоматоза*, позволяет успешно использовать магний-литиевое отношение в гранитах в качестве критерия для оценки их потенциальной рудоносности. Гораздо менее чувствительным, хотя и характерным индикатором в данном случае является калий-рубидиевое отношение (табл. 20).

ТАБЛИЦА 20
НЕКОТОРЫЕ ИНДИКАТОРНЫЕ ОТНОШЕНИЯ В ГРАНИТОИДАХ

Характер гранитондов	K/Rb	Mg/Li	Zr/Sn	V/Nb
Среднее для гранитондов литосферы	170	370	80	4,4
Среднее для гранитов литосферы	170	90	60	2,1
Граниты с заметным проявлением процессов: послемагматического метасоматоза микроклинизации, альбитизации и мусковитизации	Около 100			
	150	20		
Среднее для гранитондов, с которыми не связаны месторождения Li, Be, Sn, W, Ta	170	270	76	
Среднее для гранитондов, с которыми связаны месторождения Li, Be, Sn, W, Ta	130	75	30	
а) в том числе для материнских биотитовых гранитов пегматитовых месторождений Li, Be, Ta, Cs	160	40	12	0,8
б) то же, пегматитовых и апогранитовых месторождений Та	126	30	14	0,6

В качестве индикаторов могут использоваться не только отношения изоморфных элементов, но также отношения всех других элементов, особенности миграции которых в данном процессе обладают достаточно четкими различиями (например, Zr/Sn, V/Nb в гранитоидах и др., см. табл. 20). Е. М. Квятковский и др. (1972) предложили для выделения потенциально никеленосных массивов основных — ультраосновных пород использовать индикаторное отношение средних содержаний, а также дисперсий содержаний S/P₂O₅. Ранее для этой же цели, Д. В. Полферов (1962) предложил использовать отношение коэффициентов концентрации никеля и серы в породах (т. е. с равным успе-

* Четкое уменьшение роли магния в фациях гранитондов, в той или иной мере подвергшихся высокотемпературным послемагматическим изменениям, по всей вероятности, обязано увеличению относительной активности железа по сравнению с магнием в растворах, отличающихся несколько повышенной валовой активностью кислот. Результатом этого является замещение в биотитах магния на железо. Поскольку биотит — главный носитель магния в гранитах, вынос магния из этого минерала определяет существенное понижение его содержания в породе в целом.

хом могут быть использованы и соотношения содержаний этих элементов)*.

Статистическая обработка количественной информации о распределении элементов-индикаторов и индикаторных отношений в породах позволяет математически описывать геохимическую специализацию геологических комплексов и обосновывать критерии для выделения регионов, перспективных с точки зрения локализации определенных типов руд. Геохимическая информация, полученная в результате аналитического исследования отобранных проб, систематизируется в соответствии с петрографическими особенностями опробованных пород. Составленные, таким образом, геохимические выборки обрабатываются обычными методами математической статистики с целью определения оценок параметров распределения содержаний или их логарифмов (в зависимости от закона распределения). Одновременно производится вычисление отношений характерных элементов-индикаторов и их статистическая обработка. Наиболее интересными, как правило, являются отношения элементов-индикаторов (например, Mg/Li и др.), обладающих разнонаправленными миграционными свойствами. В зависимости от геохимических особенностей изучаемых пород, а также от характера решаемых задач могут быть вычислены частные, аддитивные или мультиплекативные коэффициенты концентрации отдельных элементов-индикаторов и их групп по отношению к глобальным или (что значительно эффективнее) региональным средним**.

При решении вопроса об отнесении рассматриваемого типа пород в ту или иную группу, наряду с оценками средних арифметических и стандартных отклонений, в качестве критериев могут использоваться также оценки вероятности появления определенных значений содержаний или отношений, выбранных путем сопоставления параметров распределения элементов-индикаторов и индикаторных отношений в известно рудоносных и безрудных геологических комплексах. Использование подобной методики в ряде случаев позволяет резко сократить (до 10—30) число проб, необходимых для объективного решения вопроса о принадлежности выборки к определенному типу геохимической специализации (табл. 21).

Рассмотрим один из наиболее простых методов обоснования оценочных критериев на примере лития. В табл. 17 и 21 приведены оценки параметров распределения лития в гранитах, продуктивных на комплекс генетически связанных рудных элементов (Li, Be, Sn, Ta, W), обычно объединяемых в группу редких, и в непродуктивных на эти элементы гранитоидах. На основе этих оценок, вычисленных из представительных выборок, можно, пользуясь простыми статистическими приемами (см. ниже), рассчитать вероятностные пределы колебания со-

* Следует иметь в виду, что использование коэффициентов концентрации вместо оценок средних содержаний (или логарифмов содержаний) повышает наглядность, однако часто отрицательно влияет на точность выводов, поскольку в конечный результат наряду с известной ошибкой вычисленных оценок средних вносятся обычно неизвестная (иногда значительная) сшибка глобального среднего. Поэтому рекомендуется использовать в качестве критериев лишь статистически обработанные оценки коэффициентов концентрации.

** При использовании мультиплекативных и аддитивных показателей следует иметь в виду, что группировка и суммирование химических элементов для подобных преобразований должны иметь конкретный геохимический смысл. Обязательным, в частности, является наличие односторонних корреляционных связей у всех объединяемых элементов.

ТАБЛИЦА 21

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ МАТЕРИНСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ (Li, Be, Sn, W, Ta)

Элемент-индикатор, или индикаторное отношение	Оценки параметров распределения в гранитоидах*					Содержание (млн. ⁻¹) или отношение, выбранное в качестве критерия	Вероятность появления индикаторного значения в совокупности проб из гранитоидов		
	непродуктивных			продуктивных			непродуктивных	продуктивных	
	\bar{x} , млн. ⁻¹	s	S _{lg}	\bar{x} , млн. ⁻¹	S _{lg}				
Li	37	—	0,26	80	0,43	100	$\leq 0,02$	$\geq 0,23$	
Sn	5	2,98	—	15	0,35	20	$\leq 0,01$	$\geq 0,16$	
Mg/Li	270	—	0,31	75	0,40	30	$\leq 0,001$	$\geq 0,27$	
ZrSn	76	—	0,39	30	0,36	100	$\geq 0,98$	$\leq 0,38$	
						30	$\leq 0,07$	$\geq 0,46$	

держаний в сравниваемых совокупностях (в предпоследней графе табл. 16 они вычислены с вероятностью 0,01 для граничных значений). Сравнивая эти колебания, следует выбрать одно или несколько значений содержания, которые типичны для одной из совокупностей и редки (близки к критическим крайним значениям) для другой. В данном случае могут быть выбраны содержания лития 25—100 млн.⁻¹. Первое из них близко к глобальному среднему, но не типично для рудоносных материнских гранитов редкометальных месторождений; второе характерно для последних, но близко к критическому значению для непродуктивных гранитов. Для того чтобы количественно оценить возможность использования выбранных значений в качестве поискового критерия, рассчитаем, используя таблицы интегральной функции Лапласа (Φ_z), вероятность появления в наших совокупностях содержаний лития больших, чем выбранные.

I. Произведем расчеты для значения 25 млн.⁻¹. При этом $a=25$; $\lg a=1,398$. Для непродуктивных гранитов:

$$z = \frac{\lg a - \lg x}{S_{\lg}} = \frac{1,398 - 1,500^*}{0,256} = -0,400. \quad \Phi_z = -0,155,$$

где a — избранное значение содержания;

z — аргумент интегральной функции Лапласа;

Φ_z — функция Лапласа (находится из таблиц).

Вероятность $P_{x > 25} = 0,5 - (-0,155) = 0,655$.

Таким образом, в совокупности непродуктивных гранитов вероятность появления проб с содержаниями, большими, чем 25 млн.⁻¹, составляет 0,655, или округленно 66%. Соответственно 44% совокупности составляют пробы с содержанием, меньшим, чем выбранное нами значение.

Для продуктивных гранитов пегматитовых месторождений:

$$z = \frac{1,398 - 1,946}{0,221} = 2,48; \quad \Phi_z = -0,493;$$

$$P_{x > 25} = 0,5 - (-0,493) = 0,993,$$

т. е. 99% содержаний лития в пробах этой совокупности больше, чем 25 млн.⁻¹, и только 1% меньше этого значения.

* Оценки логарифмических параметров распределения взяты из табл. 17. При нормальном законе используются оценки распределения содержаний.

Для продуктивных гранитов грейзеновых и кварцевожильных месторождений.

$$z = \frac{1,398 - 1,683}{0,486} = -0,586; \quad \Phi_z = -0,224;$$

$$P_{x \geq 25} = 0,5 - (-0,224) = 0,724,$$

т. е. для этой совокупности вероятность встречи проб с содержаниями лития, меньшими, чем 25 млн⁻¹, составляет около 28%.

II. Произведем аналогичные расчеты для значения 100 млн⁻¹ лития. При этом $a = 100$ и $\lg a = 2,000$.

Для непродуктивных гранитов:

$$z = \frac{2,000 - 1,500}{0,256} = 1,95; \quad \Phi_z = 0,474;$$

$$P_{x \geq 100} = 0,5 - 0,474 = 0,026,$$

т. е. вероятность встречи проб с такими содержаниями в рассматриваемой совокупности достаточно мала (порядка трех проб на сто).

Для материнских гранитов пегматитовых месторождений:

$$z = \frac{2,000 - 1,946}{0,221} = 0,22; \quad \Phi_z = 0,087;$$

$$P_{x \geq 100} = 0,5 - 0,087 = 0,413,$$

т. е. почти половина проб в этой совокупности продуктивных гранитов имеет содержания, превышающие 100 млн⁻¹.

Для материнских гранитов грейзеновых и кварцевожильных месторождений:

$$z = \frac{2,000 - 1,683}{0,436} = 0,72; \quad \Phi_z = 0,264;$$

$$P_{x \geq 100} = 0,5 - 0,264 = 0,236.$$

Рассчитанные вероятности могут быть суммированы следующим образом (табл. 22).

ТАБЛИЦА 22
ИНДИКАТОРНЫЕ ВЕРОЯТНОСТИ ПОЯВЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЙ
ЛИТИЯ В ГРАНИТАХ

Граниты	Индикаторные содержания, млн ⁻¹	
	25	100
Материнские непродуктивные:		
пегматитовых месторождений	0,44	0,03
гнейзеновых и кварцевожильных месторождений	0,01	0,41
	0,28	0,24

Сопоставляя полученные данные, видим, что содержание лития 100 млн⁻¹ может служить достаточно контрастным критерием для разделения продуктивных и непродуктивных на рассматриваемый комплекс элементов гранитоидов. В то же время содержание 25 млн⁻¹ лития, по-видимому, может быть использовано лишь для выделения «пегматитоносных» гранитов, так как вероятности появления содержаний

меньших, чем 25 млн^{-1} в непродуктивных гранитоидах, а также материнских гранитах грейзеновых и кварцевожильных месторождений различаются недостаточно контрастно.

На основе вычисленных вероятностей можно рассчитать оптимальные объемы выборок (т. е. необходимое число проб), достаточные для уверенного отнесения опробованной совокупности к тому или иному классу. Для этого могут быть использованы таблицы П. Н. Черницкого (1957), которые связывают величины числа испытаний, обеспечивающих выход некоторого случайного события с гарантийной вероятностью появления его не менее заданного числа раз, при известной вероятности появления такого события на одно испытание. Условимся, что оптимальной будем считать выборку минимального объема, содержащую с вероятностью 0,95 не менее трех—пяти проб с выбранными значениями индикаторных содержаний. В табл. 23 приведено число проб, которое нужно отобрать в рассмотренных выше примерах с тем, чтобы иметь в выборке не менее трех или пяти проб с критическими значениями x .

ТАБЛИЦА 23
МИНИМАЛЬНЫЙ ОБЪЕМ ВЫБОРОК, СОДЕРЖАЩИХ
С ВЕРОЯТНОСТЬЮ 0,95 ОДНУ, ТРИ И ПЯТЬ ПРОБ
С КРИТИЧЕСКИМИ (ИНДИКАТОРНЫМИ) СОДЕРЖАНИЯМИ
ЛИТИЯ

Тип выборки и величины индикаторных значений	Число критических проб в выборке		
	1	3	5
Непродуктивные граниты:			
а) 25 млн^{-1} ,	5	12	20
б) 100 млн^{-1}	98	206	304
Материнские граниты пегматитовых месторождений:			
а) 25 млн^{-1} ,	300	620	910
б) 100 млн^{-1}	6	13	19
Материнские граниты грейзеновых и кварцевожильных месторождений:			
а) 25 млн^{-1} ,	9	20	30
б) 100 млн^{-1}	11	24	35

Из данных табл. 23 видно, что, если мы сочтем достаточным иметь в выборке не менее трех проб с индикаторным значением содержания лития 100 млн^{-1} или больше, то оптимальный объем геохимической выборки для уверенного разделения потенциально-рудоносных и безрудных гранитоидов составит 24 пробы. Вероятность появления даже двух проб, содержащих 100 млн^{-1} и более лития в выборке из непродуктивных гранитоидов, составляет всего 0,015, а для трех проб она меньше 0,005. Для того чтобы иметь не менее пяти критических значений в выборке, представляющей продуктивные граниты, объемы выборки в данном случае следует увеличить до 35 проб.

МЕЛКОМАСШТАБНОЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ КАК МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ПРИ ПОИСКОВЫХ РАБОТАХ

При проведении геохимических поисковых работ изучение геохимической специализации геологических комплексов направлено на решение совершенно определенных задач, обычно возникающих на ранней, рекогносцировочной стадии. Как уже отмечалось выше, оценка потенциальной рудоносности магматических, метаморфических и осадочных комплексов позволяет локализовать наиболее перспективные площади для проведения дальнейших более детальных поисков, однако этот метод прогнозирования не может рассматриваться как прямой поисковый метод. Условия, определяющие его применение и комплексирование с другими уже собственно поисковыми методами, будут рассмотрены ниже. Здесь же целесообразно подчеркнуть, что исследования рассматривающего направления имеют особо важное значение при изучении и оценке рудоносности территорий, перекрытых мощным чехлом дальнеприносных осадочных отложений, что, например, имеет место в пределах многих платформенных регионов. В таких случаях выводы, определяющие направление дальнейших геологопоисковых работ, часто делаются на основании изучения керна единичных скважин, и возможность объективной геохимической оценки потенциальной рудоносности массива или комплекса, вскрытого под мощной толщей осадочных пород одной или несколькими скважинами, имеет большое экономическое значение.

Изучение геохимической специализации геологических комплексов при поисковых работах осуществляется в основном геохимическим картированием коренных пород в масштабах 1 : 200 000—1 : 50 000. Наиболее целесообразно проводить геохимическое картирование совместно с геологической съемкой. Однако в закартированных районах можно использовать готовую геологическую основу. В результате мелкомасштабного геологического картирования коренных пород составляются прогнозные геолого-геохимические карты, основой для которых служат геологические карты соответствующих масштабов.

Расчленение геологических комплексов, слагающих изученную площадь по типам геохимической специализации, является общей задачей мелкомасштабного геохимического картирования коренных пород. Решаемые при этом конкретные поисковые задачи формулируются следующим образом:

- 1) выделение потенциально-рудоносных геологических комплексов с целью направления более детальных поисковых работ на конкретные виды полезных ископаемых;
- 2) выявление на картируемой площади потенциально-рудоносных геологических образований (зон и фаций метасоматически измененных пород, тектонических нарушений, зон трещиноватости, экзоконтактовых ореолов интрузивных тел и т. д.), а среди них наиболее перспективных для последующего более детального изучения;
- 3) определение оценок параметров распределения элементов-индикаторов оруденения в породах с целью математического описания геохимического фона и последующего использования этих данных при проведении детальных поисков месторождений по первичным геохимическим ореолам.

По результатам мелкомасштабного геохимического картирования коренных пород могут решаться также разнообразные геологические задачи, кратко охарактеризованные выше.

Виды работ, которые выполняются при мелкомасштабном геохимическом картировании, проводимом с целью изучения геохимической специализации пород, включают (Беус, 1966): а) геологическое описание пунктов геохимического опробования с особо тщательной характеристикой геологических факторов, влияющих на параметры распределения химических элементов (степень метаморфизма, интенсивность наложенных процессов, степень и характер гипергенного изменения и т. п.); б) геохимическое опробование коренных пород; в) аналитическое изучение отобранных проб; г) обработку результатов анализов и нанесение геохимических параметров на структурно-геологическую основу, т. е. составление геолого-геохимической карты.

Детальность геохимического картирования определяется масштабом геологической основы и заданной точностью оценок параметров распределения химических элементов, характеризующих каждый тип пород, выделяемых на геологической карте. Таким образом, прямая зависимость между площадью выхода на поверхность того или иного типа пород и числом отбираемых из них геохимических проб в данном случае не является определяющим принципом опробования. Каждый тип пород, выделяемый на карте в масштабе картирования, должен быть одинаково и вне зависимости от занимаемой площади охарактеризован с заданной точностью оценками параметров распределения химических элементов, которые могут быть использованы в качестве индикаторов рудоносности. В результате при мелкомасштабном геохимическом картировании главным фактором, определяющим число проб, отобранных из данного типа пород, является степень неравномерности распределения элементов-индикаторов, оцениваемая дисперсией распределения содержаний или коэффициентом вариации.

Обычно для целей мелкомасштабного геохимического картирования считается достаточной точность средних оценок $\pm 20\%$, определяемая с 5%-ным уровнем значимости. Зависимость количества проб, необходимых для достижения такой точности, от коэффициента вариации содержаний соответствующих элементов выражается следующими формулами: для точности $\pm 20\%$ $n_{20\%} = \frac{v^2}{100}$; для точности $\pm 30\%$ $n_{30\%} = \frac{v^2}{200}$, где n — достаточное для заданной точности число проб и v — коэффициент вариации содержаний элемента-индикатора.

Точность геохимического опробования с уровнем ошибки среднего арифметического $\pm 30\%$ в ряде случаев допускается при использовании приближенно-количественных методов спектрального анализа. Для элементов-индикаторов, коэффициент вариации содержаний которых в данном типе пород не превышает 60%, число 30 проб обычно является достаточным для достижения требуемой точности $\pm 20\%$ (в эту группу входит большинство микроэлементов обычных горных пород). При использовании приближенно-количественных методов спектрального анализа коэффициент вариации содержаний в некоторых случаях повышается до 100% за счет случайных ошибок, вносимых методикой анализа. В этих случаях число геохимических проб, отбираемых из данного типа пород, доводят до 50. Число проб, оцененное из приведенных выше формул (исходя из опыта), распространяется на опробуемую площадь, не превышающую 50 км² для магматических и 200 км² для

осадочных пород. Если площадь обнажения данного типа пород превышает указанную величину, то число отбираемых проб соответственно увеличивается.

При геохимическом картировании, проводимом совместно с геологической съемкой, полевые наблюдения и геохимическое опробование проводятся в основном в тех же маршрутах, разрезах, горных выработках и точках наблюдения, что и геологическая съемка.

Коренные породы в процессе геохимического картирования опробуются по профилям, ориентированным в направлении максимальной изменчивости исследуемого комплекса или типа пород (обычно вкрест простирации массива, свиты и т. д.). При этом, соблюдая равномерность опробования, желательно выбирать геохимические профили так, чтобы они пересекали все фациальные или фазовые разновидности картируемого типа пород, которые не выделяются на геологической карте данного масштаба.

В процессе мелкомасштабного геохимического картирования обязательно опробуются также встреченные в маршрутах зоны измененных пород, зоны тектонических нарушений, жильные тела и другие геологические образования, не попадающие в масштаб картирования, но могущие представлять интерес с точки зрения обнаружения рудных концентраций. По каждому из подобных объектов отбираются три-пять геохимических проб, которые затем исследуются отдельно и не включаются в совокупность проб, характеризующих картируемый тип пород.

Обратимся к массе и методу отбора геохимических проб при мелкомасштабном геохимическом картировании. Экспериментальная работа, проведенная в этом направлении, показала, что оптимальная масса геохимической пробы может быть принята равной 100—150 г*. Метод отбора пробы — точечный.

Для выбора элементов-индикаторов все отобранные пробы анализируют приближенно-количественным спектральным методом на максимально целесообразное число микроэлементов. Решение каждого из вопросов, которые могут быть поставлены перед геохимическим картированием, обычно требует своего комплекса элементов-индикаторов. При этом возможны два случая, определяющие особенности обработки результатов приближенно-количественного спектрального анализа:

1) ранее проведенными исследовательскими работами установлены элементы-индикаторы рудоносности, возраст и т. д. (в зависимости от характера решаемых задач);

2) элементы-индикаторы для решения задач, поставленных перед геохимическим картированием данной территории, неизвестны.

Первый случай наиболее простой. Исходя из имеющихся данных производится математическая обработка результатов анализа проб по конкретным элементам-индикаторам с тем, чтобы путем сравнения оценок параметров распределения этих элементов с известными эталонами дать однозначный ответ на поставленный вопрос. В ряде случаев для получения точных оценок параметров может оказаться необходимым дополнительное проведение количественных спектральных, плацентно-фотометрических и даже химических анализов.

* При геохимическом опробовании пород, для которых предусматривается изучение аксессорных минералов, масса проб увеличивается до 1 кг. Навеска для анализа массой 100 г в этом случае отквартовывается после дробления пробы до 1 мм.

Во втором случае для выбора элементов-индикаторов производится математическая обработка приближенно-количественных спектральных определений всех микроэлементов. Затем выбирается несколько элементов, параметры распределения которых в сравниваемых типах пород характеризуются наибольшими различиями. В случае необходимости получения более точных данных по выделенным элементам-индикаторам геохимические пробы анализируются на эти элементы количественно. Обычно для однозначного решения конкретного вопроса о сходстве или различии тех или иных типов пород достаточно двух-четырех элементов-индикаторов.

Необходимо подчеркнуть, что значимость индикаторов резко увеличивается при наличии между ними корреляционной зависимости. Поэтому выбор в качестве индикаторов коррелирующих элементов является важной задачей обработки аналитических данных. В этом случае разделение пород при необходимости может быть произведено на основе аддитивных или мультипликативных показателей, полученных путем группирования элементов, имеющих положительные корреляционные связи.

Заключительным этапом геохимического картирования является нанесение геохимических параметров, характеризующих особенности распределения химических элементов в породах на структурно-геологическую основу, т. е. составление геолого-геохимических карт. При этом следует учитывать, что геолого-геохимические карты призваны в каждом случае способствовать решению совершенно конкретных геологических задач, важнейшей из которых является прогнозная оценка рудоносности геологических комплексов, слагающих данную территорию. В этой связи на составляемых геолого-геохимических картах отражается распределение в породах тех элементов, которые могут служить в качестве индикаторов потенциальной рудоносности геологических комплексов.

В результате мелкомасштабного геохимического картирования коренных пород могут составляться следующие типы рабочих геолого-геохимических карт.

1. Карты геохимической специализации геологических комплексов:

- а) моноэлементные;
- б) полиэлементные.

2. Карты геохимической специализации тектонических зон и послемагматических образований.

Моноэлементные карты геохимической специализации геологических комплексов обычно представляют собой прозрачные накладки на штриховую структурно-литологическую карту. По каждой из этих накладок в цветной или штриховой легенде в пределах оконтуренных на карте типов пород отражаются оценки параметров распределения одного из характерных химических элементов, выбранных в качестве индикатора рудоносности*. Индикационными признаками для легенды в различных случаях могут быть: а) средние содержания элемента; б) пределы колебания содержаний, определенные с заданной вероятностью; в) коэффициенты концентрации по отношению к среднему значению геохимического фона; г) коэффициенты вариации содержаний и т. д. Важно, чтобы индикационный признак, выбранный

* Карты геохимической специализации могут также составляться на фотоотпечатках или синьках с нанесением штрихами геологической основы.

для изображения на карте геохимической специализации, наиболее четко отражал геохимическую специфику закартированных геологических образований.

На полиэлементных картах геохимической специализации отражается распределение в породах геохимически близких пар элементов, их отношение (например, для гранитоидов: магний—литий, калий—рубидий, цирконий—олово; для основных пород и ультрабазитов: никель—сера и др.) или коэффициент корреляции элементов-индикаторов и т. д. Для элементов, содержания которых характеризуются прямой корреляционной зависимостью, могут составляться карты мультисодержаний, представляющих собой произведение логарифмов содержаний коррелирующих элементов или произведение коэффициентов концентраций этих элементов и т. д. Полиэлементные карты геохимической специализации обычно составляются в случаях, когда задачи, ставящиеся перед геохимическим картированием, не могут быть решены при помощи моноэлементных карт.

Карта геохимической специализации тектонических зон и послемагматических образований составляется на прозрачной накладке или непосредственно на структурно-литологической основе. Кроме тектонических зон, на основу наносятся также послемагматические образования (жильные тела, зоны гидротермального изменения и т. д.), даже если они не входят в масштаб картирования.

Около тектонических зон и послемагматических образований цветной тушью наносятся символы микроэлементов, содержания которых в данном образовании существенно отличаются от геохимического фона. Особенно выделяются символы элементов, содержание которых заслуживает внимания с практической точки зрения.

Перечисленные типы рабочих геолого-геохимических карт вместе с картами геохимических потоков рассеяния служат основой для составления металлогенической прогнозной карты. Последняя является главным результатом проведенных геохимических исследований.

При составлении геохимической основы для прогнозных металлогенических карт на геологической карте выделяются те комплексы и типы пород, которые по характеру распределения элементов-индикаторов рудоносности могут быть оценены как потенциально-перспективные. Последние позволяют с учетом структурных критериев оконтуривать площади, рекомендуемые для постановки детальных поисковых работ на конкретные полезные ископаемые.

При составлении прогнозной геолого-геохимической (металлогенической) карты могут иметь место два различных случая:

1) геохимические критерии, служащие для выделения потенциально-перспективных геологических комплексов, известны на основе опыта работ в других районах (при картировании в масштабе 1 : 50 000 такие критерии могут быть установлены по результатам картирования в масштабе 1 : 200 000 или 1 : 100 000);

2) геохимические критерии, служащие для выделения потенциально-перспективных геологических комплексов, не определены.

Пример. Одной из задач составления прогнозной металлогенической карты является выделение площадей, перспективных с точки зрения поисков месторождений олова.

В результате ранее проведенных исследований известны следующие геохимические критерии оловоносных гранитоидных интрузивных комплексов:

- а) вероятность появления содержаний олова 10 млн^{-1} и более составляет 0,82;
- б) вероятность появления содержаний олова равных и меньших, чем 5 млн^{-1} , составляет 0,03; среднее арифметическое содержание олова в массиве 15 млн^{-1} и более.

Используя полученные по данным опробования оценки параметров распределения олова в гранитах закартированного района, вычисляем для имеющихся геохимических выборок вероятности появления содержаний олова, больших, чем 10 млн^{-1} , и меньших, чем 5 млн^{-1} . Выделяем из них выборки, которые соответствуют потенциально рудоносным гранитам, а затем оконтуриваем перспективные массивы на прогнозной карте, обозначая их соответствующим цветом или штриховкой.

Если геохимические критерии рудоносности неизвестны, то в процессе составления прогнозной карты необходимо определить геохимические параметры (критерии), которые могут служить для выявления потенциально-рудоносных геологических комплексов.

С этой целью производится геохимическое изучение типичных геологических комплексов, с которыми доказана генетическая или парагенетическая связь рудных месторождений, известных в пределах закартированной площади. По результатам геохимического опробования определяются оценки параметров распределения рудных элементов и их спутников. Эти оценки в дальнейшем служат в качестве эталона для сравнения с оценками параметров распределения элементов-индикаторов в других комплексах аналогичного состава, развитых в пределах закартированной площади. Комpleксы или типы пород, геохимически аналогичные эталонному, выделяются как потенциально-перспективные.

Важной составной частью материалов, используемых для составления геохимической основы прогнозных металлогенических карт, являются данные изучения геохимической специализации тектонических зон.

Анализ таких данных дает основание наметить в пределах каждой конкретной тектонической зоны типичный комплекс рудных элементов и их спутников, позволяющий судить о потенциальной рудоносности данной структуры. Перенесение этих рудных ассоциаций на прогнозную карту определяет возможность оценки тектонических зон с точки зрения направления детальных поисковых работ на те или иные виды полезных ископаемых.

Таким образом, геолого-геохимическая основа для прогнозных металлогенических карт представляет собой структурно-геологическую карту, на которой специальными обозначениями выделены:

- а) геологические комплексы, признанные на основе оценки специальных геохимических критериев потенциально-рудоносными на определенные полезные ископаемые;

- б) перспективные тектонические зоны с указанием рудных элементов, концентрации которых могут быть встречены в связи с данной структурой.

Обязательным элементом прогнозных геолого-геохимических карт является также информация о наличии аномальных содержаний рудных элементов в донных осадках гидрографической сети (потоки рассеяния рудных элементов).

Использование геохимической информации при составлении прогнозных металлогенических карт резко повышает научную обоснованность прогнозирования. Геолог, использующий эту информацию, получает возможность обосновывать свои выводы на строгой количественной основе, исходя из объективных закономерностей распределения концентраций химических элементов в земной коре.

Глава V

ПЕРВИЧНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ПОИСКОВЫХ РАБОТАХ

Первичные геохимические ореолы рудного месторождения или рудного тела представляют собой окорудное пространство, обогащенное или обедненное рядом химических элементов в результате их привноса или перераспределения в процессе рудообразования.

Первичные геохимические ореолы и зоны окорудного изменения пород являются генетически родственными образованиями и между ними не всегда удается провести четкую границу. Так, зоны сернистизацииrudовмещающих пород одновременно могут быть рассмотрены как первичный геохимический ореол калия, альбитизации — натрия и т. д. Тем не менее такое деление уже стало традиционным и имеет определенный методический смысл. Если первичные геохимические ореолы, генетически тесно связанные с рудными телами, выражают геохимическую сущность процессов окорудного изменения пород, часто не проявляющуюся в существенном изменении их минерального состава, то зоны измененных пород обычно характеризуют тот или иной тип минералогического изменения вмещающих пород под влиянием рудоносных растворов.

Как отмечалось, вокруг рудных тел и месторождений формируются ореолы как привноса, так и выноса химических элементов. Как показывают исследования, ореолы привноса химических элементов являются более распространенными. Кроме того, они, как правило, обладают большими размерами и, следовательно, являются более важными в практическом отношении. Большое практическое значение ореолов привноса определяется еще и тем, что они образуются элементами, типоморфными для рудных тел, и являются тем самым прямыми индикаторами рудных тел, тогда как вынос элементов мог произойти как в собственно рудную стадию, так и в процессе дорудной (или послерудной) переработки вмещающих пород. В настоящее время отсутствуют надежные критерии определения связи ореолов выноса химических элементов с рудными телами, что, естественно, ограничивает диапазон их практического применения. В связи с этим ниже в основном будут рассмотрены особенности формирования и вопросы практического использования ореолов привноса элементов. Критерии и методика интерпретации первичных геохимических ореолов вытекают из особенностей распределения химических элементов в окорудном пространстве, поэтому основные закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов будут рассмотрены ниже на примере ряда месторождений.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ

Опробование, обработка и анализ проб. Как известно, основой разработки методов поисков рудных месторождений по геохимическим ореолам, в том числе и первичным, служат результаты изучения особенностей распределения химических элементов вокруг известных эталонных рудных тел и месторождений. Подобные научно-методические исследования обычно заключаются в геохимическом опробовании рудных тел и вмещающих пород в плане и по доступным разрезам. По результатам обработки данных анализа отобранных геохимических проб устанавливаются особенности состава и строения геохимических ореолов, которые в последующем используются при интерпретации геохимических аномалий, выявленных в процессе геологоразведочных работ.

Изучение первичных геохимических ореолов осуществляется опробованием рудовмещающих коренных пород по серии заранее выбранных разрезов или профилей, обычно ориентированных вкрест простирации рудолокализующих структур. При этом сеть опробования задается с таким расчетом, чтобы каждая предполагаемая геохимическая аномалия пересекалась минимум двумя профилями. Длина профилей различна, однако все они, по возможности, должны выходить за пределы контуров измененных пород. По линии профиля (будь то стенка горной выработки или керн разведочной скважины) с интервалом 5—10 м, отбираются геохимические пробы. Геохимическое опробование коренных пород должно сопровождаться детальной геологической документацией всех опробуемых интервалов.

Как известно, поиски рудных месторождений по первичным геохимическим ореолам, как впрочем и другим типам ореолов, требуют отбора и анализа огромного числа проб, поэтому трудоемкость пробоотбора является решающим фактором при выборе метода опробования.

В качестве основного метода опробования используется метод так называемой пунктирной борозды. Последний заключается в отборе из интервала опробования и объединении в одну пробу 5—6 мелких сколков пород (размер одного сколка примерно 3—4 см² в поперечнике). Этот метод помимо экспрессности обладает еще одним существенным преимуществом, а именно: он по сравнению с борзовым и штупфным опробованием является более чувствительным на обнаружение аномальных содержаний элементов-индикаторов, т. е. ореолы, оконтуренные этим методом, имеют более значительные размеры.

Все отобранные пробы дробятся на щековой дробилке до 1 мм. Четвертая часть материала проб после дробления и квартовки подвергается истиранию и передается на анализ. При этом необходимо обращать особое внимание на чистоту обработки проб с целью исключения возможности заражения их посторонним материалом. Подготовленные для анализа навески проб подвергаются приближенно-количественному спектральному анализу на широкий круг химических элементов.

Для получения надежных результатов приближенно-количественного спектрального анализа помимо внешнего и внутреннего контроля в самой лаборатории необходимо проводить контроль воспроизводимости анализа путем повторного анализа 10% проб каждой партии. Данные анализа проб подвергаются дальнейшей обработке только при условии удовлетворительных результатов контроля в соответствии с требованиями инструкции (Инструкция..., 1965).

Методы обнаружения первичных ореолов. Сущность геохимических поисков рудных месторождений, как известно, заключается в обнаружении и последующей интерпретации геохимических аномалий (в том числе и первичных ореолов в коренных породах), обусловленных процессами рудообразования.

Обнаружение и оконтуривание первичных геохимических ореолов производятся по общепринятой методике, основанной на сравнении исследованных участков с оценками параметров фонового распределения исследуемых элементов. Для расчета этих оценок и определения на этой основе минимально-аномальных содержаний химических элементов для каждой разности рудовмещающих пород обычно используются результаты геохимического опробования коренных пород на специально выбранных фоновых участках, удаленных от рудных тел и месторождений и не несущих следов проявления рудной минерализации.

Оконтуривание первичных ореолов химических элементов производится в плане и разрезе по величинам минимально-аномальных содержаний, рассчитанным с 5%-ным уровнем значимости.

Сравнительное изучение многочисленных рудных месторождений показывает, что вокруг них в зависимости от их состава, а также других особенностей локализации оруденения формируются различные по размерам первичные ореолы элементов-индикаторов. Так, на скарново-полиметаллических месторождениях вертикальная протяженность первичных ореолов ряда элементов превышает сотни метров, тогда как на некоторых месторождениях другого состава (например, золоторудных) первичные ореолы элементов настолько незначительны по размерам и интенсивности, что обнаружение их при геохимических поисках представляет большие трудности. В связи с этим приобретает особую актуальность разработка специальных методов усиления и надежного обнаружения слабых геохимических ореолов.

В этой связи представляет существенный методический интерес рассмотрение факторов, контролирующих размеры первичных геохимических ореолов. Для этого обратимся к особенностям распределения элементов в первичных ореолах. Как было установлено Х. Т. Моррисом и Т. С. Ловерингом (1952 г.), по мере удаления от рудных тел в стороны в первичных ореолах свинцово-цинковых месторождений округа Тинтик происходит убывание концентрации свинца и цинка по функции, очень близкой к экспоненциальной: благодаря этому графики распределения элементов, построенные в полулогарифмической системе координат, близки к прямым линиям.

Однако отмеченная закономерность в первичных ореолах гидротермальных месторождений в большинстве случаев маскируется неравномерным характером распределения элементов и достаточно четко выявляется только после соответствующего сглаживания результатов анализа проб.

На рис. 4 и 5 приведены графики распределения элементов вокруг рудных тел, построенные в полулогарифмической системе координат. Как видно, «сглаженные» графики очень близки к прямым линиям (сглаживание производилось методом «скользящего» окна, окно в 3 пробы).

Анализ графиков распределения элементов (см. рис. 5) позволил установить, что размеры ореолов находятся в прямой зависимости от величин минимально-аномальных содержаний и градиента концентраций. Последний по величине равен тангенсу острого угла α , образован-

ного графиком распределения с осью абсцисс и определяет способность проникновения элементов во вмещающие рудные тела породы (Григорян, 1963).

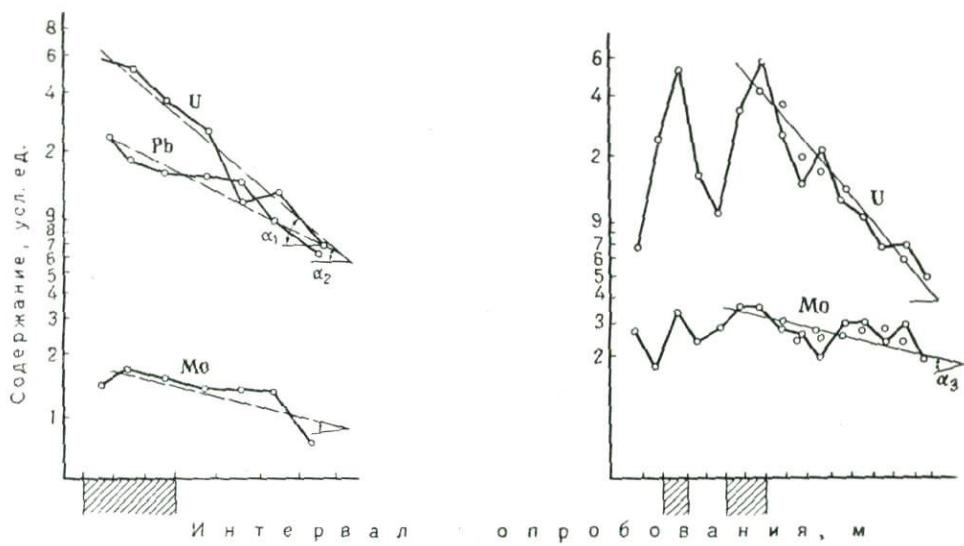


Рис. 4. Эмпирические и сглаженные графики распределения элементов вокруг рудных тел

В последующем А. П. Соловов (1966) предложил пользоваться для этой цели термином *миграционная способность элемента*, количественной характеристикой которой является величина $1/\lambda$, где $\lambda = \operatorname{tg} \alpha$.

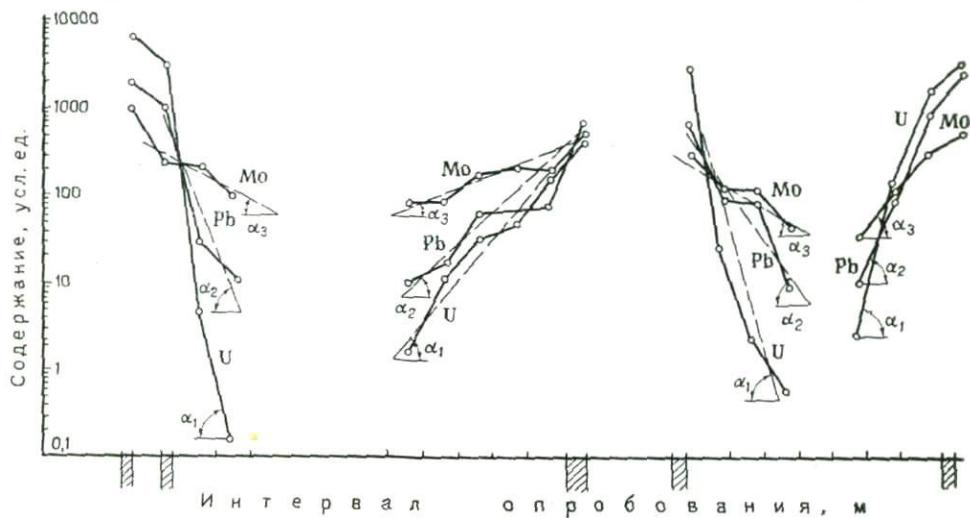


Рис. 5. Эмпирические и сглаженные графики распределения элементов вокруг рудных тел

Из изложенного следует, что единственный реальный путь усиления слабых ореолов — это уменьшение мешающего влияния фонового содержания, ограничивающего размеры ореолов.

Методы усиления первичных ореолов. Ниже рассматривается ряд методов усиления первичных ореолов, основанных на уменьшении мешающего влияния фонового распределения элементов-индикаторов врудовмещающих породах.

Метод количественного анализа геохимических проб. Как уже указывалось, величина минимально-аномального содержания, по которой проводится внешний контур ореола, определяется основными параметрами распределения химического элемента во вмещающих рудные тела породах. Этими параметрами являются среднее и среднеквадратическое отклонения. Среднее (среднеарифметическое содержание в случае нормального распределения и среднее логарифмов содержаний в случае логарифмически-нормального распределения), как правило, вычисляется по достаточно большому числу проб (выборка) и является величиной, весьма близкой к истинному среднему генеральной совокупности. Среднеквадратическое отклонение характеризует вариации в содержаниях интересующих элементов. Эти вариации, как известно, обусловлены как неравномерностью распределения элементов в исследуемых породах, так и ошибками, обусловленными методами отбора, обработки и анализа геохимических проб:

$$S^2 = S_{\text{пп}}^2 + S_{\text{оп}}^2 + S_{\text{об}}^2 + S_{\text{ан}}^2,$$

где S^2 — суммарная дисперсия содержаний;

$S_{\text{пп}}^2$ — природная дисперсия, обусловленная неравномерностью распределения содержания элемента;

$S_{\text{оп}}^2$ — дисперсия, обусловленная опробованием;

$S_{\text{об}}^2$ — дисперсия, обусловленная обработкой проб;

$S_{\text{ан}}^2$ — аналитическая дисперсия.

При геохимических поисках обычно применяются методы экспрессного (полуколичественного) спектрального анализа, отличающиеся большой случайной ошибкой, достигающей 60% и более. Таким образом, по результатам полуколичественного спектрального анализа оконтуриваются меньшие по размерам ореолы, поскольку из-за относительно большой величины аналитической дисперсии минимальное аномальное содержание будет завышено по сравнению с истинным. Как известно, количественные методы анализа по сравнению с полуколичественными характеризуются существенно меньшей аналитической дисперсией и поэтому естественно предположить, что их использование при анализе геохимических проб позволит выявить большие по размерам первичные ореолы элементов-индикаторов и соответственно увеличить глубинность поисков по ним скрытого оруденения. Однако, как показывает опыт, этот выигрыш в размерах ореолов не столь существен, чтобы оправдать применение в этих целях более трудоемких количественных методов анализа. На рис. 6 приведено соотношение ширины первичного ореола свинца, выявленного полуколичественным и количественным методами анализа проб. Как видно, применение количественного метода анализа позволило расширить ореол не более чем на 15%.

Метод рационального анализа геохимических проб. Установлено, что в тех случаях, когда формы нахождения элементов-индикаторов во вмещающих породах (сингенетическое рассеяние) и ореолах (эпигенетическое рассеяние) различны, мешающее выявлению ореолов влияние сингенетического рассеяния элемента (фон) можно свести к минимуму, используя рациональный химический анализ геохимических проб. Эффективность использования методов рациональ-

ного химического анализа геохимических проб для достижения большей полноты оконтуривания первичных ореолов ниже рассматривается на примере урана и свинца — основных элементов-индикаторов гидротермальных урановых месторождений.

Уран. Выбор метода рационального анализа проб на уран производился с учетом форм его нахождения в первичных ореолах и рудовмещающих породах (на фоновых участках). Специальными исследованиями было установлено, что уран, привнесенный во вмещающие породы в процессе образования рудных тел, в основном находится в форме собственных минералов — настурана и урановых черней. Эти минералы хорошо растворяются при обработке навески проб 2%-ным содовым раствором (с добавлением перекиси водорода в качестве окислителя четырехвалентного урана). Этот метод, позволяющий определять в пробах содержание так называемого подвижного урана, подробно рассмотрен в ряде публикаций (Григорян, Янишевский, 1968) и здесь не описывается. Экспериментально было установлено, что из проб гранитов, вмещающих рудные тела, отобранных за пределами ореолов урана, раствором соды извлекается лишь незначительная часть сингенетично рассеянного урана. Это означало, что первично рассеянный уран в гранитах в основном находится в формах, нерастворимых в содовом растворе (акцессорные минералы и др.). Благодаря этому минимально-аномальное содержание подвижного урана ($2 \cdot 10^{-4} \%$) оказалось существенно меньше минимально-аномального содержания, вычисленного по результатам определения в пробах валового его содержания ($1,6 \cdot 10^{-3} \%$)*.

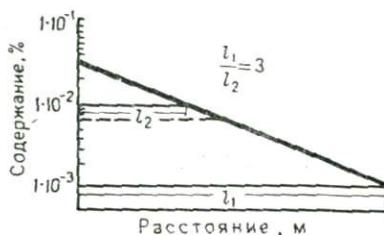


Рис. 6. Соотношение размеров ореолов свинца, выявленных методами рационального анализа (l_1), полуколичественного спектрального анализа (l_2) и количественного спектрального анализа (пунктир)

Графические построения анализа позволяет выявить превосходящим ореолы, оконтуренные по результатам определения валового его содержания в пробах. В случае, показанном на рис. 7, где ореол образован над скрытым рудным телом с максимально-аномальным содержанием урана в 0,007% (в эпицентре ореола), применение рационального анализа проб позволило выявить ореол подвижного урана в 2,5 раза шире ореола, оконтуренного методом, при котором определялось его содержание.

На рис. 8 приведен график изменения по вертикали величины линейной продуктивности ореола подвижного урана, которая отложена по оси абсцисс в логарифмическом масштабе, а по оси ординат в линейном масштабе отложено расстояние от скрытого рудного тела. Как видно, график представляет собой практически прямую линию. Для определения вертикальной протяженности ореола урана над рудным телом график линейной продуктивности ореола продолжен до пересечения с линией параллельной оси ординат и соответствующей минимально-аномальной продуктивности. Такой продуктивностью обладает

ореол, оконтуренный методом рационального анализа. Видно, что ореол подвижного урана имеет значительно большую вертикальную протяженность, чем ореол, определенный методом количественного спектрального анализа.

Все это свидетельствует о необходимости применения метода рационального анализа для определения подвижного урана в геохимических пробах.

* Распределение урана в обоих случаях подчиняется логарифмически-нормальному распределению. Минимально-аномальное содержание определено с 5%-ным уровнем значимости.

ореол, характеризующийся наименьшей шириной и содержанием, равным минимально-аномальному. Выявляемая при геохимических поисках минимальная ширина ореола равна интервалу опробования, в данном случае 5 м. Однако нами она принята равной 10 м, так как ореол должен быть зафиксирован не менее чем двумя пробами. В противном случае за аномальные содержания ошибочно могут быть принятые данные анализа проб, в которых высокие содержания элементов могут быть вызваны случайными факторами, например колебанием фоновых концентраций элементов. Таким образом, минимально-аномальная линейная продуктивность ореола подвижного урана будет $0,0002 \cdot 10 = 0,002\text{м}\%$, а для ореола, выявленного по общему его содержанию, $0,0016 \cdot 10 = 0,016\text{м}\%$.



Рис. 7. Соотношение размеров ореолов урана, выявленных методом рационального анализа (l_1) и методом определения в пробах общего содержания урана (l_2)

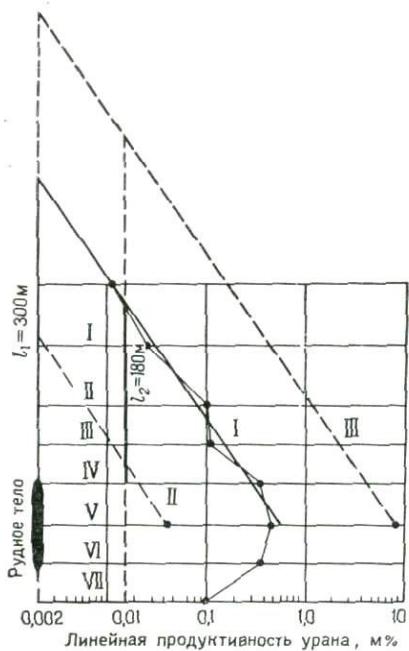


Рис. 8. Соотношение вертикальной протяженности ореолов урана, выявленных различными методами (рудное тело заштриховано); l_1 — протяженность ореола подвижности урана; l_2 — протяженность ореола по валовому урану)

Как следует из рис. 8, протяженность ореола урана (по общему содержанию), определенная путем экстраполяции, равна 180 м (ореол поверхности не достигает), а протяженность ореола подвижного урана 300 м. Это означает, что применение рационального химического анализа геохимических проб в данном случае позволяет более чем в 1,5 раза увеличить глубинность поисков скрытых рудных тел по первичным ореолам урана.

Этот вывод, сделанный на основании графических построений, подтверждается результатами оконтуривания ореолов по вертикальным перечным разрезам через рудные тела. На рис. 9 показаны ореолы урана вокруг скрытого рудного тела. Вокруг рудного тела ореол оконтурен дважды: путем определения в пробах подвижного и общего урана. Для сокращения числа анализов общее содержание урана определялось только в пробах, отобранных на поверхности и на первом горизонте.

Сравнение показывает, что ореол подвижного урана шире и протяженнее, чем ореол, выявленный по его общему содержанию. Во всех

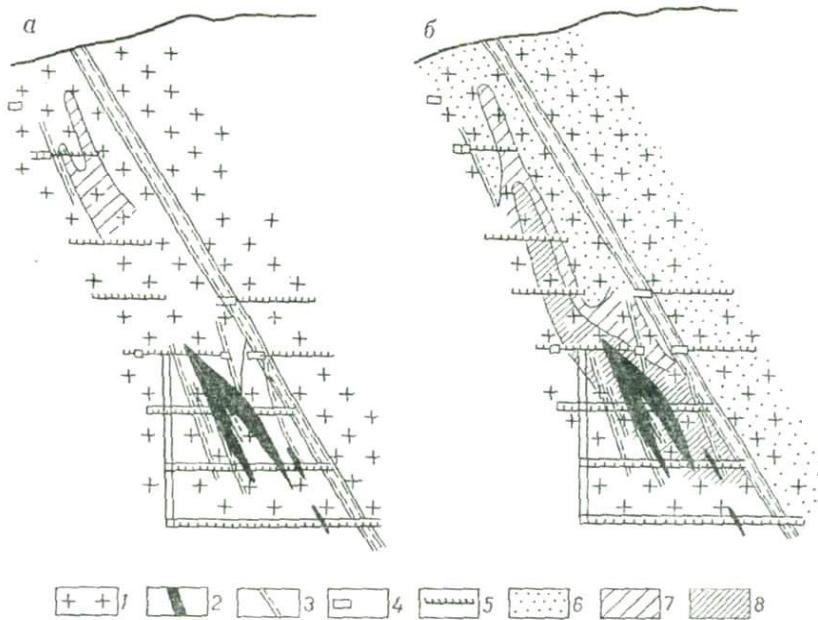


Рис. 9. Первичные ореолы урана вокруг скрытых рудных тел (α — выявленные методом определения в пробах общего содержания урана; β — выявленные методом рационального анализа)
1 — граниты; 2 — рудное тело; 3 — разрывные нарушения; 4 — подземные горные выработки и скважины; 5 — интервалы опробования; 6—8 — содержание урана, % (6 — 0,0302—0,0305; 7 — 0,0005—0,005; 8 — более 0,005)

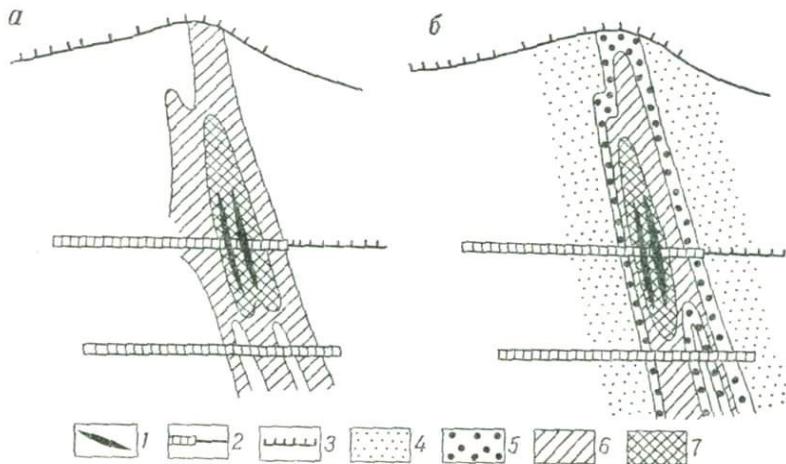


Рис. 10. Первичные ореолы урана вокруг скрытых рудных тел (α — выявленные методом определения в пробах общего содержания урана; β — выявленные методом рационального анализа)
1 — рудные тела; 2 — подземные горные выработки и скважины; 3 — интервалы опробования; 4—7 — содержание урана, % (4 — 0,0002—0,0005; 5 — 0,0005—0,0015; 6 — 0,0015—0,005; 7 — более 0,005)

пробах, отобранных на поверхности, содержание подвижного урана аномальное, тогда как в тех же пробах его общее содержание меньше минимально-аномального, т. е. на поверхности данного разреза ореол урана по общему содержанию не выявляется, а на первом горизонте его ширина незначительна. Из этого следует, что при поисках рудных тел по ореолам урана, выявленным путем определения в пробах его общего содержания, изображенное на рис. 9 скрытое рудное тело не было бы зафиксировано.

На рис. 10 показаны ореолы урана, выявленные вокруг двух сближенных скрытых рудных тел, которые на поверхности фиксируются всего двумя пробами с минимально-аномальными содержаниями общего урана. Вместе с тем все отобранные на поверхности пробы находятся в пределах ореола подвижного урана. Кроме того, на поверхности непосредственно над рудными телами по подвижному урану обнаружено второе аномальное поле, ширина которого превышает ореол, выявленный по общему содержанию металла.

Следует также отметить, что рассмотренный выше метод рационального анализа проб на уран значительно проще, чем метод определения его валового содержания, что обеспечивает массовый анализ проб на подвижный уран, столь необходимый при геохимических поисках.

Свинец. Ореол свинца, оконтуренный по данным спектрального анализа проб, с помощью которого определяется общее его содержание, по размерам уступает ореолу подвижного урана. На поверхности ореол свинца не устанавливается. Известно, что для описанных урановых месторождений свинец является индикатором зональности, позволяющим определить уровень эрозионного среза первичного ореола. Его отсутствие в составе ореола свидетельствует о глубоком эрозионном срезе и отсутствии на глубине скрытых рудных тел. Это справедливо только при условии одинаковых размеров ореолов свинца и урана в надрудных частях. Если же ореолы свинца меньше по размерам, в наиболее удаленных от скрытых рудных тел частях надрудных ореолов будут выявлены только ореолы урана без аномальных содержаний свинца и может быть сделан ошибочный вывод об отсутствии на глубине скрытого оруденения. Поэтому возникает необходимость более полного выявления ореолов свинца.

Основным носителем свинца в его эндогенных ореолах является галенит. В гранитах основная часть свинца, по данным Л. В. Таусона (1961), находится в виде изоморфной примеси в калиевых полевых шпатах. Для избирательного перевода в раствор галенита был использован метод обработки проб, рекомендованный Л. В. Таусоном. Растворителем служила соляная кислота концентрации 1:50 (по объему), содержащая поваренную соль концентрации 1 г/л. Экспериментально установлено, что кислота такой концентрации практически не разрушает кристаллическую решетку породообразующих минералов, но хорошо растворяет галенит. Добавление поваренной соли в растворитель способствует переходу свинца в раствор благодаря образованию комплексного соединения типа $\text{Na}[\text{PbCl}_4]$, обладающего большей по сравнению с PbCl_2 растворимостью. Содержание свинца определялось дигизоновым методом.

Статистическая обработка результатов анализа отобранных за пределами ореолов проб позволила определить минимально-аномальное содержание легкоизвлекаемого свинца ($1 \cdot 10^{-3}\%$). Это на порядок

меньше минимально-аномального содержания по общему содержанию свинца, равному $1 \cdot 10^{-2}\%$ (минимально-аномальные содержания определены с 5%-ным уровнем значимости).

Для свинца, как и для урана, графически определено соотношение размеров ореолов, выявленных методами рационального и спектрального анализа проб (рис. 11).

Для первичного ореола с минимально-аномальным содержанием свинца 0,03% применение рационального анализа позволяет выявить ореол в 3 раза шире ореола, оконтуренного спектральным анализом (см. рис. 6).

Следует отметить, что применение рационального анализа наиболее эффективно для элементов, выявленные ореолы которых по размерам и интенсивности незначительны. Из рис. 8 видно, например, что применение рационального анализа позволяет увеличить вертикальную протяженность выявленного ореола урана, обладающего максимальной продуктивностью, в 1,2 раза, тогда как вертикальная протяженность ореола, обладающего минимальной продуктивностью, увеличивается почти в 10 раз.

Метод анализа тяжелых фракций геохимических проб. Методической предпосылкой использования этого способа для усиления аномалий служит факт избирательного обогащения тяжелых фракций проб, отобранных из первичных ореолов, элементами-индикаторами, привнесенными рудоносными растворами и отложенными в пределах ореолов в форме тяжелых минералов (сульфидов и др.). Для иллюстрации этого положения ниже рассматриваются результаты работ, выполненных на одном из месторождений урано-сульфидной формации, залегающем в гранитах.

Для получения количественных показателей указанного обогащения, а также выяснения оптимальных условий применения этого метода при исследовании ореолов проводилось сравнительное изучение распределения элементов-спутников урана — свинца, молибдена, меди и цинка в различных фракциях проб, отобранных из гранитов. Масса пробы составила ~ 2 кг. Пробы дробились до размеров частиц 1 мм и разделялись на классы по крупности частиц ($-1+0,6$; $-0,6+0,4$; $+0,25-0,25+0,1$; $-0,1$ мм). Полученный материал делился на легкие и тяжелые фракции в бромоформе с плотностью 2,8. Было установлено избирательное обогащение элементами-индикаторами тяжелых фракций, при этом наиболее резкое обогащение наблюдалось для проб, отобранных из геохимических ореолов и для классов проб с минимальными размерами частиц.

Известно, что кроме данных о содержании элементов-индикаторов, количественным показателем накопления элемента в той или иной

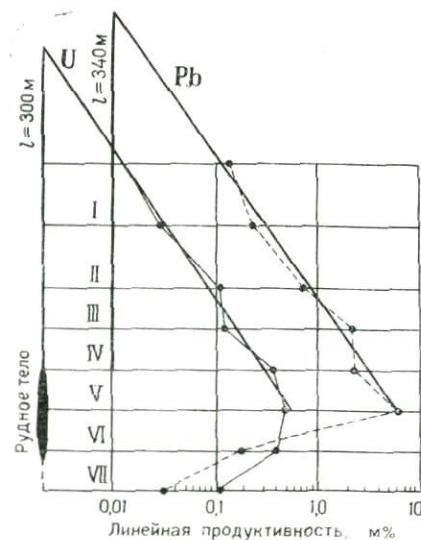


Рис. 11. Соотношение размеров ореолов урана и свинца, выявленных методом рационального анализа проб (рудное тело заштриховано)

фракции является также выход фракций, выраженный в процентах от общей массы исследуемой пробы.

Для количественной характеристики накопления элемента в исследуемой фракции можно воспользоваться следующей формулой:

$$Q = C \cdot b,$$

где C — содержание элемента в исследуемой фракции, %;
 b — выход исследуемой фракции, %.

$$b = \frac{d \cdot 100}{D},$$

где d — масса фракции, г;

D — общая масса пробы, г.

Параметр Q представляет собой показатель обогащения фракций элементами-индикаторами. Расчеты показывают, что величина показателя обогащения для элементов-индикаторов по аномальным пробам намного выше, чем для проб, отобранных за пределами аномалий.

ТАБЛИЦА 24

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В РАЗЛИЧНЫХ ФРАКЦИЯХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОБ

Фракция	Класс крупности, мм	Масса, г	Содержание, %				Показатель обогащения, $n \cdot 10^{-3}$			
			Pb	Mo	Cu	Zn	Pb	Mo	Cu	Zn
<i>Общая пробы из ореола</i>										
Легкая	$-0,6+0,4$	98	0,02	0,001	0,003	0,01	—	—	—	—
	$-0,4+0,25$	408	0,02	0,0006	0,001	0,01	—	—	—	—
	$-0,25+0,1$	320	0,01	Следы	0,0006	0,01	—	—	—	—
	$-0,1$	382	0,03	0,0006	0,002	0,01	—	—	—	—
		125	0,03	0,002	0,003	0,02	—	—	—	—
Тяжелая	$+0,6$	19,1	0,5	0,005	0,1	0,15	710	7	140	210
	$-0,6+0,4$	7,5	0,3	0,003	0,03	0,1	167	1,57	16,7	55
	$-0,4+0,25$	7,45	0,3	0,008	0,1	0,1	165	1,65	55	55
	$-0,25+0,1$	3,67	1,0	0,008	0,2	0,3	271	2,11	54	81,3
	$-0,1$	0,45	1,0	0,03	0,2	0,3	34,8	1,04	7	10,4
<i>Общая пробы за пределами ореола</i>										
Легкая	$-0,6+0,4$	187	0,006	0,0002	0,0006	0,007	—	—	—	—
	$-0,4+0,25$	349	0,002	0,0002	0,0002	0,007	—	—	—	—
	$-0,25+0,1$	250	0,006	Следы	0,0003	0,007	—	—	—	—
	$-0,1$	325	0,006	»	0,0008	0,007	—	—	—	—
		130	0,01	»	0,003	Следы	—	—	—	—
Тяжелая	$+0,6$	3,88	0,09	0,0008	0,0115	0,028	28	0,24	3,1	8,7
	$-0,6+0,4$	1,0	0,1	0,001	0,0030	0,03	8	0,08	0,24	2,4
	$-0,4+0,25$	0,98	0,06	0,002	0,003	0,02	4,73	0,158	0,236	1,58
	$-0,25+0,1$	1,85	0,1	0,0003	0,02	0,03	14,8	0,0446	3,0	4,5
	$-0,1$	0,05	0,1	0,0003	0,03	0,03	0,4	0,0012	0,12	0,12

Примечание. Чувствительность анализа: Pb $1 \cdot 10^{-3} \%$; Mo $1 \cdot 10^{-4} \%$; Cu $1 \cdot 10^{-4} \%$; Zn $1 \cdot 10^{-2} \%$.

В табл. 24 приведены данные о распределении элементов-индикаторов по различным фракциям двух проб гранитов, одна из которых отобрана из ореолов (рассмотренного выше уранового месторождения), другая — за их пределами. Первая пробы отличается резко повышенными содержаниями элементов-индикаторов и существенно боль-

шим выходом тяжелых фракций. Максимальное содержание элементов-индикаторов, как правило, отмечается для классов тяжелых фракций с минимальными размерами частиц ($-0,1$ мм). В этой же таблице приведены также величины показателя обогащения элементами-индикаторами тяжелых фракций. Сравнение показывает, что максимальные показатели обогащения характерны для тяжелых фракций пробы, отобранной из ореолов. Кроме того, устанавливается отчетливо выраженная зависимость величины показателя обогащения от размера частиц: с уменьшением размеров частиц показатель обогащения возрастает.

Из приведенных данных видно, что пробы более контрастно отличаются по величине показателя обогащения, нежели по общим содержаниям элементов-индикаторов. Например, общее содержание свинца в аномальной пробе (0,02%) всего в 3,3 раза выше фонового (0,006%). Это означает, что в данном случае коэффициент аномальности — отношение аномального содержания к среднефоновому (по А. А. Саукову), равен 3,3. Применительно к показателю обогащения коэффициент аномальности представит собой следующее отношение:

$$K = \frac{Q_{\text{an}}}{Q_{\phi}},$$

где Q_{an} — показатель обогащения для пробы, отобранной из ореолов; Q_{ϕ} — показатель обогащения для пробы, отобранной за пределами ореолов.

ВЕЛИЧИНЫ КОЭФФИЦИЕНТА АНОМАЛЬНОСТИ

ТАБЛИЦА 25

Элементы-индикаторы	Общие пробы	Класс крупности (тяжелая фракция), мм					Соотношение коэффициентов аномальности
		+0,6	-0,6 +0,4	-0,4 +0,25	-0,25 +0,1	-0,1	
Свинец	3,3	25	21	35	18	97	7,6÷26
Молибден	5,0	6	21	10	47	865	1,2÷173
Медь	5,0	9	70	230	18	57	1,8÷46
Цинк	1,4	16	23	35	18	87	12÷58

Величины коэффициента аномальности приведены в табл. 25.

Коэффициент аномальности показателей обогащения во всех случаях по величине превосходит коэффициент аномальности, вычисленный по общим содержаниям элементов-индикаторов. Иллюстрацией этому служат приведенные в последней графе табл. 25 цифры, представляющие собой соотношения (A) величин коэффициентов аномальности, подсчитанные по формуле:

$$A = \frac{K_1}{K_2},$$

где K_1 — коэффициент аномальности по показателям обогащения;

K_2 — коэффициент аномальности, вычисленный по общим содержаниям элементов-индикаторов.

Максимальным коэффициентом аномальности характеризуется фракция с минимальными размерами частиц ($-0,1$ мм). Исключение составляет только медь, которая характеризуется максимальной аномальностью во фракции со средними размерами частиц ($-0,4+0,25$). Очевидно, чем контрастнее соотношение коэффициентов, тем большие по размерам ореолы (при прочих равных условиях) будут выявлены.

Для получения сравнительных данных о размерах ореолов, выявленных методом анализа тяжелых фракций, в полулогарифмической системе координат строились графики распределения по величинам показателя обогащения. Для сравнения на этих же рисунках строились графики распределения содержаний элементов-индикаторов (валовый анализ общих проб). При построении графиков сделано допущение об экспоненциальном характере убывания величины показателя обогащения, о равенстве градиентов графиков всех элементов (в том числе и

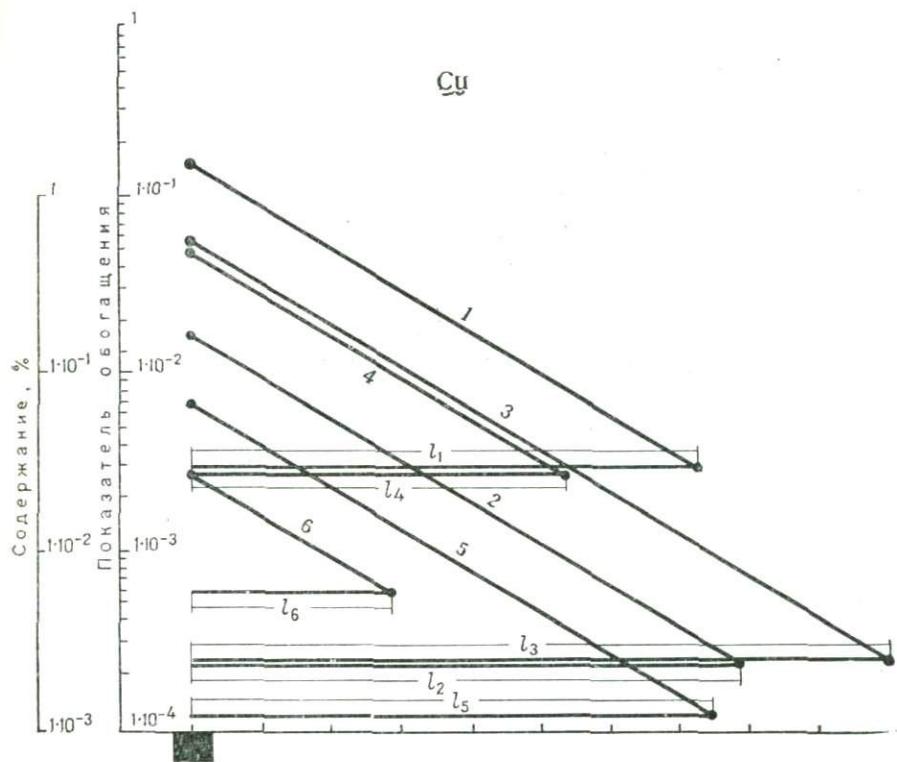


Рис. 12. Соотношение размеров ореолов, выявленных в результате анализа тяжелых фракций различных классов крупности. Условные обозначения см. рис. 13

графика распределения содержаний), а также вариаций фоновых значений содержаний элементов и показателей обогащения. На рис. 12 и 13 приведены графики для меди и молибдена.

Для каждого элемента построено шесть графиков, из них пять — по тяжелым фракциям различной крупности частиц, шестой представляет собой график распределения содержаний. Графики построены по двум точкам, соответствующим максимальному (аномальная проба) и минимальному (фоновая проба) значениям исследуемых параметров. Очевидно, разность абсцисс этих двух точек в соответствующем масштабе будет равна полуширине ореола данного элемента.

Как видно из рис. 13, ореолы, выявленные из анализа тяжелых фракций (графики 1—5), по размерам значительно превосходят ореолы, обнаруженные из анализа общих проб (график 6). В табл. 26 приведены размеры ореолов, выявленных методом анализа тяжелых фрак-

ций в единицах, кратных размерам (ширине) ореолов, выявленных методом анализа общих проб.

Вывод о больших размерах ореолов, оконтуренных по данным анализа тяжелых фракций проб, подтверждается результатами исследования первичных ореолов по конкретным разрезам.

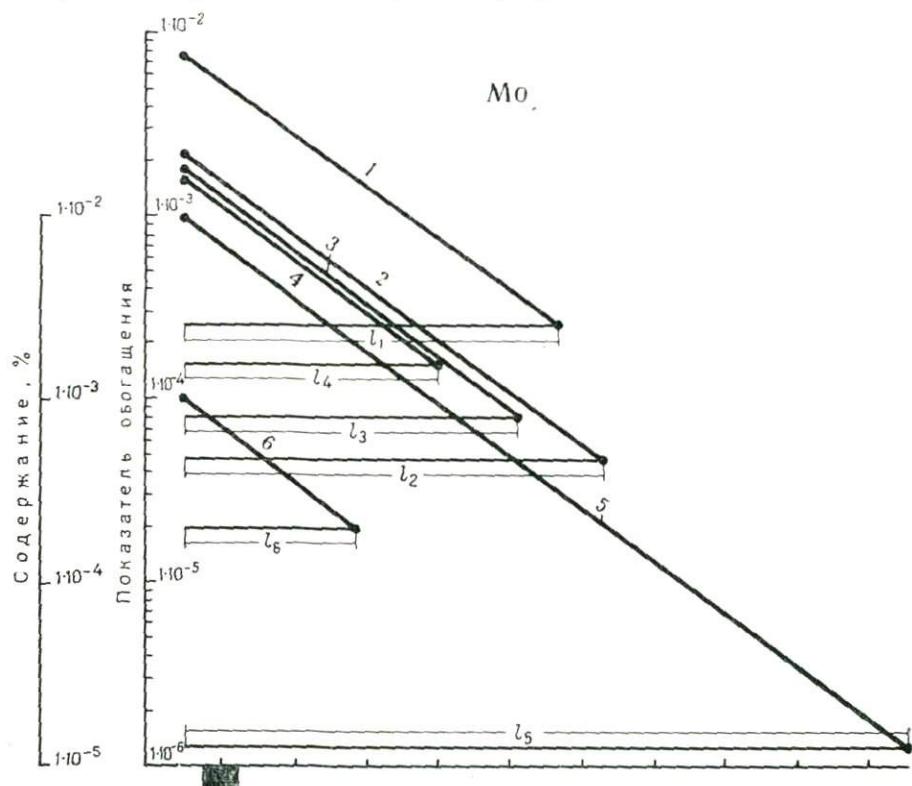


Рис. 13. Соотношение размеров ореолов, выявленных в результате анализа тяжелых фракций различных классов крупности
1-5 — графики тяжелых фракций, мм ($1 - 1,0 \div 0,06$; $2 - 0,6 \div 0,4$; $3 - 0,4 \div 0,25$; $4 - 0,25 \div 0,1$; $5 -$ менее 0,1); б — график валовых содержаний

На рис. 14 и 15 приведены ореолы некоторых элементов вокруг выклинивающихся с глубиной рудных тел медно-висмутового состава

ТАБЛИЦА 26
СООТНОШЕНИЕ РАЗМЕРОВ ОРЕОЛОВ

Элементы-индикаторы	Тяжелые фракции, мм					Представительный класс*
	+0,6	-0,6 +0,4	-0,4 +0,25	-0,25 +0,1	-0,1	
Свинец	2,5	2,4	2,6	2,2	3,8	-0,1
Молибден	2,1	2,3	1,8	1,5	4,1	-0,1
Медь	2,7	2,9	3,8	2,0	2,8	-0,4 + 0,25
Цинк	6,6	6,6	6,8	5,6	8,6	-0,1

* Представительным является класс, по которому выявляется максимальный по размерам ореол.

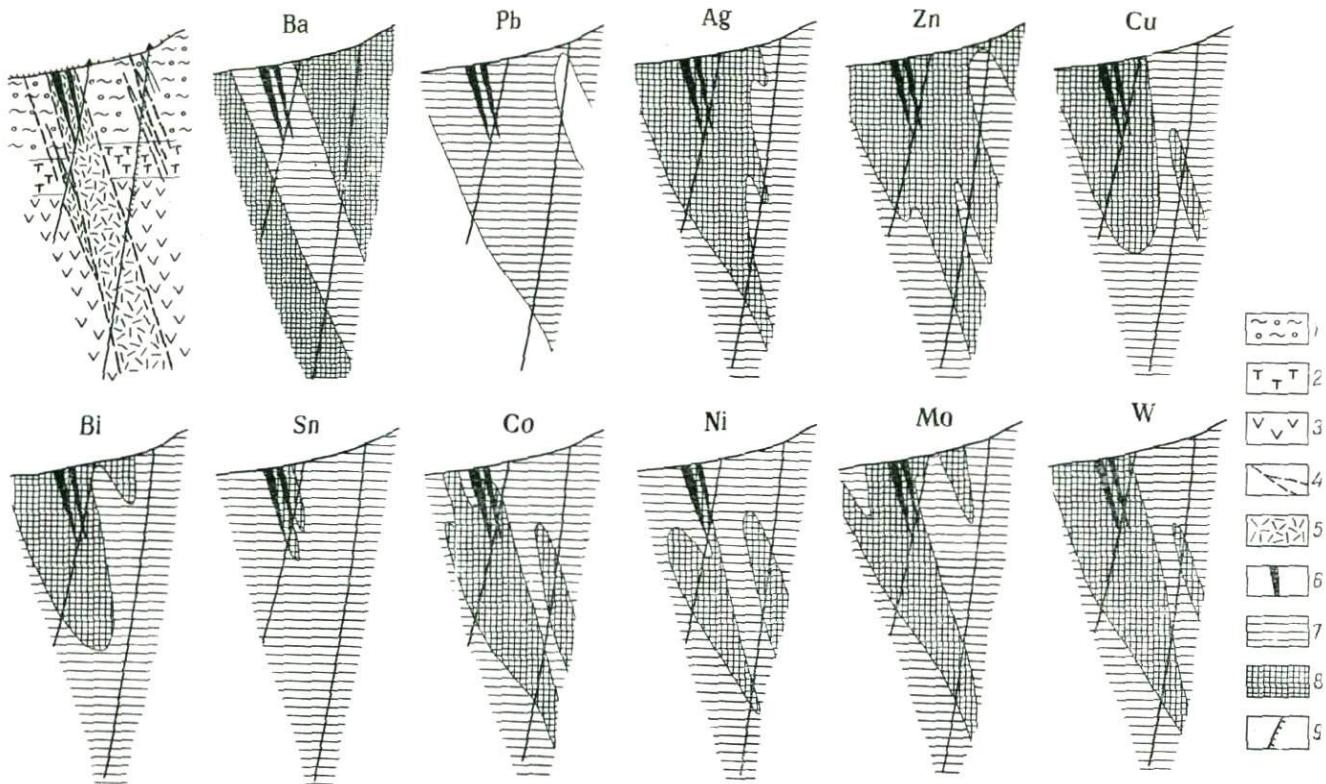


Рис. 14. Первичные ореолы вокруг рудных тел (месторождение Вост. Канимансур)

1 — фельзиты и сферолит-порфирь; 2 — туфы и туфоловы; 3 — андезитовые порфириты; 4 — тектонические нарушения; 5 — зоны проблеин в породах; 6 — рудное тело; 7—8 — содержания элементов, %; 7 — Ba 0,04—0,2; Pb 0,005—0,1; Ag 0,00001—0,001; Zn 0,005—0,01; Cu 0,0045—0,01; Bi 0,00008—0,001; Sn 0,001—0,0043; Co 0,00022—0,001; Ni 0,00023—0,001; Mo 0,0001—0,001; W 0,0002—0,001; 8 — Ba 0,2—0,75; Cu 0,0045—0,01; Bi 0,001—0,1; Sn 0,001—0,002; Co 0,001—0,0064; Ni 0,001—0,0018; Mo 0,001—0,0086; Ag 0,0001—0,06; Zn 0,01—0,8; Cu 0,01—3,0; W 0,001—0,1); 9 — интервалы опробования

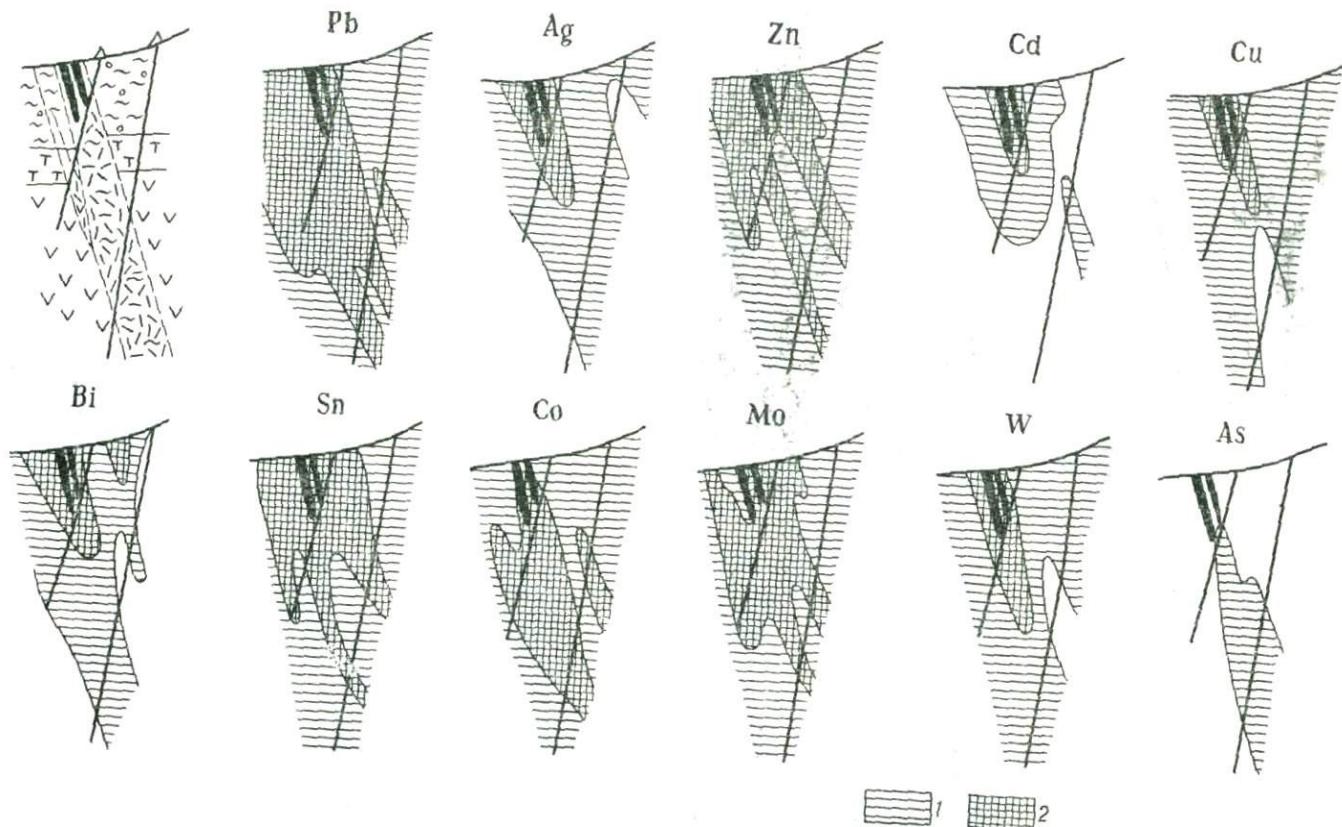


Рис. 15. Первичные ореолы, оконтуренные по величинам показателя обогащения
 1 — первичные ореолы; 2 — поле повышенных значений (>100 г/т); остальные условные обозначения см. рис. 14

(участок «Оперяющий», Канимансурское рудное поле). Ореолы оконтурены дважды: по данным как валового спектрального анализа проб, так и анализа тяжелых фракций (по величине показателя обогащения). По всем отобранным пробам установлены аномальные значения показателя обогащения, что затрудняет сопоставление размеров ореолов. Тем не менее очевидно существенное усиление ореолов по методу тяжелых фракций: по величине показателя обогащения оконтуривается второе аномальное поле со значениями более 100 гф* (среднефоновое значение), тогда как в ореолах валовых содержаний, оконтуренных по величине минимально-аномального содержания, равной 3 гф, содержания, превышающие 100 гф, распределены спорадически и четких полей не образуют.

Метод анализа тяжелых фракций геохимических проб по сравнению с рядовым (валовым спектральным анализом) обладает еще одним преимуществом: благодаря избирательному обогащению тяжелых фракций геохимических проб (как аномальных, так и фоновых) элементами-индикаторами необходимый порог чувствительности анализа на эти элементы существенно повышается. Так, для анализа тяжелых фракций на свинец, медь и цинк вполне достаточна чувствительность соответственно 0,06; 0,003 и 0,02% (см. табл. 24), тогда как для анализа общих проб необходим порог чувствительности не менее 0,006% (свинец), 0,0006% (медь) и 0,005% (цинк). Это означает, что применение данного метода позволит выявить дополнительные (периферийные) поля ореолов тех элементов, чувствительность анализа на которые (при анализе общих проб) недостаточна.

Метод суммарных ореолов. Установлено, что вокруг рудных тел могут быть выявлены более контрастные геохимические ореолы, если производить суммирование содержаний группы элементов-индикаторов. Существуют две модификации суммарных ореолов: аддитивные и мультиплективные.

Построение аддитивных ореолов производится путем простого сложения содержаний элементов-индикаторов, нормированных через среднегеновые их содержания в рудовмещающих породах. Оконтуривание ореолов в этом случае производится по величине минимально-аномального суммарного содержания элементов-индикаторов, рассчитанной по результатам геохимического опробования фоновых участков.

Аддитивные ореолы по сравнению с моноэлементными являются более значительными по размерам и контрастности. Благодаря направлению усилию коррелирующих полезных сигналов влияние случайных ошибок сводится к минимуму, в связи с чем аддитивные ореолы проявляют более тесную связь с геологоструктурными особенностями рудных тел и месторождений, что в свою очередь существенно повышает надежность их интерпретации.

На рис. 16 приведены первичные ореолы ряда химических элементов, оконтуренные по одному из разрезов через золоторудное месторождение. Из рисунка видно, что аддитивные ореолы как по размерам, так и интенсивности существенно превосходят любой из моноэлементных.

Аналогичные результаты будут получены, если вместо сложения перемножить содержания элементов-индикаторов в каждой пробе и по-

* гф — геохимический фон.

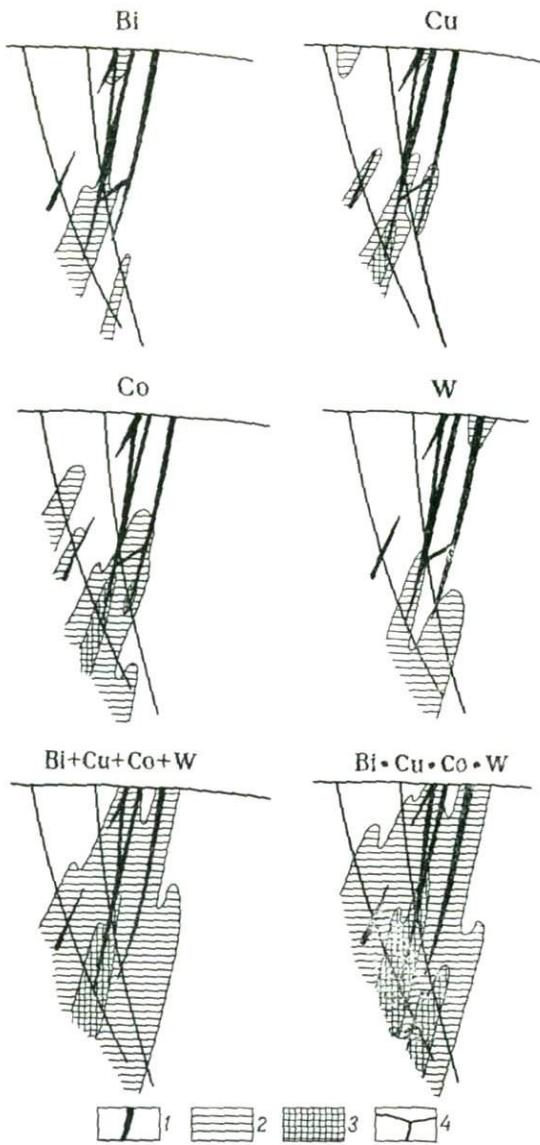


Рис. 16. Первичные (моноэлементные, аддитивные и мультиплективные) ореолы вокруг рудных тел золото-рудного месторождения

1 — кварц-золоторудные жилы; 2—3 — содержание элементов в ореоле, % (2 — Bi 0,0001—0,001; Cu 0,01—0,1; Co 0,0005—0,001; W 0,0003—0,001; Σ 10—100; П 1—10; 3 — Cu 0,1—0,5; Co 0,001—0,008; Σ 100—1500; П 10—72000); 4 — опробованные сечения

установлено, что в вертикальном разрезе сдвиг ореолов элементов — спутников урана (рис. 17) вверх по отношению к полю аномальных содержаний урана. Для количественной оценки этой зональности упомянутые исследователи предлагали пользоваться отношением средних содержаний пары свинец — уран, величина которого с глубиной закономерно убывает, отражая тем самым зональное

строить по этим данным ореолы, названные мультиплективными (см. рис. 16).

Метод мультиплективных ореолов по сравнению с аддитивным менее трудоемок в вычислениях, поскольку отпадает необходимость в определении фоновых содержаний каждого из элементов-индикаторов и нормировании значений их концентраций во всех отобранных пробах.

В случаях, когда из-за недостаточной чувствительности анализа значимые содержания тех или иных элементов не обнаружены, при построении суммарных ореолов содержания элементов можно условно приводить к половине порога чувствительности анализа.

Методы изучения зональности первичных ореолов. Зональность первичных геохимических ореолов имеет большое практическое значение и поэтому интересует исследователей. Особое внимание при этом уделяется вертикальной зональности первичных ореолов, используемой в качестве критерия оценки уровня эрозионного среза геохимических аномалий.

Вертикальная зональность в первичных ореолах гидротермального оруденения впервые установлена А. Д. Каблуковым и Г. И. Вертиполовым на примере изучения урановых месторождений. Ими было

распределение элементов в ореолах. Для иллюстрации этого положения на рис. 18 приведены графики изменения с глубиной величин отношений средних содержаний пар элементов-индикаторов в первичных ореолах, развитых вокруг слепого рудного тела уранового месторождения, залегающего в фельзитах. Отражая отмеченную зональность, графики отношений средних содержаний пар элементов (свинец—уран, молибден—уран) монотонно убывают с глубиной, отчетливо дифференцируя (по величине указанных отношений) надрудные и подрудные ореолы.

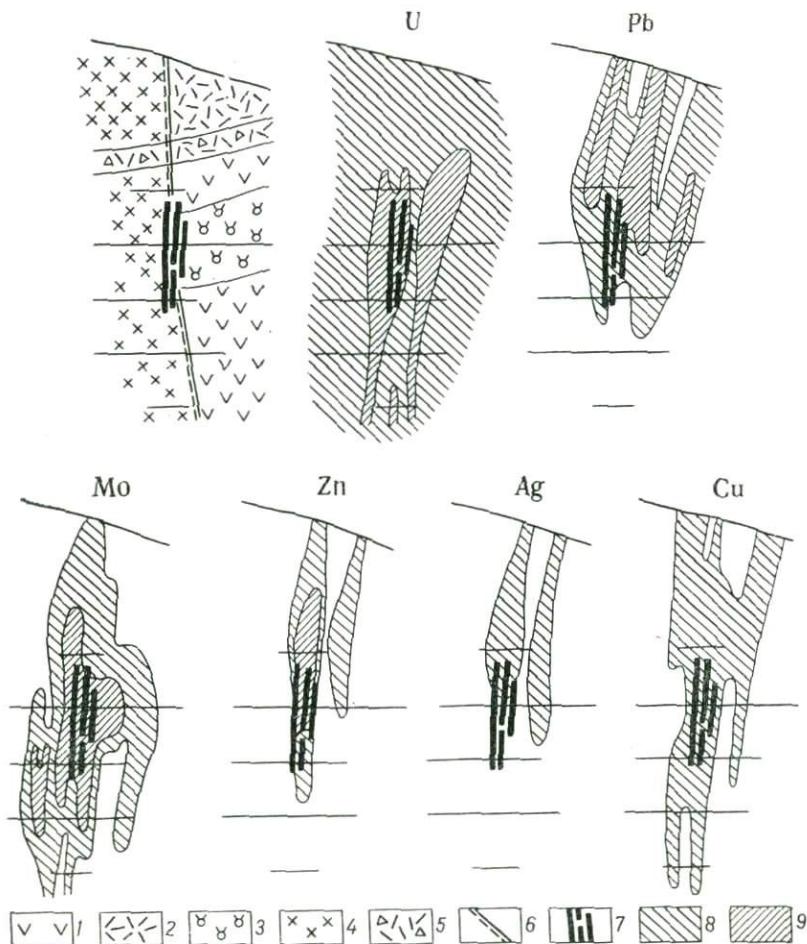


Рис. 17. Первичные ореолы вокруг урановых рудных тел (по Г. И. Верепову)
 1 — кварцевые порфирь; 2 — туфы кварцевых порфиров; 3 — сферолит-порфирь; 4 — фельзит-порфирь; 5 — туфобрекции кварцевых порфиров; 6 — дислокационные нарушения; 7 — рудные тела; 8—9 — содержания элементов в первичных ореолах (г/т); (8 — 2—10; 9 — более 10)

Позднее Н. Н. Сочеванов (1964 г.) предложил использовать парные отношения не средних содержаний элементов, а продуктивности их ореолов, что позволяет выявить более контрастную, а следовательно, и более надежную в практическом применении зональность. При изучении зональности ореолов, оконтуренных в разрезе, используются отно-

шения величин линейной продуктивности ореолов, которая представляет собой произведение среднего содержания элемента в ореоле (в %) на ширину его ореола (в м).

Первичные ореолы являются многокомпонентными и поэтому всегда возникает необходимость сравнительной оценки зональности ореолов различных элементов с целью выбора наиболее эффективных элементов-индикаторов зональности.

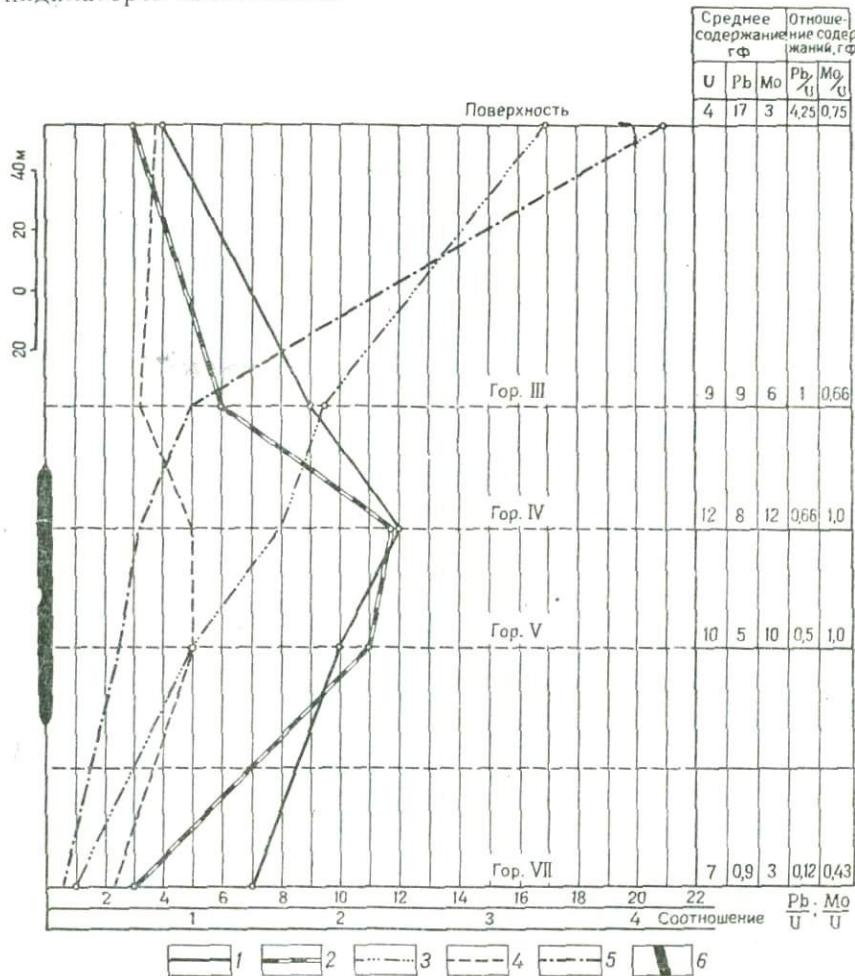


Рис. 18. Графики изменения с глубиной средних содержаний (в гф) элементов-индикаторов в ореолах и их отношений (рудное тело заштриховано)

Для этой цели можно пользоваться методом составления рядов элементов-индикаторов зональности с помощью коэффициента контрастности зональности, который представляет собой отношение значений параметра ореола данного элемента на верхнем (числитель) и нижнем (знаменатель) сечениях исследуемого разреза.

В качестве примера в табл. 27 приведены величины линейных производительностей ореолов и коэффициента контрастности зональности, рассчитанные по одному из разрезов уранового месторождения в гранитах.

ТАБЛИЦА 27
ВЕЛИЧИНЫ ЛИНЕЙНОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ (в м%)
И КОЭФФИЦИЕНТА КОНТРАСТНОСТИ ЗОНАЛЬНОСТИ ОРЕОЛОВ

Показатель	Элементы-индикаторы			
	U	Cu	Zn	Pb
Линейная продуктивность:				
поверхность	0,3	1,2	3,0	12,0
V горизонт	0,45	1,3	1,6	5,0
VII горизонт	0,5	0,7	0,2	0,26
Коэффициент контрастности	0,6	1,7	15,0	46,0

Если элементы расположить по порядку убывания величины коэффициента контрастности, получим ряд элементов-индикаторов зональности, где слева направо происходит смена элементов в соответствии с зональностью их ореолов. Для рассмотренного выше примера будем иметь: свинец (46,0) — цинк (15,0) — медь (1,7) — уран (0,6). Практическое значение подобных рядов заключается в том, что с их помощью удается определить наиболее контрастные, а следовательно, наиболее надежные для оценки уровня эрозионного среза индикаторные отношения, какими будут пары элементов, максимально удаленных в рядах зональности. Для рассмотренного примера такой является пара свинец—уран.

Использование коэффициента контрастности дает однозначные результаты только при условии монотонного характера изменения по вертикали продуктивностей ореолов. Однако это условие часто нарушается, в связи с чем более надежно использовать показатель зональности элемента-индикатора, который представляет собой отношение продуктивности ореола данного элемента к сумме продуктивностей ореолов всех элементов-индикаторов исследуемого типа оруденения. При этих подсчетах нормирование продуктивностей ореолов производится следующим образом: максимальные значения продуктивностей ореолов по исследуемому разрезу выражаются в единых порядках и в соответствии с этим уточняются остальные. В качестве примера рассмотрим результаты расчета величин показателя зональности по одному из разрезов через скарново-полиметаллическое месторождение Акташ (Таджикская ССР).

ТАБЛИЦА 28
ЛИНЕЙНЫЕ ПРОДУКТИВНОСТИ ОРЕОЛОВ, (м%)

Уровень ореолов	Элементы-индикаторы					
	Pb	As	Sb	Cu	Bi	Mo
Поверхность	1,5	0,17	0,066	0,96	0,07	0,00077
Горизонт I	8,1*	0,006	0,006	0,75	0,03	0,0074
Горизонт II	1,3	0,077	0,014	1,2	0,16	0,018
Горизонт III	0,13	0,017	0,006	0,67	0,076	0,02

* Жирным шрифтом выделены максимальные значения.

Из приведенных в табл. 28 элементов наиболее высокое значение характерно для свинца. Такой же порядок имеет максимальное значение линейной продуктивности ореола меди. Поэтому нормирующий коэффициент (K_n) для нее (как и для свинца) будет равен единице. Для остальных элементов мы получим следующие нормирующие коэффициенты, равные разности порядков максимальных значений пары свинец — элемент: для мышьяка — 10 (0,17—1,7); сурьмы — 100 (0,066—6,6); висмута — 10 (0,16—1,6); молибдена — 100 (0,02—2,0).

Величины показателя зональности, рассчитанные по нормированным значениям линейных продуктивностей ореолов, приведены в табл. 29.

ТАБЛИЦА 29
ВЕЛИЧИНЫ ПОКАЗАТЕЛЯ ЗОНАЛЬНОСТИ ЭЛЕМЕНТОВ

Элемент	Нормированное значение линейной продуктивности					Показатель зональности			
	K_n	Поверхность	Скв. 407	Скв. 410	Скв. 411	Поверхность	Скв. 407	Скв. 410	Скв. 411
Свинец	1	1,5	8,1	1,3	0,13	0,13	0,764	0,171	0,03
Мышьяк	10	1,7	0,06	0,27	0,17	0,148*	0,0056	0,036	0,04
Сурьма	100	6,6	0,6	1,4	0,6	0,574	0,056	0,184	0,139
Медь	1	0,96	0,75	1,2	0,67	0,084	0,071	0,158	0,156
Висмут	10	0,7	0,3	1,6	0,76	0,061	0,028	0,211	0,177
Молибден	100	0,07	0,74	1,8	2,0	0,0061	0,07	0,237	0,465
Σ линейных продуктивностей		11,5	10,6	7,6	4,3	—	—	—	—

* Жирным шрифтом выделены максимальные для каждого из элементов значения показателя зональности.

Нетрудно убедиться, что показатель зональности количественно отражает относительное накопление элемента на каждом из исследованных горизонтов. Из табл. 29 следует, что максимальное относительное накопление мышьяка и сурьмы наблюдается на верхнем уровне ореолов, свинца — на втором, меди и висмута — на третьем, а молибдена — на самом нижнем уровне. Таким образом, по результатам расчета показателя зональности можно составить следующий ряд (сверху вниз) элементов: (мышьяк, сурьма) — свинец — (меди, висмут) — молибден.

В скобки заключены элементы, взаимоотношения которых между собой неясны, поскольку максимальные значения их показателя зональности установлены на одних и тех же горизонтах ореолов. Для дальнейшего уточнения местоположения подобных элементов в ряду зональности можно пользоваться изменчивостью величины показателя зональности по вертикали. В случае, когда сравниваются элементы, максимальное накопление которых установлено на крайних уровнях ореолов (верхний или нижний), для оценки этой изменчивости можно пользоваться формулой:

$$G = \sum_{i=1}^n \frac{D_{\max}}{D_i},$$

где G — показатель изменчивости;
 D_{\max} — максимальное значение показателя зональности данного элемента;
 D_i — значение показателя зональности элемента на i -ом горизонте;
 n — количество горизонтов (не считая горизонты максимального накопления).

Для мышьяка и сурьмы получим (см. табл. 29):

$$G_{As} = \frac{0,148}{0,0056} + \frac{0,148}{0,036} + \frac{0,148}{0,04} = 26,4 + 4,14 + 3,7 = 34,22;$$

$$G_{Sb} = \frac{0,574}{0,056} + \frac{0,574}{0,184} + \frac{0,574}{0,139} = 10,2 + 3,1 + 4,1 = 17,4.$$

$G_{As} > G_{Sb}$, что позволяет в ряду зональности сурьму расположить после мышьяка. В случае, когда максимальные значения показателя зональности элементов установлены на крайнем нижнем горизонте, в ряду зональности элементы будут расположены по возрастанию градиента.

В тех случаях, когда максимальное относительное накопление нескольких элементов наблюдается на уровне средних горизонтов, можно пользоваться разностью градиентов $G_1 - G_2$, где G_1 — градиент по направлению вверх, а G_2 — вниз от уровня горизонта максимального накопления элемента. Последовательность этих элементов в ряду зональности будет определяться указанной разностью градиентов: чем больше величина этой разности, тем правее место элемента в ряду зональности, и наоборот.

Для иллюстрации этого рассмотрим взаимоотношение меди и висмута, максимальное накопление которых установлено на горизонте II (см. табл. 29).

Для меди:

$$G_1 = \frac{0,158}{0,071} + \frac{0,158}{0,084} = 2,23 + 1,88 = 4,11;$$

$$G_2 = \frac{0,158}{0,156} = 1,01; \quad G_1 - G_2 = 4,11 - 1,01 = 3,1.$$

Для висмута:

$$G_1 = \frac{0,211}{0,028} + \frac{0,211}{0,061} = 7,54 + 3,46 = 10,0;$$

$$G_2 = \frac{0,211}{0,177} = 1,19; \quad G_1 - G_2 = 10 - 1,19 = 8,81.$$

Так как разность градиентов показателя зональности висмута больше, это позволяет расположить его в ряду зональности правее меди.

Таким образом, для рассмотренного выше примера мы получили следующий ряд элементов-индикаторов зональности ореолов: мышьяк—сурьма—свинец—медь—висмут—молибден.

По сравнению с методом составления рядов зональности по величине коэффициента контрастности отношений продуктивностей пар элементов, метод показателя зональности обладает большей точностью: благодаря суммированию продуктивностей ореолов широкого круга элементов влияние случайных ошибок определения исходных данных уменьшается.

Ряды элементов-индикаторов вертикальной зональности первичных ореолов, как уже отмечалось, имеют большое практическое значение — на их основе определяются наиболее важные в практическом отношении элементы-индикаторы зональности ореолов, используемые для оценки уровня среза геохимических аномалий. В общем случае такими будут элементы, максимально удаленные друг от друга в рядах зональности, поскольку отношения параметров ореолов подобных пар элементов с глубиной меняются более контрастно и поэтому более надежны в практическом применении.

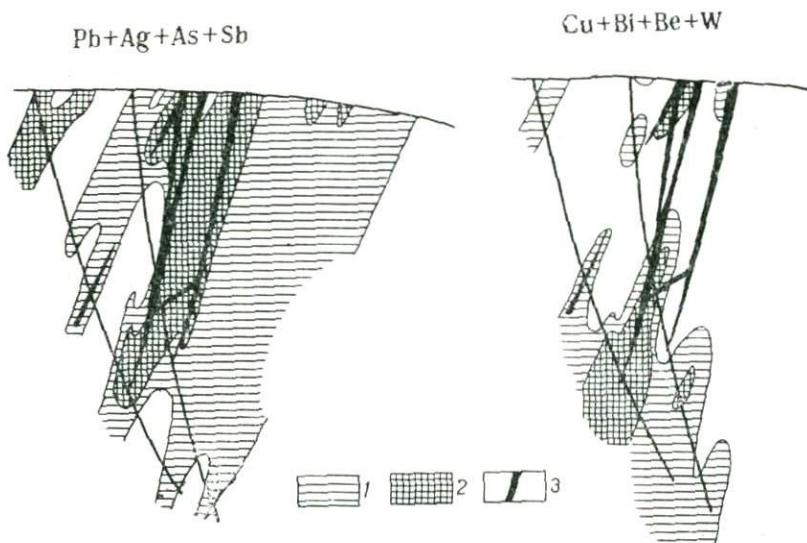


Рис. 19. Мультипликативные ореолы элементов-индикаторов оруденения в разрезе (одного из золоторудных месторождений)

1 — мультипликативные ореолы; 2 — поля максимальных значений производений содержаний элементов; 3 — рудные тела

Зональность в строении рассмотренных выше суммарных ореолов выявляется путем построения частных суммарных ореолов, которые в отличие от общих, строятся для групп элементов с близким расположением по вертикали. Выбор этих групп элементов производится на основе рядов элементов-индикаторов зональности. На рис. 19 приведены частные аддитивные ореолы, построенные по одному из разрезов золоторудного месторождения. Как видно, этим ореолам свойственная контрастная вертикальная зональность, обусловленная противоположным поведением ореолов надрудных (выклинивание с глубиной) и подрудных (резкое расширение с глубиной) элементов. Величина отношения линейных продуктивностей этих ореолов на глубине 130 м убывает более чем в 1500 раз.

Следует отметить, что при построении частных суммарных (мультипликативных) ореолов групп надрудных и подрудных элементов, выбранных на основе рядов их зональности, вследствие перемножения содержаний элементов происходит резкое усиление контрастности зональности ореолов. Кроме того, благодаря большим размерам применение суммарных ореолов для оценки уровня эрозионного среза геохимических аномалий дает более стабильные результаты.

Существенное повышение контрастности зональности достигается также методом расчета отношений произведений средних содержаний двух групп элементов-индикаторов, предложенным А. П. Солововым (Соловов, Гаранин, Голубев, 1971), однако метод суммарных ореолов предпочтительнее, так как последние в отличие от моноэлементных менее подвержены влиянию помех (ошибки опробования, анализа и др.).

ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ ВОКРУГ РУДНЫХ ТЕЛ КРУТОГО ПАДЕНИЯ

Ниже, на примере ряда месторождений, кратко рассмотрены основные особенности состава и строения первичных геохимических ореолов, развитых вокруг рудоносных зон крутого падения.

Висмутовое месторождение в скарнах. Центральный Чокадамбулак. Чокадамбулакское рудное поле расположено в Западном Карамазаре (Таджикская ССР). Площадь месторождения сложена мраморизованными известняками ($D_3—C_1$), эфузивно-туфогенными образованиями (P_1), интрузивными и контактово-метасоматическими породами. Известияки в виде отдельных разобщенных и вытянутых в широтном направлении выходов занимают центральную часть участка, слагая южное крыло антиклинали. Мощности их колеблются от 5 до 200 м. Известияки с резким угловым несогласием перекрываются эфузивно-туфогенными образованиями.

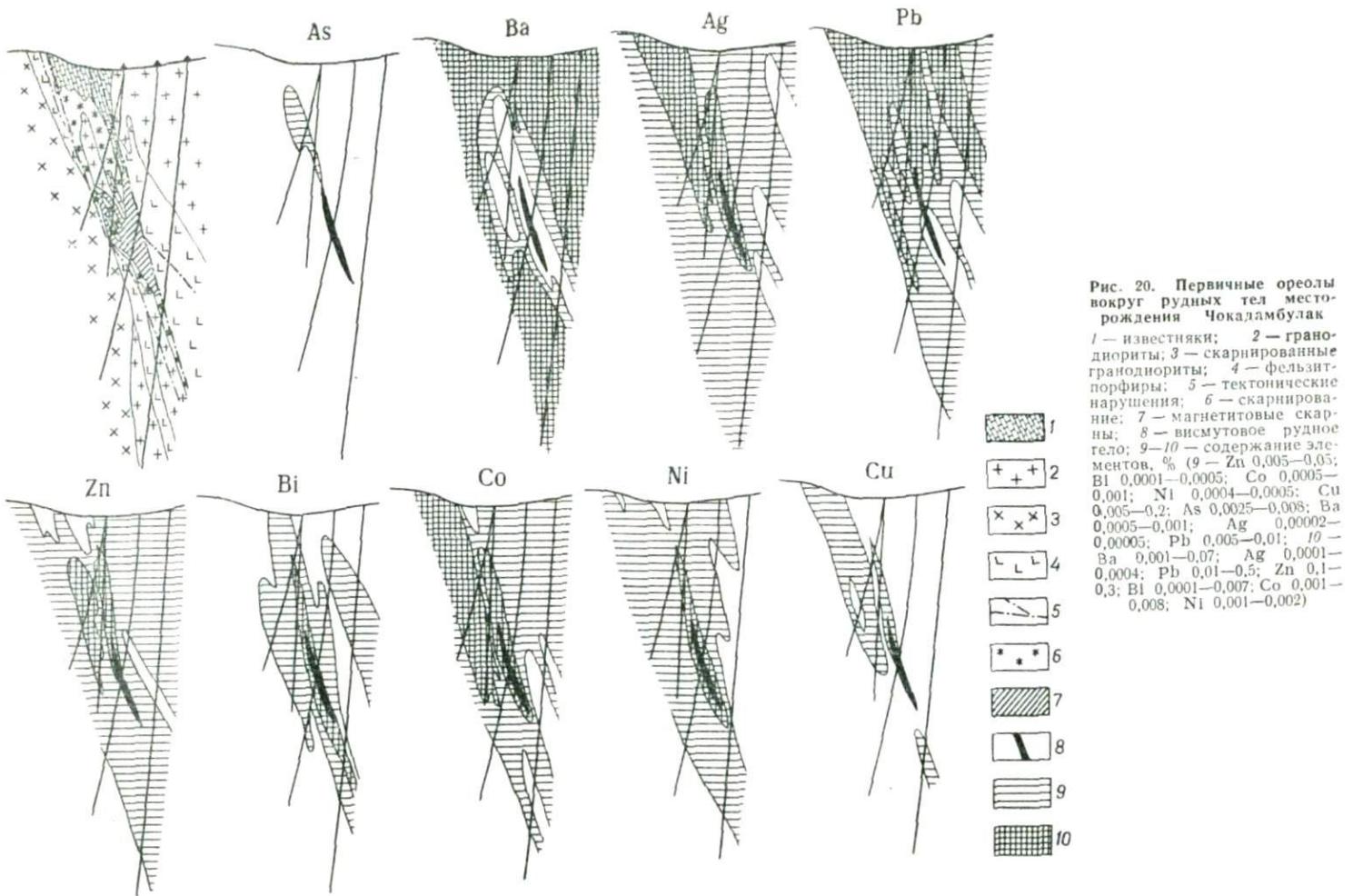
Интрузивные породы участка относятся преимущественно к кислым и менее к основным разностям. Наибольшее распространение имеют гранодиориты Чокадамбулакского интрузива, слагающие половину площади месторождения. Менее распространены гранит-порфиры, встречающиеся в гранодиоритах штокообразных тел.

Рудная зона приурочена к контакту известняков с гранодиоритами и представлена гранатовыми и пироксеновыми скарнами с магнетитом, слагающим массивные и вкрапленные, реже полосчатые магнетитовые руды (рис. 20). Висмутовое оруденение приурочено к магнетитовым скарнам. Минеральный состав руд весьма разнообразен; основными рудными минералами являются: магнетит, мушкетовит, пирит, арсено-пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, кобальтин, сульфосмутиты свинца и меди, висмутин, марказит, самородное золото, шеелит.

На месторождении выделяются следующие стадии минерализации: 1) раннего магнезиального метасоматоза; 2) ранних известковых скарнов; 3) скарново-магнетитовая; 4) актинолит-магнетитовая; 5) сульфидная; 6) серпентин-хлорит-сульфидная; 7) карбонат-сульфидная; 8) кварц-карбонатная. Висмутовое оруденение связано с серпентин-хлорит-сульфидной стадией.

Вокруг рудных тел месторождения в результате обработки данных геохимического опробования были выявлены значительные по размерам и интенсивности ореолы химических элементов (см. рис. 20). Несмотря на значительную глубину залегания слепого рудного тела (почти 200 м), ореолы ряда химических элементов на поверхности продолжают оставаться интенсивными, что свидетельствует о значительной вертикальной протяженности надрудных ореолов. Минимальными размерами обладает ореол мышьяка, что, по всей вероятности, объясняется недостаточной чувствительностью анализа на этот элемент.

Обращает на себя внимание необычное распределение бария. Для этого элемента установлен отчетливый вынос из рудного тела и прилегающих к нему участков (см. рис. 20).



Полиметаллические месторождения в скарнах.
Акташ. Месторождение Акташ находится в восточной части Кансайского рудного поля, расположенного на южном склоне Кураминского хребта (Таджикская ССР). Площадь месторождения характеризуется широким распространением скарнов, образовавшихся на контакте известняков и гранодиорит-порфиров. Местами известняки серпентинизированы. Изверженные породы окварцованны, хлоритизированы. Скарновые тела представлены жилами, линзо- и трубообразными телами (рис. 21). Состав скарнов: гроссуляр-андрадит, диопсид-салит, везувиан.

Локализация оруденения контролируется разрывными нарушениями субширотного и северо-восточного простирания. Для руд месторождения характерны вкрапленная, прожилково-вкрапленная и пятнисто-вкрапленная текстуры.

На месторождении известны магнетитовые, магнетит-сульфидные руды в контактowych скарновых залежах, вкрапленные галениг-сфалеритовые в виде тел неправильных форм и трубообразные тела богатых галениг-сфалеритовых руд, где наряду со скарновыми минералами широко распространены амфиболы, карбонаты и хлориты. Основные минералы руд — магнетит и сфалерит, в незначительных количествах отмечаются галениг, халькопирит и минералы висмута.

На рис. 21 приведены первичные ореолы химических элементов, оконтуренные вокруг рудных тел галениг-сфалеритового состава. Кроме этих элементов, по разрезу выявлены также различные по размерам и интенсивности ореолы олова, кобальта и молибдена. Пробы, отобранные по данному разрезу с поверхности, на барий не анализировались, в связи с чем распределение этого элемента изучено только по результатам опробования керна скважин.

Как следует из рис. 21, слепые рудные тела, залегающие на глубине более 200 м, на поверхности отчетливо фиксируются первичными ореолами ряда элементов. Как и на месторождении Чокадамбулак, рудные тела характеризуются минимальными содержаниями бария (см. рис. 21).

Курусай. Месторождение Курусай расположено в северо-западном окончании Курусайской гряды (Таджикская ССР). Вмещающими породами являются мраморы турнейского яруса, прорванные небольшими дайками и штокообразными телами кварцевых порфиров, сиенит-порфиров, авгитовых порфиритов и других изверженных пород.

Месторождение приурочено к участку сопряжения кругопадающих коротких трещин отрыва северо-восточного простирания с Главным рудным разломом меридионального направления и состоит из сложно-ветвящихся оруденелых скарновых тел трубчатой формы. Установлено два типа скарнов: скарны, возникшие на контакте мраморов с изверженными породами, и скарны инфильтрационного типа в мраморах. Последние представлены гранатами андрадитовой и андрадит-гроссуляровой групп, а также пироксеном (манган-геденбергитом).

На рис. 22 изображены первичные ореолы, развитые вокруг слепого рудного тела № 7. По этому разрезу, как и по многим другим, исследованным на различных участках этого месторождения, выявлены первичные ореолы широкого круга элементов. На рис. 22 приведены только ореолы бария, свинца, меди и висмута, прослеженные на значительную глубину (более 600 м). Зональность в строении ореолов выражается в накоплении бария исключительно в верхней части околоврудного пространства, а висмута — в нижней, на уровне выклинивания

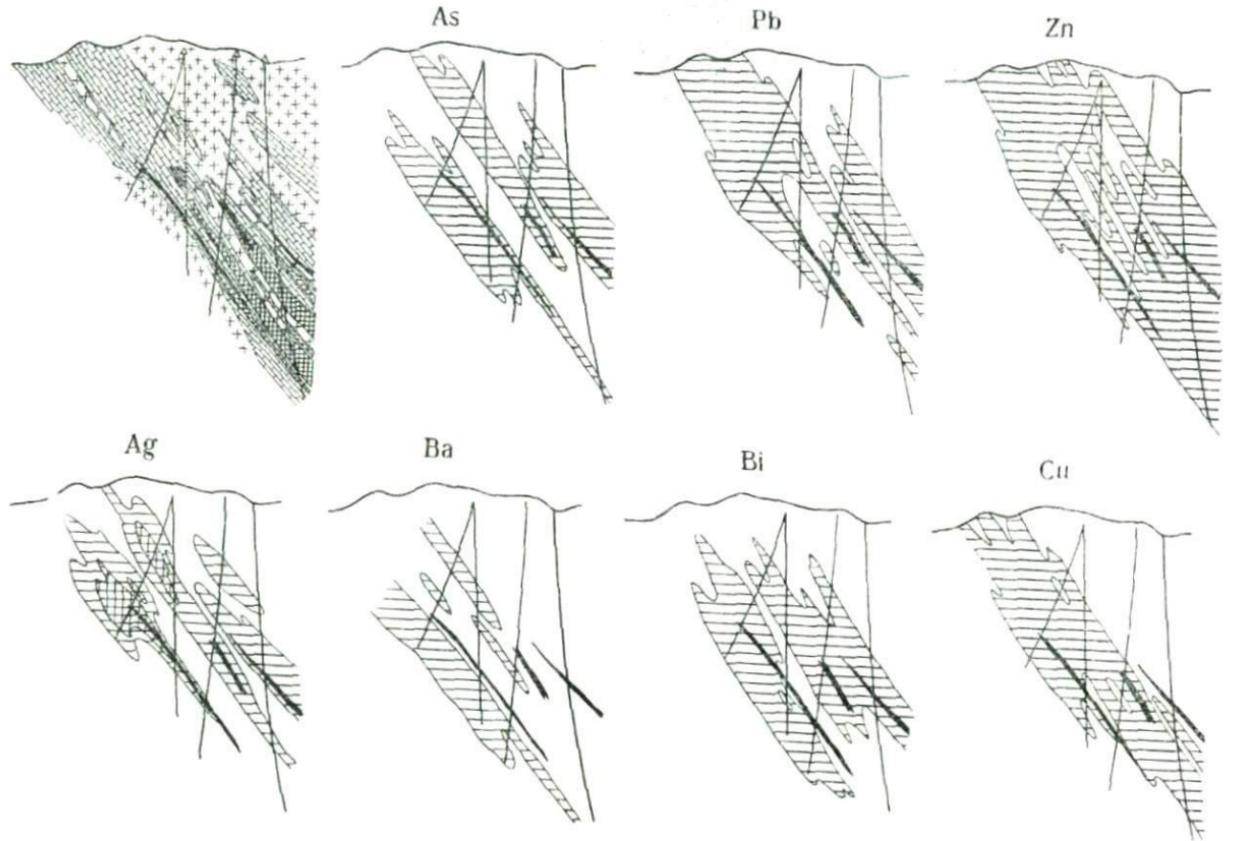


Рис. 21. Первичные ореолы вокруг рудных тел месторождения Акташ

1 - известники; 2 - гранодиорит-порфиры; 3 - магнетитовые скарны; 4 - рудное тело; 5-6 - содержания элементов, % (5 - Cu 0,003–0,25; Bi 0,0003–0,04; Zn 0,01–1,5; Pb 0,005–1,5; Ag 0,00005–0,0001; As 0,0025–0,01; Ba 0,01–0,15; 6 - Ag 0,001–0,0015)

рудного тела. Для ореола меди устанавливается отчетливое усиление и расширение с глубиной.

Следует отметить, что северо-восточнее ореолов, окаймляющих известное рудное тело, выявлена вторая полоса аномальных содержаний элементов. Развитие в пределах этой полосы широкой и интенсивной аномалии бария (в меньшей степени свинца) и практически полное отсутствие меди, и особенно висмута (индикаторов подрудных частей ореолов), позволяют считать эти аномалии надрудными ореолами вероятного слепого оруденения, расположенного северо-восточнее известного рудного тела.

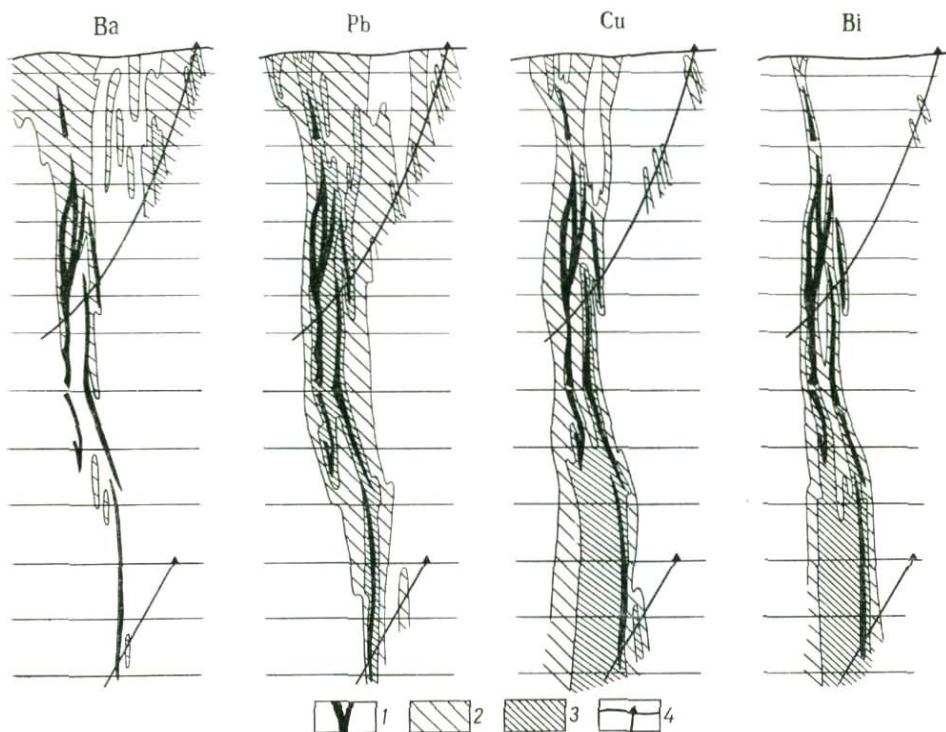


Рис. 22. Первичные ореолы вокруг рудного тела месторождения Курусай I

1 — рудное тело; 2—3 — содержание элементов, % (2 — Ba 0,01—0,1; Pb 0,01—0,1; Cu 0,003—0,02; Bi 0,0001—0,001; 3 — Ba 0,1—0,6; Pb 0,1—1,0; Cu 0,02—0,3; Bi 0,001—0,03); 4 — опробованные сечения

Гарпенберг (Швеция). Результаты геохимического опробования, выполненного на шведском месторождении приводятся с целью сравнения первичных ореолов полиметаллических месторождений с отличной геологической обстановкой.

Месторождение Гарпенберг расположено в Средней Швеции и относится к группе скарновых месторождений. Скарны магнезиальные, инфильтрационного типа, возникшие в результате внедрения докембрийских гранитов в сложно дислоцированную толщу лептитов.

Рудные тела залегают в скарново-доломитовых зонах или кварцитах. Основными минералами скарнов являются tremolит и тальк. Руды

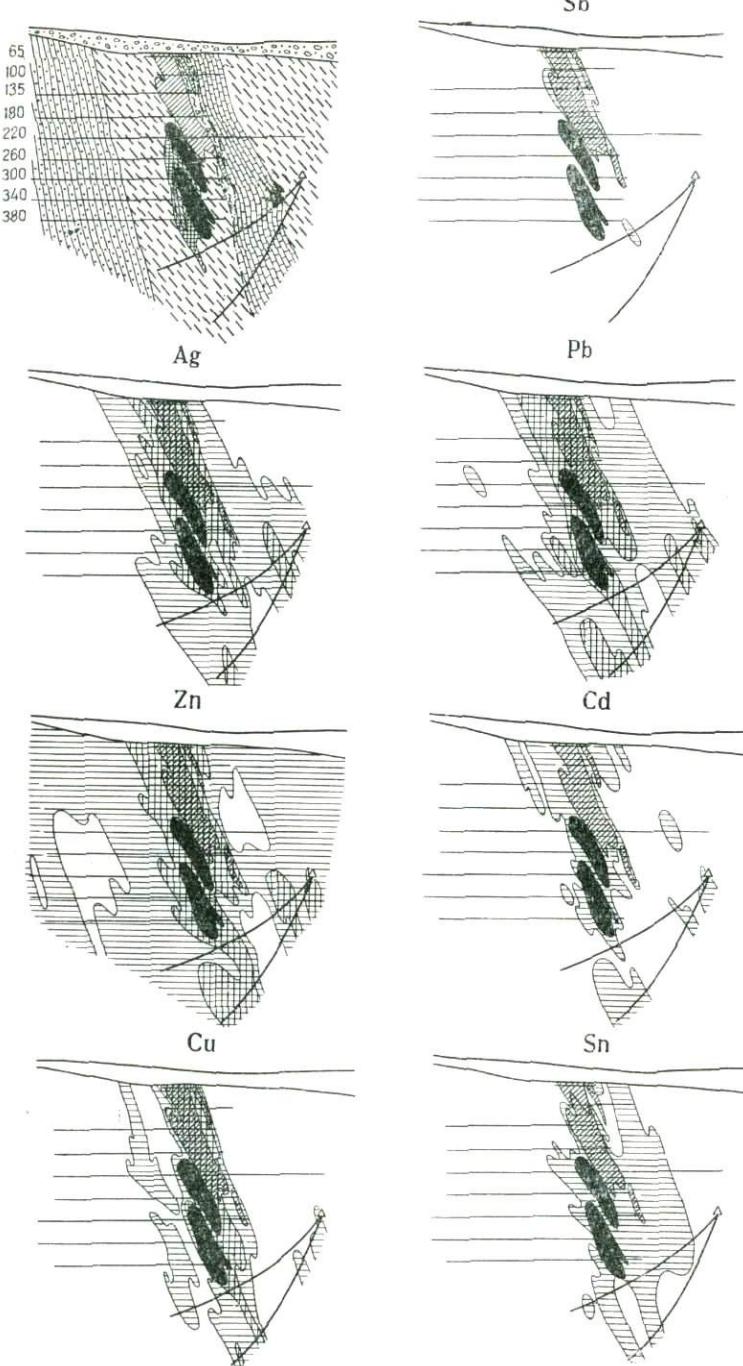
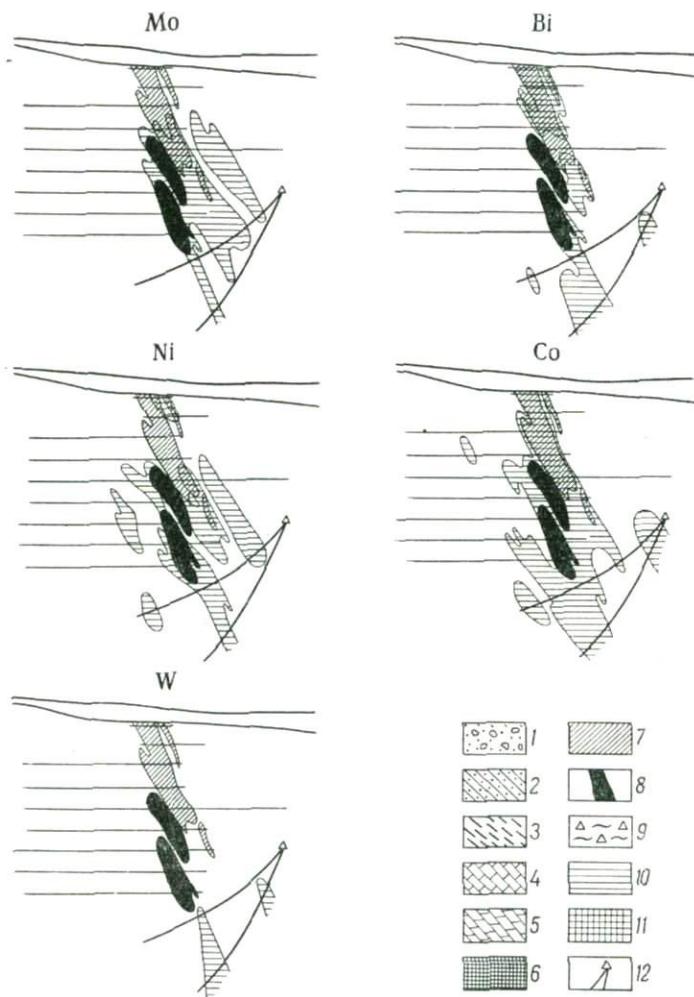


Рис. 23. Первичные ореолы вокруг рудных тел месторождения

1 — насосы; 2 — лепитты; 3 — кварциты; 4 — известники; 5 — доломиты; 6 — скарны; 7—8 — рудные
ментов, % (10 — Sb 0,005—0,05; Ag 0,00005—0,001; Pb 0,005—0,05; Mo 0,001—0,0025; Bi 0,0003—0,013;
11 — Ag 0,001—0,034; Pb 0,1—1,5; Ni 0,001—0,005; Co 0,001—0,017;

месторождения содержат галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, пиротин, молибденит, блеклую руду, а также сульфоантимониты свинца, антимонит, самородное серебро. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом и флюоритом.

На рис. 23 приведены первичные ореолы, исследованные по разрезу путем опробования керна подземных горизонтальных скважин на девяти горизонтах и двух наклонных глубоких скважин. В результате обработки данных геохимического опробования керна скважин оконтурены достаточно контрастные первичные ореолы широкого круга химических элементов, вытянутые по восстанию рудных тел. Наиболее широкими являются ореолы серебра, свинца, цинка, меди и кадмия.



Гарпенберг (геол. основа по Н. Пилава)

тела (7 — окисленные, 8 — неокисленные); 9 — тектонические нарушения; 10—11 — содержания эле-
Ni 0,003—0,001; Co 0,00025—0,001; Zn 0,003—0,01; Cd 0,0005—0,001; Cu 0,001—0,01; Sn 0,001—0,005;
Zn 0,01—1,5; Cd 0,001—0,014; Cu 0,01—1,7); 12 — опробованные сечения

В распределении элементов выявлена отчетливая вертикальная зональность, обусловленная развитием ореолов сурьмы только на верхних горизонтах, а вольфрама, кобальта, никеля и молибдена — на уровне корневых частей рудных тел (см. рис. 23).

Несмотря на резкие различия в условиях локализации оруденения, месторождение Гарпенберг по особенностям развития первичных геохимических ореолов является практически полным аналогом рассмотренных выше скарново-полиметаллических месторождений.

При рассмотрении особенностей распределения химических элементов по исследованному разрезу обращает на себя внимание усиление на глубину (после отчетливого пережима) ореолов серебра, свинца и цинка, несмотря на полное выклинивание рудных тел (глубокие наклонные скважины). При этом намечаются две параллельные аномальные полосы — северная (на продолжении рудных тел) и южная (на контакте известняков с кварцитами).

Эти данные позволили сделать вывод о вероятном наличии на глубине в пределах выделенных аномалий слепых рудных тел. Последующими разведочными работами, проведенными горнорудной компанией «Болиден» в пределах северной аномалии, на глубине было обнаружено крупное слепое рудное тело.

Золоторудное месторождение вулканогенных породах. Рудное поле месторождения сложено в основном вулканогенными породами верхнеакчинской подсвиты среднего карбона, представленными излившимися и пирокластическими образованиями. Это в основном агломератовые туфы, андезитовые порфиры, лавобрекчи андезитовых порфиритов.

Вулканогенные породы прорваны дайками и субвулканическими телами различного состава. Это дацитовые порфиры, сиенит-диоритовые, андезитовые и диабазовые порфиры. Широко развиты разрывные нарушения, которые представлены зонами дробления, брекчирования, и местами выполнены дайковыми или жильными образованиями. Наиболее характерным изменениемrudовмещающих пород является их пропилитизация.

Морфология рудных тел весьма разнообразна. На месторождении выделяются круто- и пологопадающие рудные тела, подавляющее большинство которых имеет меридиональное простиранье.

Формирование рудных тел многостадийное. В золоторудном гидротермальном этапе выделяются следующие стадии — силикатная, гибнерит-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая, сульфидно-кварц-карбонатная. Наиболее интенсивно проявлена золото-сульфидно-кварцевая стадия. Для руд месторождения характерны: пирит, галенит, блеклая руда и халькопирит, сфalerит, самородное золото, серебро, висмут, теллуриды серебра, золота, висмута. Эти минералы образуют неравномерную, гнездообразную и прожилковую вкрапленность. Кварц является основным жильным минералом рудных тел.

Распределение рудных элементов вокруг рудоносных зон изучено по ряду разведочных разрезов. На рис. 24, 25 изображены первичные ореолы широкого круга химических элементов, развитых вокруг выклинивающихся с глубиной сближенных в пространстве кварц-золоторудных жил. Как следует из рис. 24, 25, ореолы только золота и серебра обладают значительными размерами и интенсивностью, а остальных элементов характеризуются минимальной интенсивностью и редко выходят за пределы рудоносной зоны. Отмеченное не относится к сурьме

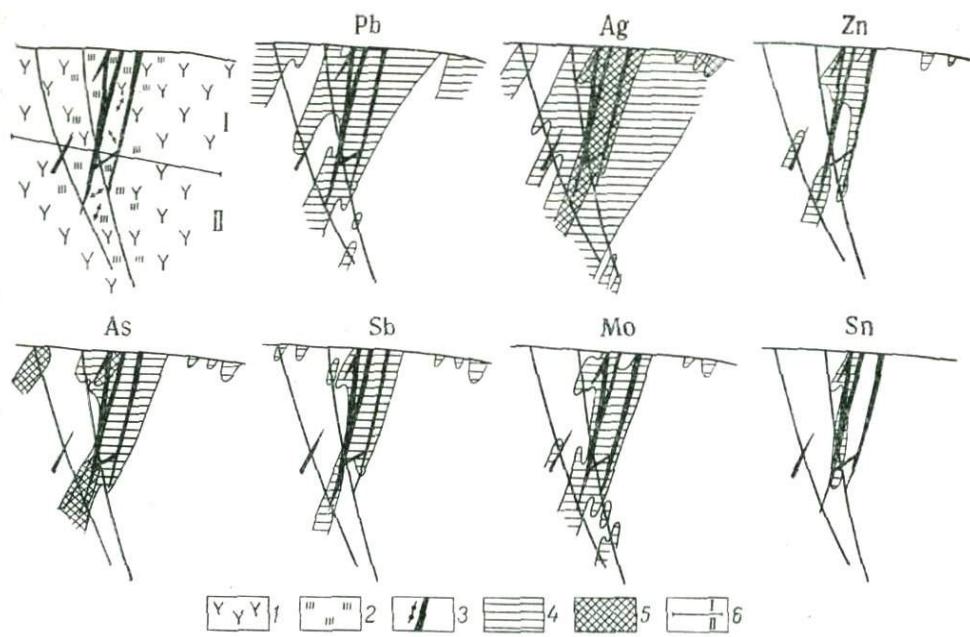


Рис. 24. Первичные ореолы вокруг рудных тел месторождения золота в вулканогенных породах
 1 — андезитовые порфириты; 2 — измененные породы; 3 — золоторудные жилы; 4—5 — содержания элементов, % (4 — Pb 0,001—0,05; Ag 0,00001—0,0001; Zn 0,005—0,05; As 0,007—0,01; Sb 0,003—0,01; Mo 0,0001—0,001; Sn 0,0001—0,005; 5 — Ag 0,0001—0,001; As 0,01—0,1); 6 — граница блоков

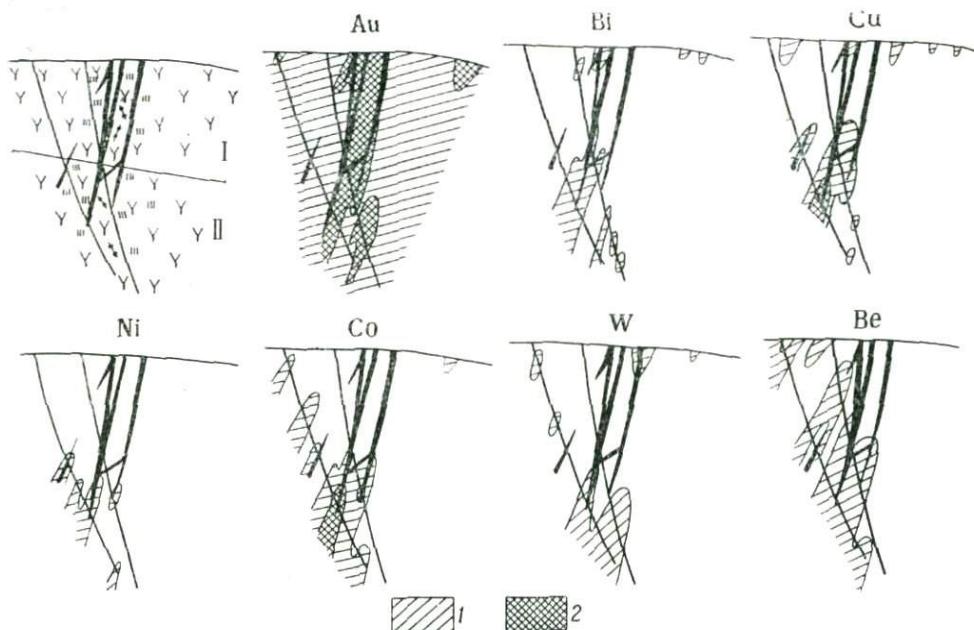


Рис. 25. Первичные ореолы вокруг рудных тел месторождения
 1—2 — содержания элементов, % (1 — Au 0,000001—0,00001; Bi 0,0001—0,001; Cu 0,01—0,1; Ni 0,0005—0,001; Co 0,0005—0,001; W 0,0003—0,001; Be 0,0001—0,001; 2 — Au 0,00001—0,001; Cu 0,1—0,5) (остальные обозначения см. рис. 24)

и мышьяку, небольшие размеры ореолов которых следует объяснить недостаточной чувствительностью анализа на эти элементы.

В строении ореолов устанавливается вертикальная зональность: ореолы сурьмы, свинца и серебра обладают максимальной шириной и интенсивностью в верхней части разреза и проявляют отчетливо выраженную тенденцию к выклиниванию с глубиной. В отличие от них ореолы вольфрама, кобальта, никеля и ряда других элементов избирательно развиты в нижней части разреза на уровне выклинивания рудных жил (см. рис. 25).

В отличие от указанных выше элементов в ореоле мышьяка намечается два «максимума» — в верхней части разреза и на уровне выклинивания золоторудных жил (см. рис. 24).

Как уже отмечалось, ореолы большинства элементов обладают незначительными размерами и интенсивностью, что резко снижает эффективность и, в первую очередь, надежность использования этих элементов в качестве индикаторов данного типа оруденения. В связи с этим для усиления слабых ореолов и повышения на этой основе надежности их практического применения были построены суммарные ореолы, приведенные выше (см. рис. 19).

Медно-порфировые месторождения (на примере месторождений Алмалыкской группы). В геологическом строении Алмалыкского рудного поля (северо-западные отроги Кураминского хребта) участвует сложный и разновозрастной комплекс осадочных, эфузивных и интрузивных пород. Нижний палеозой представлен метаморфическими сланцами ордовика — силура, средний — нижнедевонскими эфузивами и терригенно-карбонатными отложениями среднего девона — нижнего карбона. К верхнему палеозою относятся широко распространенные в районе осадочно-вулканогенные породы карбона и нижней перми.

Интузивные образования занимают около 70% площади поля. На территории района развиты комплексы каледонского и герцинского циклов, а в последнем тектономагматическом цикле выделяют этапы: добатолитовый, батолитовый и малых порфировых интрузий. Дайки распространены очень широко, особенно гранодиорит-порфиров, лампрофиров, диоритовых и диабазовых порфиритов.

Медно-порфировое оруденение тяготеет к штокам гранодиорит-порфиров, которые локализуются в зонах разлома северо-восточного и северо-западного простираций. Обычно промышленное медно-порфировое оруденение приурочено к пологому контакту интрузий гранодиорит-порфиров. Рудовмещающие породы пропилитизированы, хлоритизированы и окварцовированы.

На рис. 26 приведен разрез через группу слепых рудных тел месторождений Северо-западный Балыкты. В строении ореолов выявлена отчетливая вертикальная зональность, которая выражается в избирательном накоплении бария, свинца, мышьяка и цинка в надрудной части ореолов, а молибдена, меди, бериллия и олова на уровне выклинивания рудных тел.

Медное месторождение (Кафан). В геологическом строении Кафанского рудного поля, расположенного в юго-восточной части Армянской ССР, участвуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования средней и верхней юры. Наиболее древними являются нижнебайосские эпидотизированные андезитовые порфиры и их лавобрекчи, слагающие нижнюю вулканогенную свиту. В верхах

ее залегают потоки андезито-дацитовых порфиритов мощностью до 600 м. Рыше согласно залегает средне-верхнебайосская вулканогенная свита. В основании ее находится относительно выдержанная пачка ту-

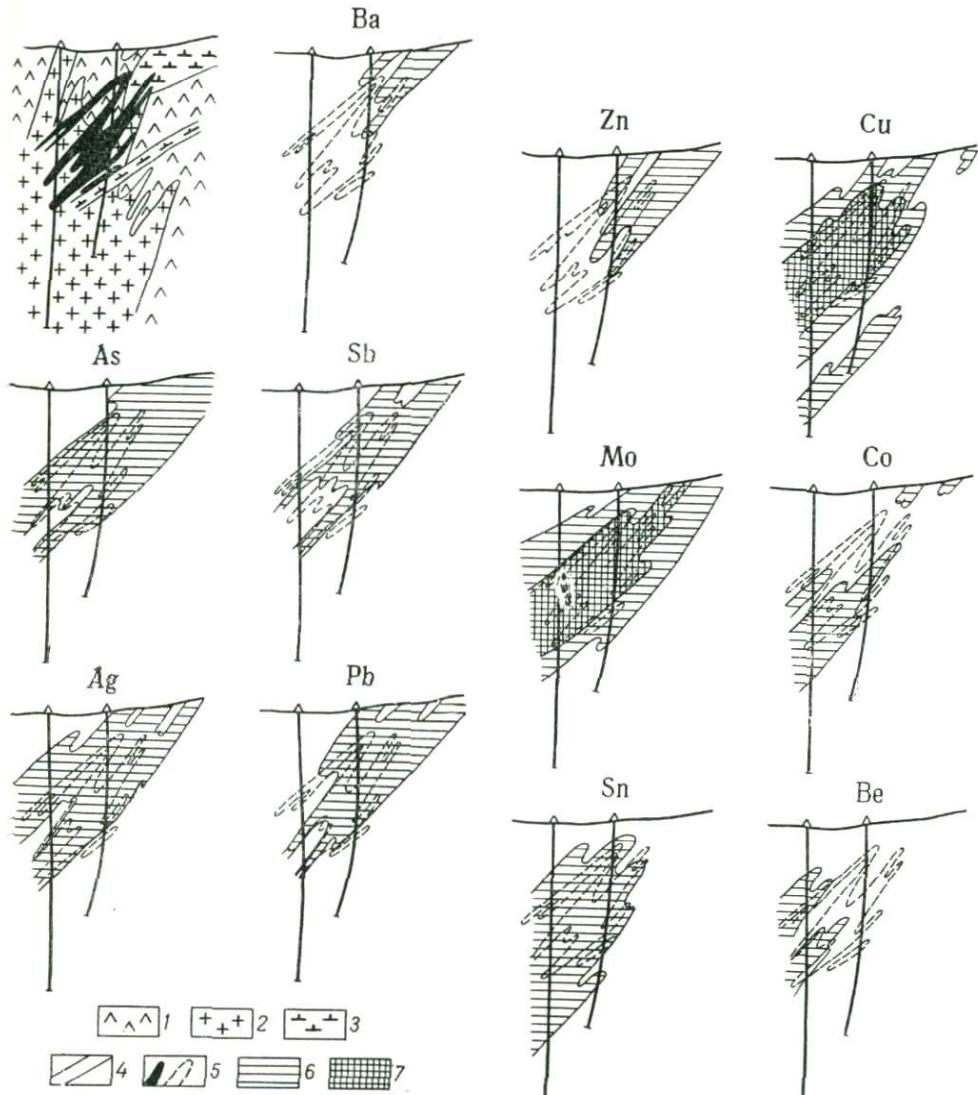


Рис. 26. Первичные ореолы вокруг слепых рудных тел

1 — сиенит-диориты; 2 — гранодиорит-порфиры; 3 — кварцевые порфиры; 4 — зоны дробления;
5 — рудные тела; 6—7 — содержания элементов, % (6 — Ba 0,1—0,5; As 0,001—0,01; Sb 0,001—0,07;
Ag 0,0001—0,0001; Pb 0,01—0,07; Zn 0,01—0,5; Cu 0,1—0,3; Mo 0,0001—0,001; Co 0,001—0,008;
Sn 0,001—0,016; Be 0,0002—0,0017; 7 — Cu 0,3—1,0; Mo 0,001—0,006)

фопесчаников и песчаников, далее идут кварцевые порфиры, плагиоклазовые порфириты, их туфы и туфобрекции. Верхнеюрская свита представлена туфобрекциями и туфоконгломератами с маломощными потоками плагиоклазовых и диабазовых порфиритов с редкими линзами известняков и туфов. В основании свиты — маломощный слой базальных конгломератов. Мощность свиты 600—800 м.

Промышленная медная минерализация Кафанского рудного поля приурочена к толще среднеюрских (средний и верхний байос) вулканогенно-осадочных пород.

Вокруг рудных тел месторождения выявлены значительные по размерам и интенсивности первичные ореолы широкого круга элементов. Вертикальная зональность в строении ореолов выражается в избирательном накоплении бария, мышьяка и свинца в верхних (надрудных) частях ореолов, а висмута, кобальта и никеля — на уровне корневых частей рудных тел (рис. 27).

Жильные полиметаллические месторождения. Восточный Канимансур. Месторождение расположено на южном склоне Кураминского хребта (Таджикская ССР). Рудное поле в основном сложено эффузивными породами верхнего палеозоя.

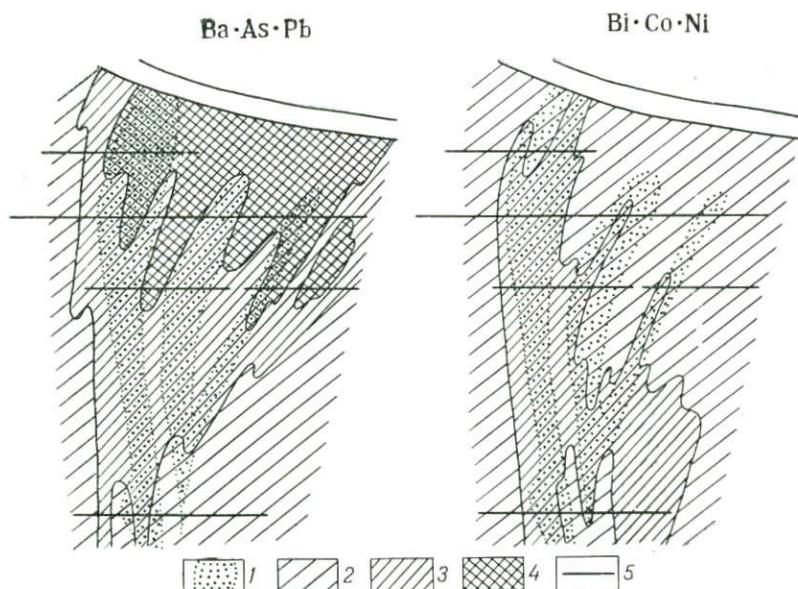


Рис. 27. Мультиплективные ореолы элементов-индикаторов вокруг зоны штокверка
1 — зоны штокверка; 2 — произведение содержаний $(2 - \text{Ba} \cdot \text{As} \cdot \text{Pb} = 1 \cdot 10^{-11} - 1 \cdot 10^{-1})$,
 $\text{Bi} \cdot \text{Co} \cdot \text{Ni} = 1 \cdot 10^{-12} - 1 \cdot 10^{-10}$; 3 — $\text{Ba} \cdot \text{As} \cdot \text{Pb} = 1 \cdot 10^{-9} - 1 \cdot 10^{-8}$; 4 — $\text{Bi} \cdot \text{Co} \cdot \text{Ni} = 1 \cdot 10^{-9} - 1 \cdot 10^{-8}$; 4 — $\text{Ba} \cdot \text{As} \cdot \text{Pb} = 1 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-5}$; 5 — опробованные сечения

Рудовмещающие вулканогенные породы верхнепалеозойского возраста представлены туфолавами, туфобрекчиями кварцевых порфиров, флюидальными фельзит-порфирами, андезитовыми порфиритами, кварцевыми порфирами. Эти породы прорваны большим числом даек фельзит-порфиров, кварцевых порфиров и диабазовых порфиритов.

В структурном отношении месторождение приурочено к юго-восточному крылу Тавакской антиклинали, осложненной серией разломов северо-восточного, либо широтного простирания с падением на юго-юго-восток под углами $70 - 90^\circ$. Разломы представлены мощными зонами дробленых и гидротермально-измененных пород, местами выполненных кварцем, баритом, флюоритом и сульфидами.

Описанные разломы осложнены многочисленными трещинами оперения, которые наряду с основными структурами контролируют размещение рудных тел. Рудные тела месторождения приурочены к

Главному разлому, разлому Южная ветвь, к оперяющим их трещинам и имеют линзообразные формы с многочисленными апофизами.

На месторождении установлены следующие стадии минерализации: 1) кварц-гематитовая; 2) кварц-сульфидная (медио-висмутовые руды); 3) барит-флюорит-сульфидная (свинцово-серебряные руды); 4) кварц-карбонатная.

Минеральный состав медно-висмутовых руд: халькопирит, пирит, висмутин, козалит, айкинит, в меньших количествах — арсенопирит, блеклая руда, сфалерит, галенит, сульфосоли серебра; жильные минералы представлены кварцем и флюоритом. Основными минералами свинцово-серебряных руд являются: галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, халькопирит, блеклая руда, стефанит, а из жильных — кварц, барит, флюорит.

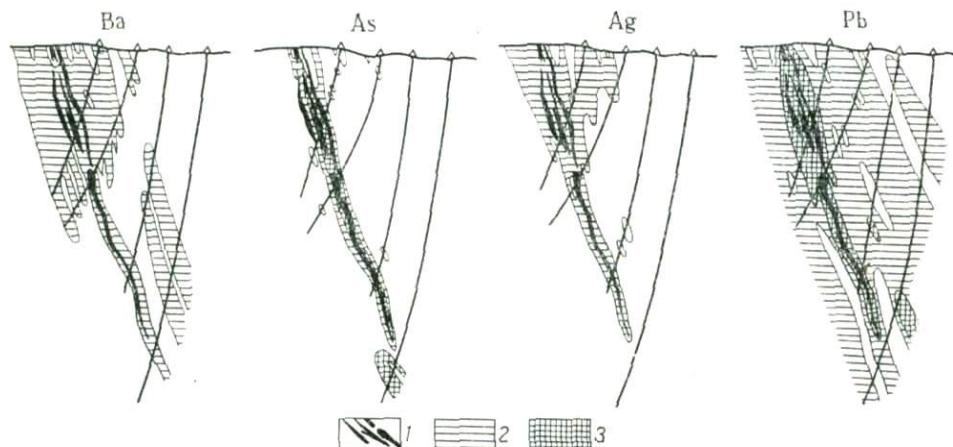


Рис. 28. Первичные ореолы вокруг рудных тел Главной зоны месторождения (Вост. Канимантур), 1 — рудное тело; 2—3 — содержание элементов, % (2 — Ba 0,04—0,05; As 0,0005—0,01; Ag 0,00005—0,0001; Pb 0,005—0,1; 3 — As 0,01—0,1; Ag 0,0001—0,06; Pb 0,1—1,5).

Как показали результаты обработки данных опробования, вокруг рудных тел месторождения развиваются ореолы большого круга химических элементов. На рис. 28, 29 изображены первичные ореолы, оконтуренные вокруг зоны Главной. В этой зоне рудные тела серебряно-свинцового состава (группа сближенных рудных тел) залегают близко к поверхности и с глубиной переходят в медно-висмутовое.

Первичные ореолы большинства элементов-индикаторов по ширине намного превосходят рудные тела. О вертикальной протяженности ореолов трудно судить, поскольку из-за неглубокого залегания рудных тел по существу выяснены особенности распределения элементов-индикаторов только на уровне рудных тел. Тем не менее в строении первичных ореолов проявляется отчетливая вертикальная зональность, которая выражается в закономерной смене по вертикали ореолов одних элементов другими. Такие элементы, как барий, серебро и частично свинец, образуют весьма широкие и контрастные ореолы только в верхних частях разреза — на уровне свинцово-серебряных рудных тел и выше. Вниз по падению рудных тел ореолы этих элементов резко сужаются. Наиболее резко выклиниваются ореолы бария и серебра. В отличие от них ореолы меди, висмута, кобальта, молибдена, олова

и вольфрама развиваются практически только в нижней части разреза (см. рис. 28, 29).

Наиболее наглядно вертикальную зональность в распределении элементов отражают пары: барий (серебро) — кобальт (вольфрам). Ореолы этих элементов как бы представляют собой зеркальное отражение друг друга.

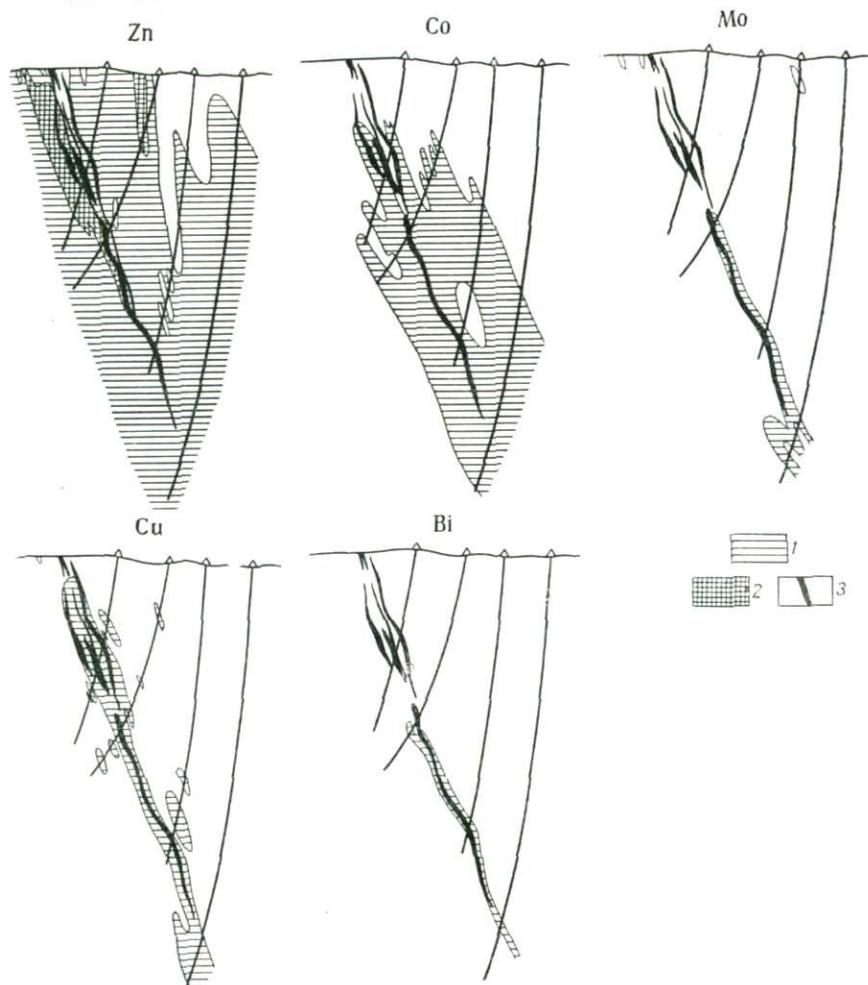


Рис. 29. Первичные ореолы вокруг рудных тел Главной зоны месторождения Вост. Каннмансур
Содержание элементов, %: 1 — Zn 0,005—0,01; Cu 0,0005—0,01; Bi 0,00008—0,001; Co 0,0002—0,006;
Mo 0,0001—0,008; 2 — Zn 0,01—0,8; 3 — рудное тело

Как следует из рис. 28, распределение мышьяка в разрезе отличается от остальных элементов. На уровне свинцово-серебряных руд ореол мышьяка является весьма контрастным. Вниз по разрезу он несколько сужается, но затем опять расширяется, достигая значительной ширины и интенсивности в подрудной части разреза. Такое поведение мышьяка, по всей вероятности, обусловлено минеральной зональностью, вызванной сменой с глубиной одних форм нахождения этого элемента другими. Вероятнее всего, в верхних частях мышьяк в основ-

ном содержится в форме блеклой руды, сменяющейся с глубиной арсенопиритом, что подтверждается данными минералогического анализа проб. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен ниже.

Вертикальная зональность первичных ореолов описываемого месторождения может быть выражена следующим рядом элементов-индикаторов: барий — мышьяк₁ — серебро — свинец — цинк — медь — висмут — кобальт — олово — мышьяк₂ — вольфрам. В этом ряду, в отличие от остальных элементов, место мышьяка определено не по величине показателя зональности, а условно, с учетом отмеченной выше минеральной зональности. Первый мышьяк отвечает блеклой руде, второй — арсенопириту.

Архон. Это полиметаллическое месторождение расположено на Северном Кавказе (правом склоне р. Архон-дон).

В геологическом строении района участвуют метаморфические, интрузивные и вулканогенно-осадочные породы. Широко развиты и дизъюнктивные нарушения, контролирующие размещение полиметаллического оруденения.

Полиметаллические жилы месторождения Архон локализуются в крутопадающих трещинах северо-восточного простирания. Наиболее распространенными рудными минералами жил являются пирит, сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, в меньших количествах встречаются тетраэдрит, аргентит, джемсонит, халькозин.

Обработка данных геохимического опробования показала, что вокруг рудных жил, несмотря на их незначительные мощности, существуют весьма широкие и протяженные ореолы свинца, цинка, меди, серебра, кобальта и висмута. Особенности распределения мышьяка и сурьмы на месторождении не были изучены из-за недостаточной чувствительности анализа на эти элементы.

На рис. 30 изображены первичные ореолы свинца, серебра, цинка, меди и кобальта вокруг жилы «Слепая». Надрудные части ореолов построены по данным опробования коренных пород на поверхности над рудной жилой на различных гипсометрических горизонтах с последующей проекцией ореолов на вертикальную плоскость (рельеф над жилой крутой 35—40°). Как видно, ореолы этих элементов по размерам намного превосходят рудное тело и подобно ему резко вытянуты по вертикали. Обращает на себя внимание значительная вертикальная протяженность ореолов серебра, меди и свинца над рудным телом (более 150 м).

В строении первичных ореолов обнаруживается контрастная вертикальная зональность, обусловленная развитием более интенсивных ореолов серебра и свинца в надрудных частях разреза, а кобальта — на уровне рудного тела в самом нижнем горизонте (см. рис. 30).

Урановое месторождение (в гранатах). Месторождение приурочено к юго-восточному окончанию регионального разлома, который на площади рудного поля разделяется на ряд ветвей. Вмещающими рудные тела породами являются граниты поздневарисийского возраста и их жильные аналоги.

В пределах рудного поля проявлены два этапа минерализации: грейзеновый, приведший к образованию многочисленных зон грейзенизации, и гидротермальный, в результате которого сформировались урановые рудные тела.

Протяженность зон грейзенизации различна и в среднем составляет первые сотни метров при мощности от первых до десятков метров.

Зона грейзенизации представляет собой серию крутопадающих трещин с оторочками кварц-мусковитового и кварц-топазового состава.

В позднем гидротермальном этапе выделяются две стадии минерализации: кварц-карбонатно-сульфидная и флюорит-настурлановая. Жилы и прожилки кварц-карбонатно-сульфидной стадии распространены незначительно. Сложенены они в основном жильными минералами: кварцем, кальцитом, флюоритом, диккитом, баритом, альбитом, анкеритом, хлоритом и в незначительном количестве галенитом, сфалери-

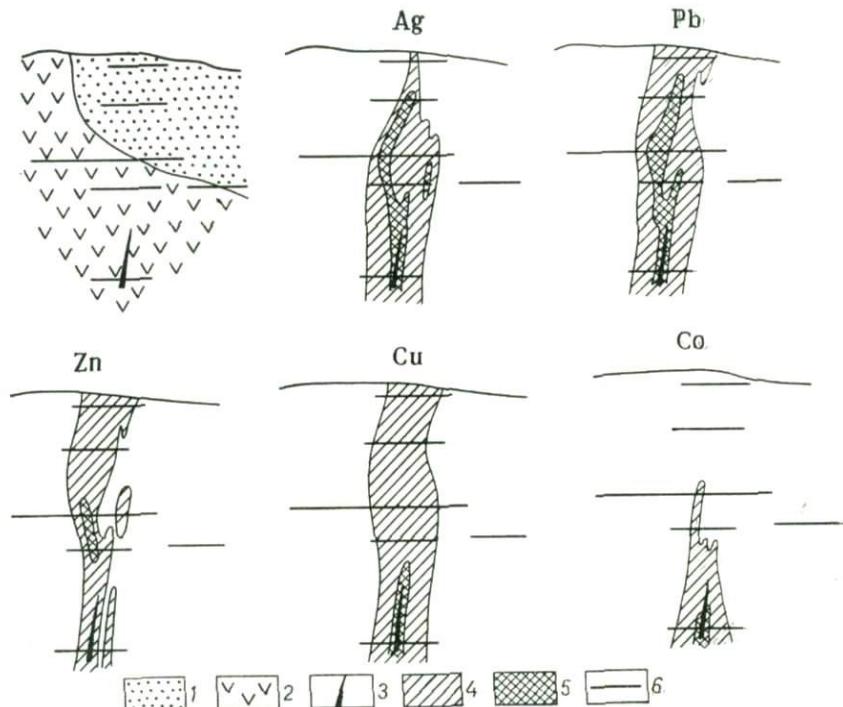


Рис. 33. Первичные ореолы вокруг рудного тела месторождения Архон

1 — песчаники; 2 — альбитофиры; 3 — полиметаллическая жила; 4—5 — содержание элементов, г/т (4 — Ag 1—3, Pb 1—5, Zn 1—3, Cu 1—3, Co 1—2; 5 — Ag, Zn, Cu > 3, Pb > 5, Co > 2); 6 — опробованное сечение

том, халькопиритом, блеклой рудой и гематитом. Мощность этих жил колеблется от первых миллиметров до 5 см, протяженность редко превышает первые метры.

Жилы и прожилки флюорит-настурлановой стадии секут зоны грейзенизации. Чаще всего они залегают в пределах зон грейзенизации, но иногда отмечаются также и за их пределами. Как показали результаты детального геохимического опробования зон грейзенизации за пределами участков проявления флюорит-настурлановой стадии минерализации, процесс грейзенизации не сопровождался заметным привносом элементов-индикаторов уранового оруденения (Григорян, Янишевский, 1968). Это позволяет считать, что образование урановых рудных тел и ореолов вокруг них является результатом воздействия ураноносных гидротермальных растворов как на грейзенизированные, так и неизмененные вмещающие породы.

Рудные тела месторождения сложены многочисленными разноориентированными мелкими прожилками, образующими штокверк. Они представляют собой вытянутые по простирианию и падению линзы, длинная ось которых совпадает с простирианием самих зон грейзенизации. Урановые рудные тела имеют крутое падение, согласное с зонами грейзенизации и являются слепыми.

Как показало геохимическое опробование, вокруг рудных тел существуют широкие и контрастные ореолы урана, свинца, молибдена, меди и цинка.

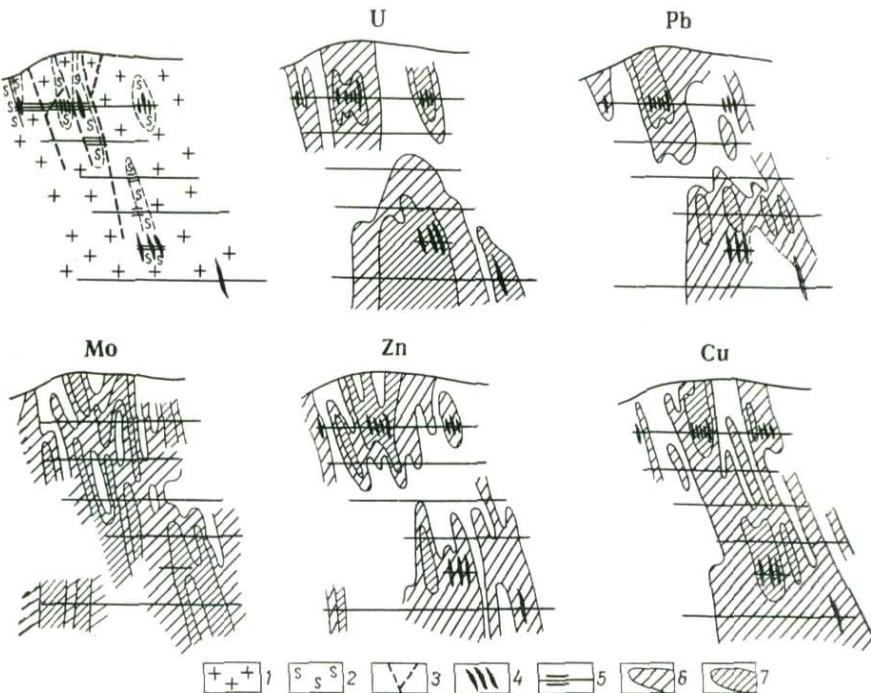


Рис. 31. Первичные ореолы вокруг скрытых урановых рудных тел
1 — лейдократовые грации; 2 — зоны грейзенизации; 3 — трещины; 4 — рудные тела; 5 — опробованные горные выработки и скважины; 6—7 — первичные ореолы; (6 — первое аномальное поле; 7 — второе аномальное поле)

На рис. 31 изображены первичные ореолы, развитые вокруг двух групп слепых рудных тел: верхний (II—III горизонты) и нижний (VI—VII горизонты). Наиболее крупными по размерам являются рудные тела нижних горизонтов, где ореолы урана обладают максимальной шириной и интенсивностью. В отличие от урана, поля максимальных концентраций свинца, цинка и меди располагаются выше рудных тел. Наиболее ярко зональность выражена для ореолов свинца и цинка, являющихся благодаря этому чувствительными индикаторами появляющихся на глубине слепых рудных тел. Каждая группа рудных тел отчетливо фиксируется своеобразными «шапками» ореолов этих элементов. Как следует из рис. 31, ореолы этих элементов, связанные с верхней группой рудных тел, по сравнению с нижней «волной» являются более значительными по размерам и интенсивности, несмотря на то, что нижние рудные тела, как уже отмечалось, являются более крупными.

Эти данные показывают, что наряду с зональностью ореолов, развитых вокруг каждого рудного тела (или группы рудных тел), по всей вероятности, существует также зональность месторождения в целом, которая выражается в развитии (при прочих равных условиях) более интенсивных ореолов надрудных элементов вокруг рудных тел, расположенных на гипсометрически более высоких уровнях.

Ртутное месторождение (Агятағ). Исследования показывают, что расшифровка результатов геохимического опробования рудных тел и вмещающих пород на месторождениях ртути существенно затруднена из-за сложности геологического строения подобных месторождений и прежде всего исключительной изменчивости оруденения в пространстве. Немаловажным является также то обстоятельство, что вследствие низких содержаний в рудах элементы-спутники ртути образуют чрезвычайно слабые по интенсивности ореолы. В связи с этим надежное обнаружение и оконтуривание ореолов элементов-спутников ртути представляет собой весьма сложную задачу из-за существенного влияния случайных ошибок и в особенности помех, связанных с перераспределением фоновых количеств химических элементов в процессе рудообразования. Очевидно, что подобное перераспределение происходит также при формировании ореолов других типов месторождений (например, полиметаллических), однако в этом случае влияние его как бы подавляется интенсивным привносом элементов в процессе формирования ореолов.

Сложности изучения особенностей распределения ртути вокруг рудных тел обусловлены другими причинами. Это прежде всего исключительная подвижность ртути, приводящая к широкому рассеянию этого элемента и формированию многочисленных, оторванных от рудных тел аномалий. Кроме того, воспроизводимость результатов геохимического опробования на ртуть является чрезвычайно низкой не только из-за невысокой точности применяемых аналитических методов, но и в связи со значительными ошибками, обусловленными обработкой и хранением проб. Все это должно быть учтено при изучении геохимических ореолов ртутного оруденения.

Ниже в качестве примера приводится описание первичных ореолов ртутного месторождения Агятағ, расположенного в восточной части Азербайджанской ССР в пределах Севано-Карабахского ртутного пояса. Вмещающие породы на месторождении представлены преимущественно тектоническими брекчиями, частично кремнистыми бурыми аргиллитами, дакитами, серпентинитами и лиственитами. Ртутное оруденение прожилково-вкрапленное, характеризуется резко неравномерным распределением и приурочено к тектоническим брекциям аргиллитов.

Первичные ореолы месторождения Агятағ были изучены на участке I по результатам опробования коренных пород на поверхности и в подземных горных выработках (рис. 32). В описываемом разрезе выявлены интенсивные и широкие ореолы ряда элементов, по особенностям распределения которых в разрезе можно выделить две группы: 1) ореолы ртути, мышьяка, меди, свинца и в меньшей степени олова характеризуются уменьшением с глубиной как ширины, так и интенсивности; 2) ореолы никеля, кобальта, молибдена, бериллия и вольфрама, напротив, с глубиной расширяются. Цинк отчетливого избирательного накопления по вертикали не обнаруживает.

Результаты геохимического опробования рудных тел и вмещающих пород на месторождении Агятағ позволили не только установить

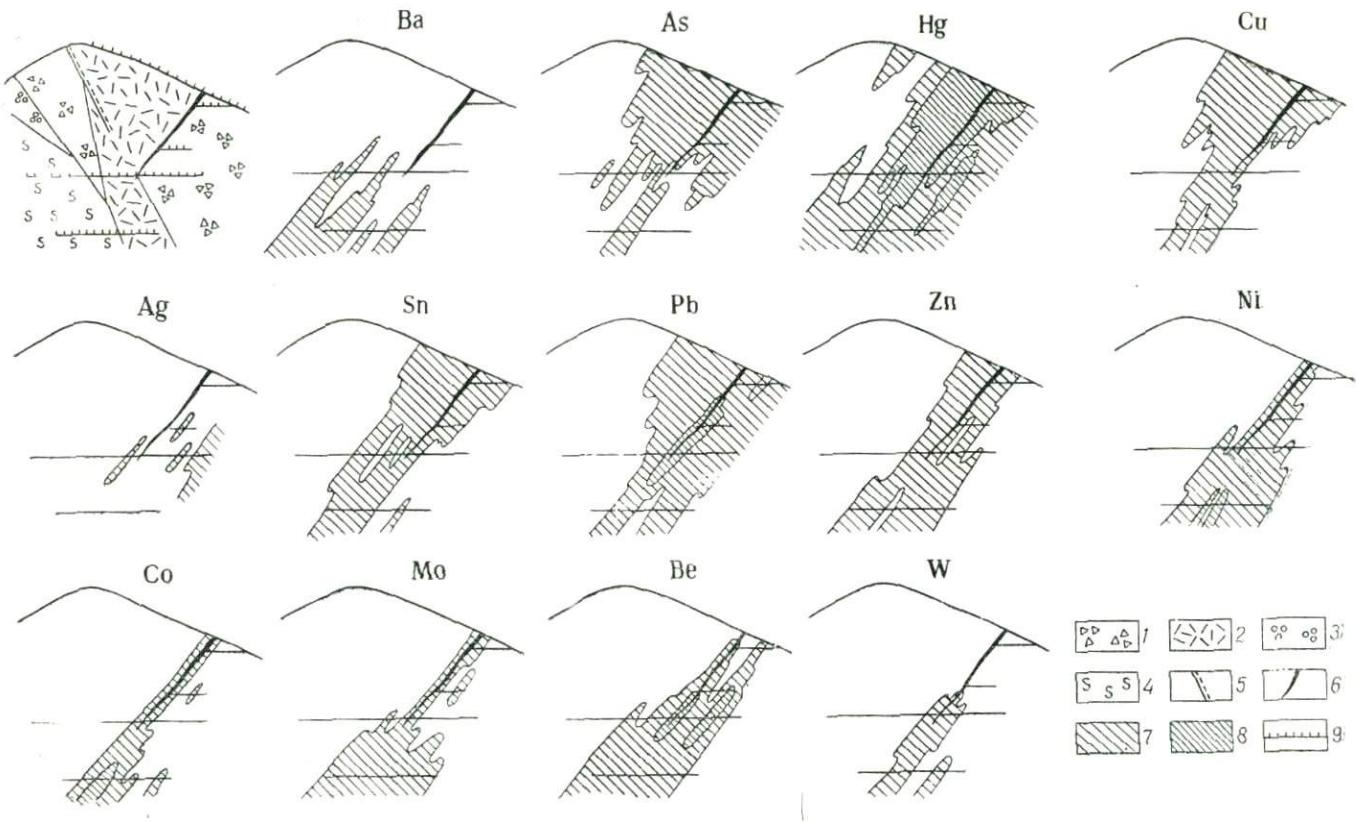


Рис. 32. Первичные ореолы вокруг рудных тел месторождения Агатаг

1 — тектонические фрагменты; 2 — дайки; 3 — листвениты; 4 — габбройды; 5 — зона разлома; 6 — рудное тело; 7—8 — содержание элементов:
 7 — Ba 0,005—0,054; As 0,003—0,04; Ag 0,00005—0,00012; Cu 0,003—0,02; Hg 0,000003—0,0001; Sn 0,0001—0,0003; Pb 0,0005—0,001; Zn 0,003—
 0,01 (7 — Ba 0,005—0,054; As 0,003—0,04; Ag 0,00005—0,00012; Cu 0,003—0,02; Hg 0,000003—0,0001; Sn 0,0001—0,0003; Pb 0,0005—0,001; Zn 0,003—
 0,01; Ni 0,01—0,1; Co 0,005—0,01; Mo 0,0001—0,0007; Be 0,00005—0,0001; W 0,00016—0,0006; 8 — Hg 0,00001—0,003; Pb 0,001—0,0015; Ni 0,1—0,9;
 Co 0,01—0,04; Be 0,0001—0,0005); 9 — интервалы опробования

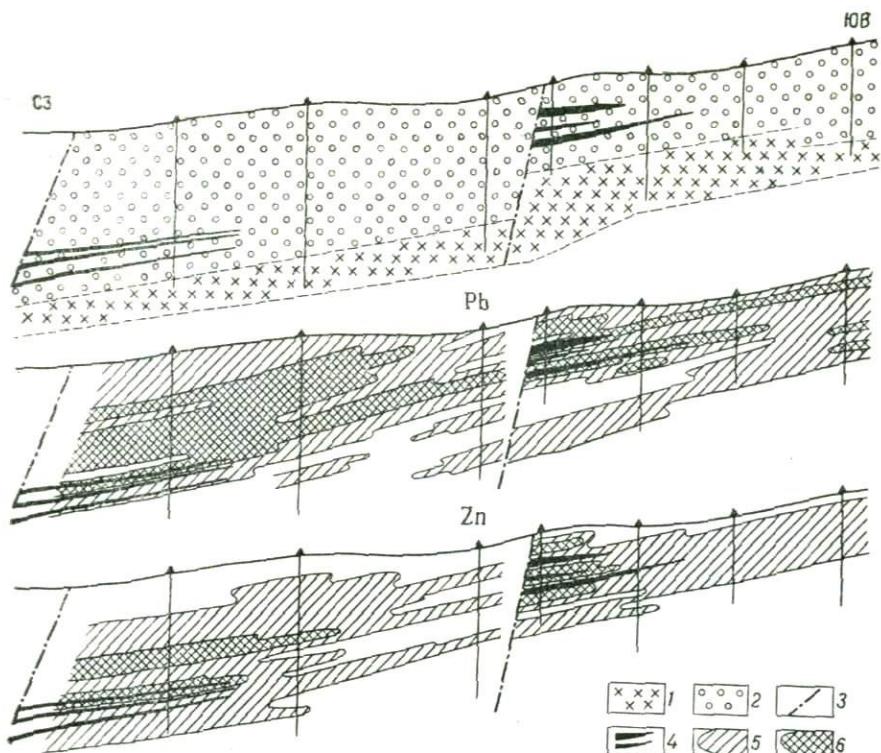


Рис. 33. Первичные ореолы вокруг рудных тел месторождения Тутлы I.

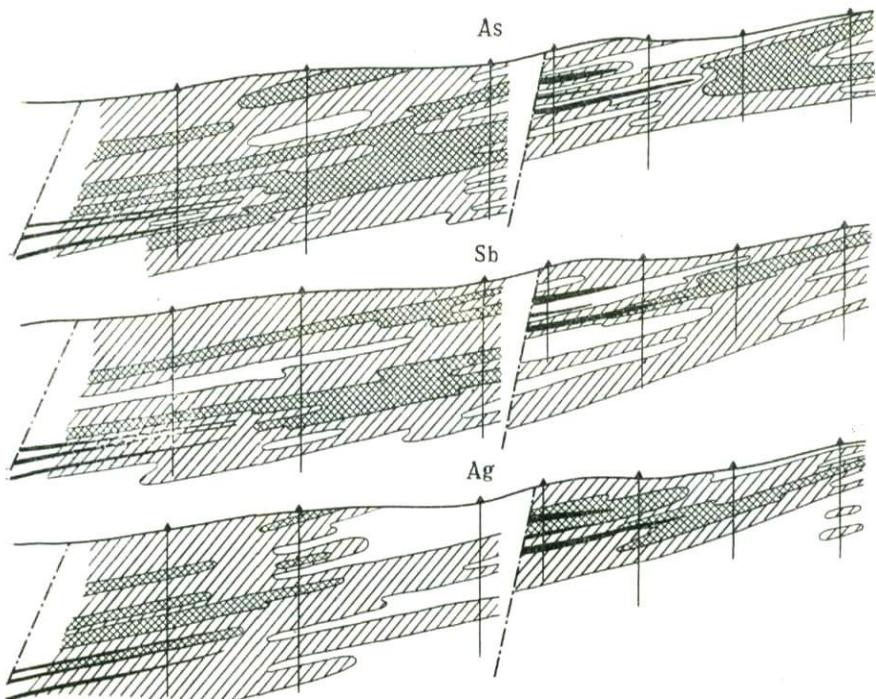
1 — андезитовые порфиры; 2 — конгломераты; 3 — разломы; 4 — рудные тела;
Sb 0,01—0,1; Ag 0,00005—0,0001; 6 — Pb 0,003—0,03; Zn

особенности формирования первичных ореолов, но и оценить перспективы рудоносности глубоких горизонтов исследованного разреза. Как следует из рис. 32, с глубиной происходит выклинивание ореолов элементов-индикаторов надрудных сечений (мышьяк, ртуть и др.) и появление ореолов кобальта, вольфрама и других элементов, характерных для более глубоких срезов ореолов. Эти данные указывали на выклинивание, а не пережим рудного тела; отсутствие в глубоких горизонтах новой «волны» ореолов надрудных элементов в свою очередь исключало возможность оптимистичной оценки перспектив глубоких горизонтов исследованного разреза на слепое оруденение.

Следует еще раз отметить трудности использования при поисках и разведке ртутных месторождений монозлементных ореолов, обусловленные в основном их низкой интенсивностью. В связи с этим представляется целесообразным широкое использование суммарных ореолов и, в частности, мультиплективных ореолов как общих (для обнаружения и оконтуривания аномалий), так и частных (для оценки уровня эрозионного среза выявленных аномалий).

ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ ПОЛОГОЗАЛЕГАЮЩИХ РУДНЫХ ТЕЛ

Особенности развития первичных геохимических ореолов вокруг рудных тел полого залегания рассматриваются ниже на примере скарново-полиметаллических месторождений Тутлы I (Курусайское



рудных тел месторождения Тутлы I

5—6 — содержание элементов, % (5 — Pb 0,003—0,03; Zn 0,01—0,1; As 0,005—0,01; 0,01—0,1; As 0,01—0,1; Sb 0,1—0,3; Ag 0,0001—0,03)

рудное поле, Средняя Азия), Николаевское (Приморье) и медно-порфирового месторождения Сарычеку (Средняя Азия).

Тутлы I. Рудные тела месторождения располагаются в пределах толщи известняково-аркозовых конгломератов Акчинской свиты (C_2-3), залегающих на размытой поверхности андезито-дацитовых порфиров той же свиты.

На месторождении развиты крутопадающие дизъюнктивные нарушения северо-восточного и меридионального направлений, вдоль которых устанавливаются смещения отдельных блоков толщи конгломератов.

Рудные тела представляют собой пологозалегающие ($10—15^\circ$) линзообразные, местами почти горизонтальные залежи в скарнах мощностью несколько метров. Основными скарновыми минералами являются гранат (андрадит-гроссуляр) и пироксен.

Полиметаллическое оруденение преимущественно развивается в пироксеновых скарнах и представлено следующими основными рудными минералами: галенитом, сфалеритом, пиритом, блеклыми рудами, халькопиритом.

Локализация оруденения происходила в наиболее ослабленных зонах, в местах отслоения отдельных пропластков конгломератов друг от друга. Этим объясняется согласное вмещающей толще залегание рудных тел и закономерное увеличение их мощности вблизи тектонических нарушений.

В локализации оруденения не меньшую роль сыграл литологический фактор. Рудные тела известны только в толще конгломератов. В то же время рудоносные растворы, проходя сквозь неблагоприятную для рудоотложения толщу андезито-дакитовых порфиритов, образовали в них только зоны рассеянной минерализации без рудных скоплений.

Первичные ореолы вокруг рудных тел месторождения изучены путем геохимического опробования керна скважин по ряду разрезов. Наиболее интенсивными и значительными являются ореолы свинца, цинка, серебра, мышьяка и сурьмы (рис. 33). Характерной особенностью этих ореолов является то, что они, в отличие от ореолов круто падающих

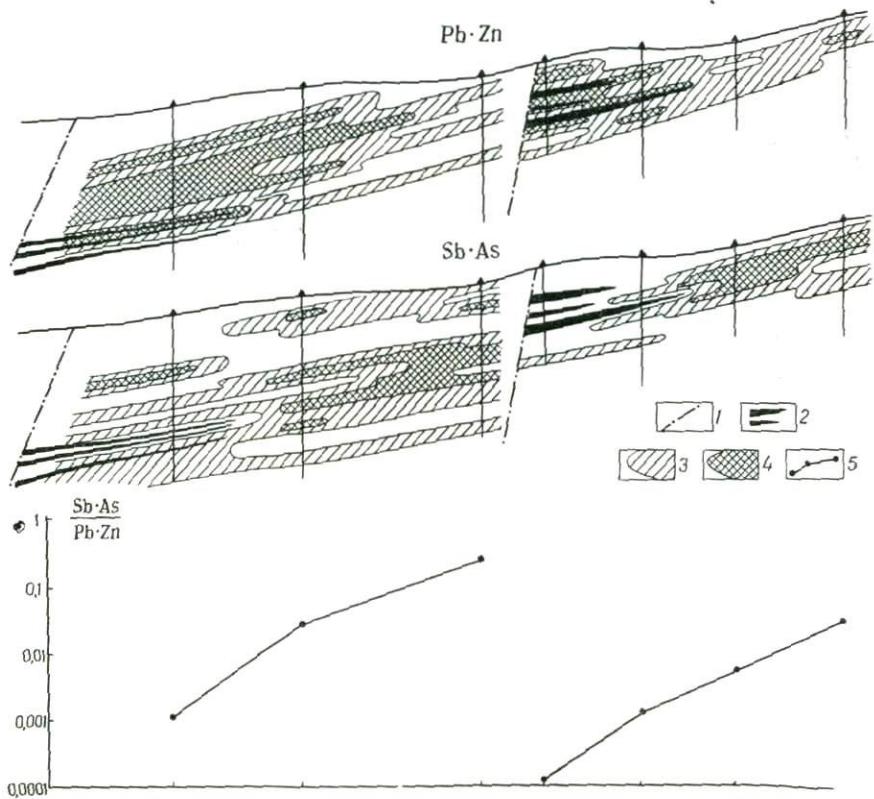


Рис. 34. Мультипликативные ореолы месторождения Тутлы I

1 — разлом; 2 — рудные тела; 3—4 — значения произведений ($3 \rightarrow \text{Pb-Zn } 100-1000 \cdot 10^{-5}$; $\text{As-Sb } 1-10 \cdot 10^{-4}$; $4 \rightarrow \text{Pb-Zn } 1000-10000 \cdot 10^{-5}$; $\text{As-Sb } 10-200 \cdot 10^{-4}$); 5 — графики отношений $\frac{\text{As-Sb}}{\text{Pb-Zn}}$

тел, резко вытянуты согласно залеганию рудных тел, намного превышая протяженность последних. Горизонтальная протяженность рудных тел месторождения в среднем составляет десятки метров, тогда как протяженность ореолов, как следует из приведенных рисунков, значительно превосходит 200 м.

В строении первичных ореолов устанавливается отчетливая зональность: в головных частях ореолов наблюдается избирательное наращивание мышьяка и сурьмы, тогда как поля максимальных концентраций свинца и цинка в основном развиты в интервале рудных тел. Се-

ребро занимает промежуточное положение. Эта зональность аналогична зональности ореолов крутопадающих рудных тел и также отражает направление движения рудообразующих растворов.

На рис. 34 приведены мультиплакативные ореолы, построенные для двух групп элементов-индикаторов: сурьмы, мышьяка (индикаторы головных частей ореолов) и основных компонентов руд — свинца и цинка. Как видно (см. рис. 34), частные мультиплакативные ореолы этих элементов фиксируют контрастную зональность в строении ореолов, количественным выражением которой является график отношения линейных продуктивностей ореолов $(\frac{\text{Sb} \cdot \text{As}}{\text{Pb} \cdot \text{Zn}})$.

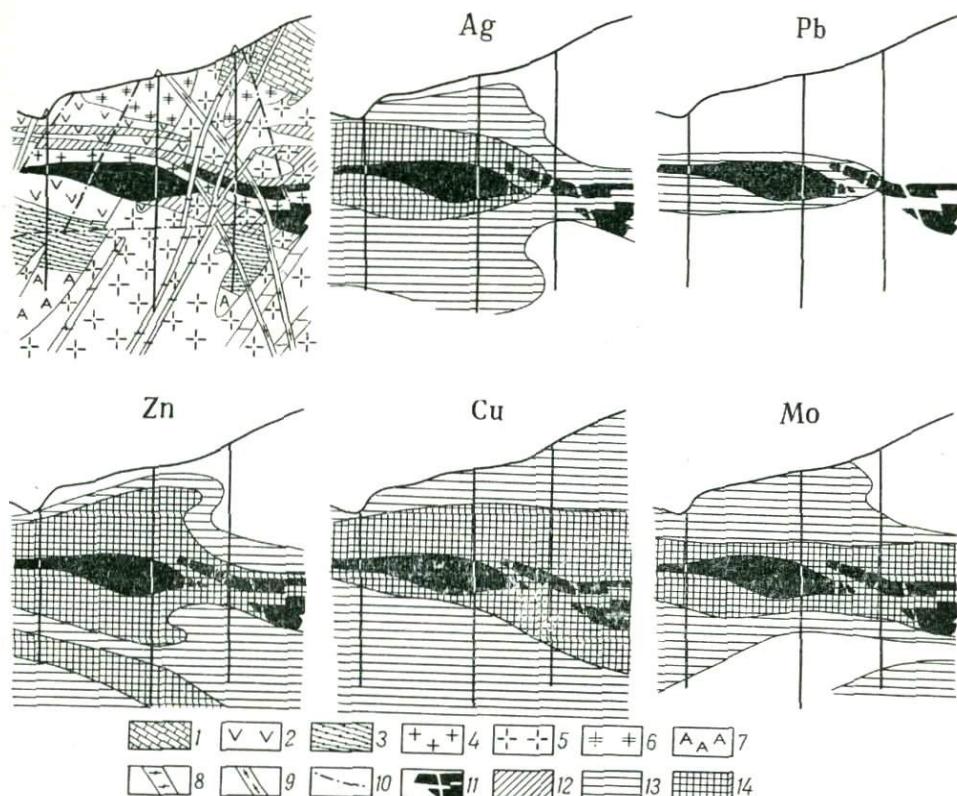


Рис. 35. Первичные ореолы вокруг рудных тел месторождения Сарычеку

1 — известняки; 2 — кварцевые порфиры; 3 — андезитовые порфиры; 4—6 — гранодиориты (4 — гушайские, 5 — розовые, 6 — серые); 7 — аляскиты; 8 — граносиенит-порфиры; 9 — гранодиорит-порфиры; 10 — тектонические нарушения; 11 — рудное тело; 12 — забалансовые руды; 13—14 — содержание элементов, % (13 — Ag 0,00003—0,001; Pb 0,005—0,24; Zn 0,0037—0,0087; Cu 0,01—0,11; Mo 0,0003—0,001; 14 — Ag 0,0001—0,0007; Zn 0,0087—0,2; Cu 0,11—1,5; Mo 0,001—0,004).

Сарычеку. Это медно-порфиральное месторождение расположено в южной части Саукбулакского рудного поля, на северном склоне Кураминского хребта.

В геологическом строении месторождения принимают участие позднекаледонские аляскиты, андезитовые и андезит-дацитовые порфиры, кварцевые порфиры, «серые» гранодиориты нижнего девона, песчано-карбонатные породы верхнего девона. Весь указанный комплекс пород прорван интрузиями «розовых» гранодиоритов, сиенит-диорит-порфи-

ров пермского возраста и самыми молодыми дайковыми образованиями: «черными» гранодиорит-порфирами и лампрофирами. Основными рудовмещающими породами на месторождении являются кварцевые порфирь и «розовые» гранодиориты.

Первичные медно-порфировые руды морфологически представлены пластообразной залежью с пологим падением на северо-восток. Оруднение развивается в зонах интенсивной трещиноватости в кварцевых порфирах и «розовых» гранодиоритах. Минеральный состав рудных тел простой — вместе с халькопиритом, молибденитом присутствуют пирит, галенит, сфалерит, барит, флюорит, кварц, редко встречается аргентит и висмутин.

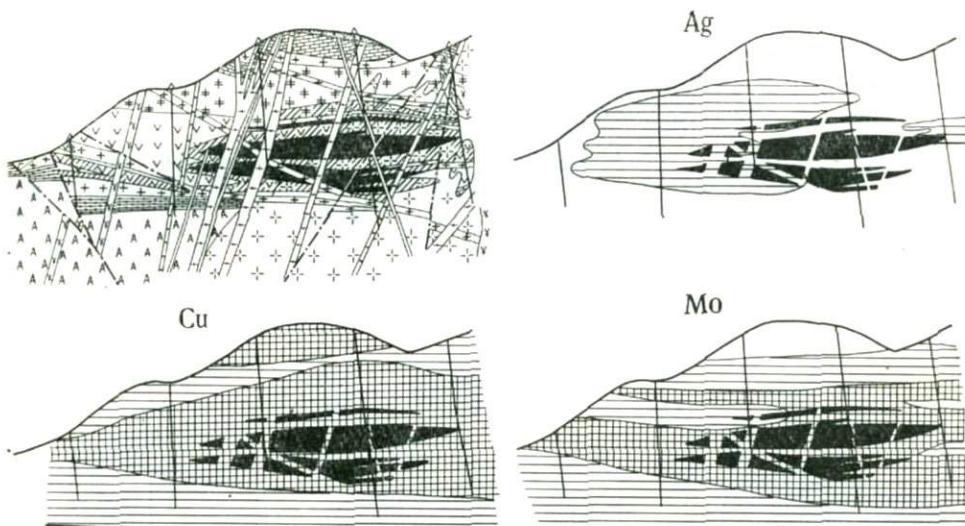


Рис. 36. Первичные ореолы вокруг рудных тел месторождения Сарычеку (условные обозначения см. рис. 35)

На месторождении выделяется пять стадий минералообразования: кварц-пиритовая, кварц-молибденитовая, кварц-халькопиритовая, кварц-полиметаллическая, кварц-ангидрит-карbonатная. Гидротермальные изменения пород представлены скарнированием, эпидотизацией, окварцеванием, серицитизацией, хлоритизацией и карбонатизацией.

Вокруг рудных залежей месторождения выявлены широкие и вытянутые вдоль рудных залежей ореолы ряда элементов-индикаторов (рис. 35, 36). В строении ореолов установлена зональность, обусловленная резким расширением ореолов серебра, свинца и в меньшей степени цинка по восстанию рудных тел. В отличие от них, ореолы меди и молибдена расширяются в обратном направлении (см. рис. 35, 36). Отмеченная зональность подтверждается данными расчета отношений параметров ореолов и выражается рядом элементов-индикаторов: серебро — свинец — цинк — медь — молибден (от головных частей ореолов к корневым).

Как и на месторождении Тутлы I, зональность ореолов отчетливо фиксирует направление движения рудоносных растворов, поступивших, вероятнее всего, из рудораспределющего Мисканского разлома (см. рис. 36).

Помимо зональности, по движению рудоносных растворов в ореолах выявляется также вертикальная зональность, которая выражается в заметном сдвиге вверх серебра, наиболее подвижного из элементов-индикаторов.

Николаевское (Приморье). Это скарново-полиметаллическое месторождение представлено пластообразной залежью, приуроченной к контакту известняков верхнего триаса с верхнемеловыми вулканогенными породами. Залежь, мощность которой достигает нескольких десятков метров, согласно с подошвой вулканогенной толщи погружается в северо-восточном и северо-западном направлениях под углами около 30°. Описываемое месторождение является слепым и залегает на глубине 700—1100 м.

Перекрывающая месторождение вулканогенная толща сложена в основном туфобрекчиями и туфами кварцевых порфиров с маломощными прослоями и линзами алевролитов и песчаников.

Вмещающие оруденения породы прорваны дайками диабазовых порфиритов, небольшой штокообразной интрузией сложного состава (габбро-диориты, гранит-порфиры, фельзиты) и интенсивно изменены: песчаники и седиментационные брекчии фундамента хлоритизированы, серицитизированы, известняки мраморизованы, а на контакте с силикатными породами превращены в геденбергитовые скарны. Вулканогенные и интрузивные породы над рудной залежью интенсивно пропилизированы.

Оруденение размещается в геденбергитовых скарнах. Главные рудные минералы — сфалерит, галенит, пирит, пирротин. Текстуры руд — прожилковая и вкрашенная.

По результатам опробования керна буровых скважин на месторождении установлены первичные геохимические ореолы ряда элементов. На рис. 37 изображены первичные ореолы, оконтуренные по разрезу, где глубина залегания рудного тела достигает 850 м.

Несмотря на пологое залегание рудных тел, по особенностям развития первичных геохимических ореолов Николаевское месторождение резко отличается от рассмотренных выше: размеры по горизонтали невелики и не превосходят рудную залежь. Другой отличительной особенностью ореолов является их значительная вертикальная протяженность, которая достигает 850 м, причем это не предел, так как на поверхности ореолы являются достаточно интенсивными и широкими.

Таким образом, по особенностям развития первичных ореолов Николаевское месторождение, несмотря на пологое залегание, скорее является аналогом месторождений с крутопадающим оруденением. Этот вывод подтверждается отчетливой вертикальной зональностью, аналогичной зональности ореолов вокруг крутопадающих рудных тел полиметаллического состава (месторождения Курусай, Гарпенберг и др.), характеризующейся следующим рядом подвижности элементов-индикаторов: мышьяк — серебро — свинец — цинк — медь — олово — никель (см. рис. 37).

Эти данные показывают, что на Николаевском месторождении первичные ореолы формировались восходящими рудоносными растворами, при этом промышленные руды отлагались в пределах скарнированных известняков, наиболее благоприятных для локализации оруденения. Путями движения восходящих растворов, вероятнее всего, послужили крутопадающие дизъюнктивные нарушения, часть которых залечена дайками диабазовых порфиритов (см. рис. 37).

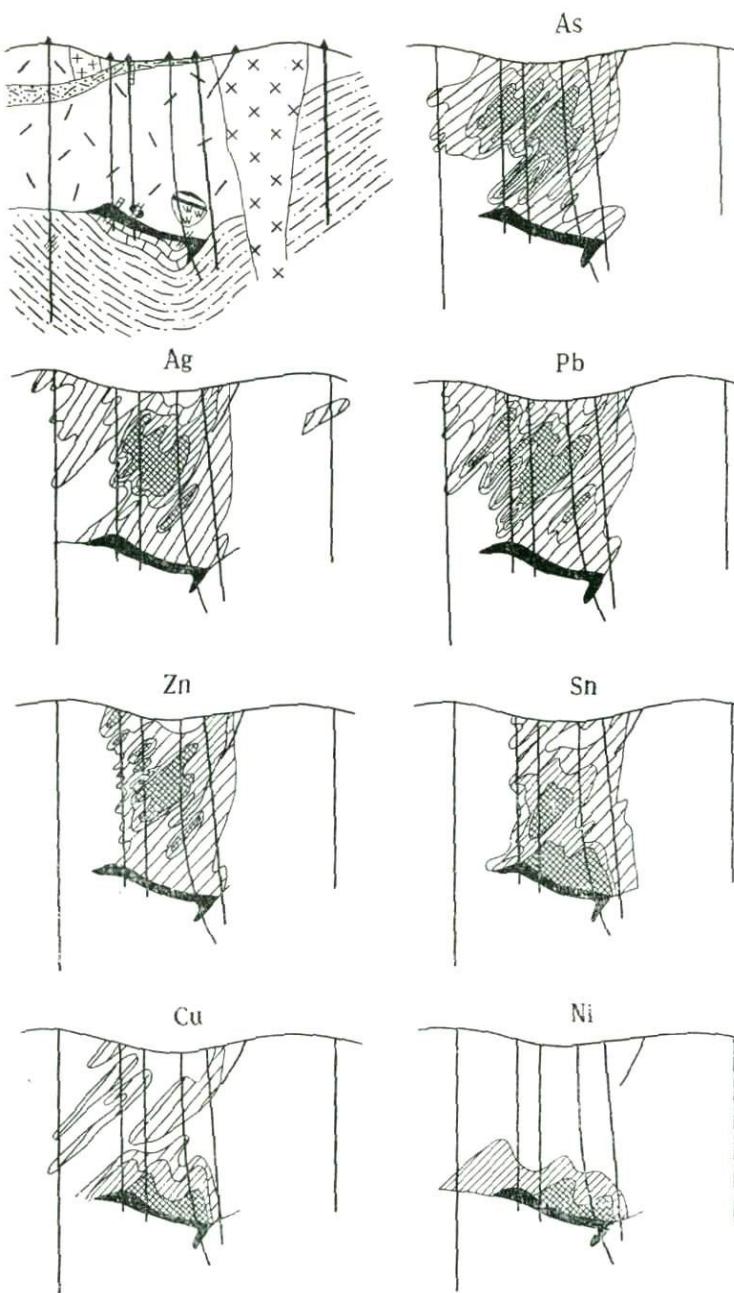


Рис. 37. Первичные ореолы вокруг рудного тела месторождения Николаевское

1 — кварцевые порфиры; 2 — габбро-диориты; 3 — туфы и туфобрекции кварцевых порфиров; 4 — туффиты; 5 — известняки; 6 — алевролиты, песчаники; 7 — кремнистые породы; 8—10 — содержания элементов, % (8 — As 0,003—0,005; Ag 0,00003—0,0001; Pb 0,004—0,01; Zn 0,002—0,01; Sn 0,0005—0,001; Cu 0,003—0,01; 9 — As 0,005—0,01; Ag 0,0001—0,0005; Pb 0,01—0,05; Zn 0,01—0,1; Sn 0,001—0,005; Cu 0,01—0,05; Ni 0,001—0,005; 10 — As 0,01—0,1; Ag 0,0005—0,001; Pb 0,05—0,1; Zn 0,1—0,3; Sn 0,005—0,01; Cu 0,05—0,1; Ni 0,005—0,01); 11 — дайки порфиритов; 12 — рудное тело

Изложенные выше данные свидетельствуют о том, что на месторождениях с пологозалегающими рудными телами как размещение самих рудных тел, так и особенности развития вокруг них первичных ореолов определяются, в первую очередь, геолого-структурными условиями локализации оруденения. Это обстоятельство должно быть учтено как при изучении, так и в случае практического использования первичных ореолов.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ

В строении первичных ореолов существует зональность, обусловленная закономерными изменениями в пространстве различных характеристик ореолов.

Зональность ореолов — понятие векторное, поэтому ниже в зависимости от направления рассматриваются следующие ее типы. Осевая зональность проявляется в направлении движения рудоносных растворов. В случае крутопадающих рудоносных зон она совпадает с вертикальной (рис. 38), а субгоризонтальных — с горизонтальной.

Продольная зональность отражает строение ореолов по их простирианию, а поперечная — вкрест их простириания. Для рудных тел субгоризонтального залегания осевая и продольная зональности совпадают с горизонтальной, а поперечная — с вертикальной (в случае согласного развития ореолов). Наиболее важной в теоретическом и практическом отношении является осевая зональность. Во избежание многочисленных повторений последняя в дальнейшем будет обозначена термином зональность в отличие от продольной и поперечной.

С целью сравнительной характеристики зональности ореолов различных по составу и условиям формирования гидротермальных месторождений в табл. 30 приведены ряды элементов-индикаторов осевой зональности, составленные по рассмотренной выше методике.

Приведенные в табл. 30 данные выявляют поразительное сходство в рядах ореолов не только однотипных, но и различных по составу и условиям формирования месторождений. Это позволяет составить следующий типовой ряд основных элементов-индикаторов зональности исследованных месторождений:

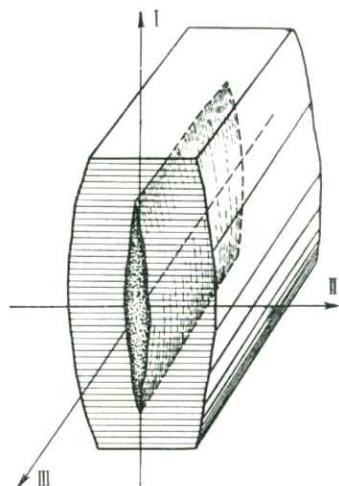
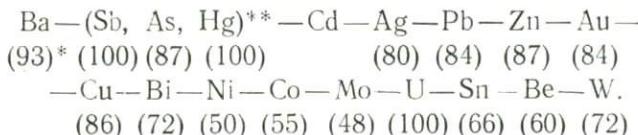


Рис. 38. Направления осевой (I), поперечной (II) и продольной (III) зональностей первичных ореолов, развитых вокруг рудного тела крутого падения

* Цифры в скобках — вероятность нахождения каждого элемента в соответствующей ячейке ряда (в %).

** В скобки заключены элементы, взаимоотношения которых в ряду зональности однозначно не установлены.

РЯДЫ ЗОНАЛЬНОСТИ ЭЛЕМЕНТОВ-ИНДИКАТОРОВ

	Тип месторождения	Название месторождения	Ряды зональности
Кругопадающие тела	Вольфрам-молибденовое в скарнах	Шурале	Ag, Pb, Zn, Mo, W, Ni, Co
	Висмутовое в скарнах	Чокадамбулак	As, Pb, Ag, Zn, (Co, Cu, Bi), Ni
	Полиметаллические в скарнах	Нов. Камарсай Акташ	As, Cd, Ag, Pb, Zn, Cu, Bi (As, Sb), Ag, Pb, (Zn, Cu), Bi, Co, Sn, Mo
		Курусай	Ba, (As, Sb), Ag, Pb, Zn, Cu, Bi, Co, (Mo, W), Sn
		Алтынтопкан	Sb, Cd (Ag, Pb) (Sn ₁ , Zn), Cu, Bi, Ni (Co, Mo, Sn ₂ , W, Be)
		Гарпенберг	Sb, Ag, Pb, Zn, Cu, Sn, Bi (Ni, Mo, Co), W
	Золоторудные	I	(Sb, As ₁ , Ag, Pb), Zn, Au, Mo, Cu, Bi (Co, Ni, As ₂ , W, Be)
		II	Sb, As, Ag, Pb, Zn, Au, Cu, Mo, Sn, Bi, Be, W, Co
		III	Ba, Sb, As, Ag, Pb (Zn, Cu), Au, Mo (Sn, Bi, W)
	Оловорудное (сульфидно-кассiterитовое)	Зимнее, Эге-Хая, Депутатское	Sb—(Ag, Pb, Zn) — (Sn, Cu, Bi) — (Co, Mo, W)
Пологопадающие тела	Медно-порфировое	Алмалык	Ba, As, Sb (Ag, Pb, Zn), Au, Bi (Cu, Mo) (Sn, Co, W, Be)
	Медное	Кафан	Ba, As, Pb, Zn (Ag, Sn), Cu, Bi, Co, Ni
	Полиметаллические	Вост. Канимансур Архон	Ba, As ₁ , Ag, Pb, Zn, Cu, Bi, Co, As ₂ , W Ag, Pb, Cu, Mo, Co*
	Урановые	I (в фельзитах) II (в гранитах)	Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, U* Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, U*
	Стратиформные свинцово-цинковые	Сумсар	Ba, As, Cu, Ag, Pb, Zn, Co, Ni, Be
	Ртутные	Сымап Кончоч	Ba, Hg, Ag, Pb, Zn, Cu (Co, Ni, Sn), Mo Sb, As, Hg, Ag, Pb, Zn, Cu (Mo, Bi), (Co, Ni, W, Sn)
		Сахалинское Агята	As, Hg, Sb, Pb, Zn, Cu (Co, Ni) As, Hg, (Ag, Pb, Sn, Zn), Cu, Co, Ni (Be, Mo, W)
	Полиметаллические в скарнах	Тутлы I Николаевское	Sb, As, Ag, Pb, Zn* As, Ag, Pb, Zn, Cu, Sn, Ni
Пегматиты	Медно-порфировое	Сарычеку	Ag, Zn, Cu, Mo*
	Сурьмяно-ртутные	Терексай Каракамар	As, Sb, Hg, Cu, Ag, Pb, Zn, Be, Co, Ni As, Sb, Hg, Ag, Sn, Pb, Zn, Cu, Mo (W, Co, Ni)

* Приведены только основные элементы-индикаторы оруденения; из-за отсутствия проб анализ на более широкий круг элементов не производился.

Как следует из табл. 30, ряды зональности не являются абсолютно идентичными: для отдельных элементов наблюдаются определенные отклонения. В связи с этим была рассчитана вероятность нахождения каждого элемента в соответствующей ячейке ряда. Вероятности рассчитаны на основе использования частных рядов зональности, составленных по результатам изучения первичных геохимических ореолов многих месторождений.

Место кадмия в ряду определено по результатам изучения недостаточного числа месторождений, поэтому его вероятность не рассчитана.

Как видно, некоторые элементы обладают сравнительно низкой вероятностью, обусловленной их перемещением в рядах зональности отдельных месторождений. Однако подобные перемещения несущественны (в большинстве случаев на одну и крайне редко на две и более ячейки). Низкой вероятностью в основном обладают элементы-примеси, образующие на большинстве исследованных месторождений незначительные по размерам и интенсивности ореолы (никель, кобальт, молибден и др.). Это позволяет считать, что низкая вероятность в определенной степени является следствием влияния таких помех, как флюктуация фоновых содержаний элементов и их перераспределение, относительно невысокая точность анализа и др., поскольку слабоконтрастные ореолы более чувствительны к влиянию этих помех.

Обращает на себя внимание необычное расположение меди в рядах зональности ореолов месторождений Сумсар и Терексай. На этих месторождениях, в отличие от остальных, ореол меди занимает более высокие уровни — выше свинца и серебра (см. табл. 30). Исследования показывают, что в рудах и ореолах этих месторождений медь в основном содержится в блеклых рудах. Там, где медь представлена халькопиритом, в ряду зональности она располагается значительно правее (после цинка). Эти данные свидетельствуют о существовании в первичных ореолах минеральной зональности, обусловленной сменой в пространстве различных минералов-носителей одних и тех же элементов.

По всей вероятности, именно проявлением минеральной зональности следует объяснить также своеобразное поведение мышьяка на месторождениях золота (см. рис. 24) и полиметаллов (см. рис. 28), где интенсивные ореолы этого элемента выявлены как в верхних частях рудной зоны, так и в глубоких горизонтах — на уровне выклинивания рудных тел, что следует объяснить появлением с увеличением глубины арсенопирита, тогда как в верхних горизонтах мышьяк, по-видимому, входит в блеклую руду, а также галенит и сфалерит (содержание мышьяка в этих минералах достигает сотых и десятых долей процента).

Справедливость этого положения подтверждается результатами изучения ореолов месторождения Сумсар, где совершенно отсутствует арсенопирит и широко развита мышьяксодержащая блеклая руда (теннантит). В соответствии с этим на месторождении интенсивные и широкие ореолы мышьяка установлены только в верхних (надрудных) частях рудных зон.

Эти данные показывают, что приведенный выше типовой ряд элементов-индикаторов зональности будет справедлив только для месторождений, где формы нахождения элементов постоянны или же представлены минералами с одинаковым распределением в пространстве. В тех случаях, когда в основном развитии минеральные формы, распре-

деление которых в ореолах различно, один и тот же элемент в ряду зональности может занимать различные места, как это имело место для меди и мышьяка.

Очевидно, что не во всех случаях существование в ореолах различных минеральных форм того или иного элемента приведет к существенным перемещениям его в ряду зональности. Последнее будет иметь место только при условии близких количеств минеральных форм, расположение которых отличается резкой дифференциацией в пространстве. Так, в ореолах (как и в рудах) ряда исследованных месторождений наряду с галенитом были установлены и другие формы нахождения свинца (различные сульфосоли). Однако содержание этих минералов по сравнению с галенитом оказалось ничтожным и поэтому какие-либо перемещения свинца в ряду зональности не были установлены. В отличие от этого, при близких содержаниях «конкурирующих» форм наблюдаются существенные сдвиги в ряду зональности, что иллюстрируется отмеченными выше примерами. Вот почему при изучении зональности ореолов и составлении на этой основе соответствующих рядов необходим учет не столько качественной, сколько количественной стороны минеральной зональности.

С учетом отмеченной минеральной зональности типовой ряд зональности элементов-индикаторов примет следующий вид: (Sb, As₁, Hg) — Cu₁ — Cd — Ag — Pb — Zn — Sn₁ — Au — Cu₂ — Bi — Ni — Co — Mo — U — Sn₂ — As₂ — Be — W.

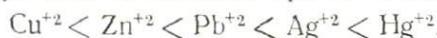
Естественно, что случаи дифференциации элементов в пространстве по формам их нахождения не исчерпываются рассмотренными выше примерами. Безусловно, дальнейшие исследования позволяют выявить новые особенности минеральной зональности и на этой основе уточнить и расширить типовой ряд зональности элементов.

Зональность ореолов — зональность отложения, обусловленная изменениями внутреннего равновесия рудообразующего раствора (Овчинников, Григорян, 1970).

Наблюдается соответствие между приведенными выше обобщенным рядом зональности элементов и устойчивостью в растворе распространенных их комплексов. Так, относительная термодинамическая устойчивость однотипных сульфидных комплексов различных металлов, рассчитанная Х. Л. Барнсом (Барнс, Чаманский, 1970) и выраженная в условных единицах, такова:

Hg	Cd	Pb	Cu	Zn	Sn	Ni	Co
227	156	154	134	132	126	83	81,

а устойчивость хлоридных комплексов при 25 °C по Хельгесону (1967):



Совпадение приведенных рядов элементов с типовым рядом зональности позволяет считать одной из главных причин геохимической зональности первичных ореолов устойчивость соединений, в форме которых происходит перенос химических элементов рудоносными растворами.

Зональность первичных ореолов в определенной степени освещает и роль стадийности в формировании гидротермальных месторождений. Все рассмотренные выше месторождения являются многостадийными. С разными стадиями могут связываться и связываются различные элементы-индикаторы, но тем не менее для их ореолов устанавливается

единая вертикальная зональность. Это позволяет считать, что в приведенных в качестве примеров рудных месторождениях, по-видимому, отсутствует существенный разрыв во времени проявления отдельных стадий и что смена стадий минерализаций является результатом скорее пространственной, нежели временной дифференциации единого рудообразующего раствора, поступающего непрерывно. Наблюдающиеся же взаимные пересечения продуктов различных стадий могут быть обусловлены внутрирудными подвижками, происходящими в различных частях околоврудного пространства (Овчинников, Григорян, 1970).

Следует иметь в виду, что в ряде случаев рассмотренная выше зональность ореолов нарушается вследствие совмещения в пространстве проявлений различных по составу рудных формаций, когда формируются так называемые *полиформационные* ореолы, подробное рассмотрение которых приводится ниже.

Поперечная зональность первичных ореолов по существу отражает различия в их ширине вкрест простирации рудных тел. Эта зональность определяется концентрацией элементов в рудных телах и ореолах, подвижностью элементов, а также величинами их фоновых содержаний во вмещающих породах, что иллюстрируется приведенными выше (см. рис. 5) графиками распределения элементов вокруг рудных тел (вкрест их простирации), а также табл. 31, где приведены ряды поперечной зональности первичных ореолов различных по составу месторождений (в рядах элементы расположены в порядке убывания ширины ореолов, развитых на уровне верхних частей рудных тел и выше).

Как следует из табл. 31, в отличие от вертикальной (осевой) зональности, единообразной для различных по составу месторождений,

ТАБЛИЦА 31
ПОПЕРЕЧНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ

Месторождение	Ряд элементов
Свинцово-цинковое в скарнах	Барий, цинк, свинец, мышьяк, серебро, медь, сурьма
Жильное свинцово-цинковое	Свинец, барий, цинк, серебро, медь, мышьяк, кобальт
Шеелитовое в скарнах	Вольфрам, молибден, медь, барий, цинк, свинец
Кварцзолоторудное	Золото, мышьяк, висмут, серебро, свинец, сурьма, медь, бериллий, молибден, кобальт, цинк
Медно-порфировое	Золото, медь, молибден, серебро, мышьяк, сурьма
Медно-висмутовое	Медь, висмут, свинец, серебро, мышьяк, барий, цинк, кобальт
Урановое	Уран, молибден, свинец, медь, цинк, серебро, ртуть, мышьяк, барий, медь, свинец, цинк, никель, серебро, кобальт
Ртутное	Ртуть, мышьяк, барий, медь, свинец, цинк, никель, серебро, кобальт
Медно-молибденовое	Медь, молибден, цинк, свинец, кобальт, никель, олово, бериллий, вольфрам, висмут, мышьяк, барий, серебро
Сульфидно-кассiterитовое	Олово, серебро, цинк, свинец, медь, молибден
Стратиформное свинцово-цинковое	Серебро, свинец, медь, мышьяк, барий, кобальт, цинк, никель

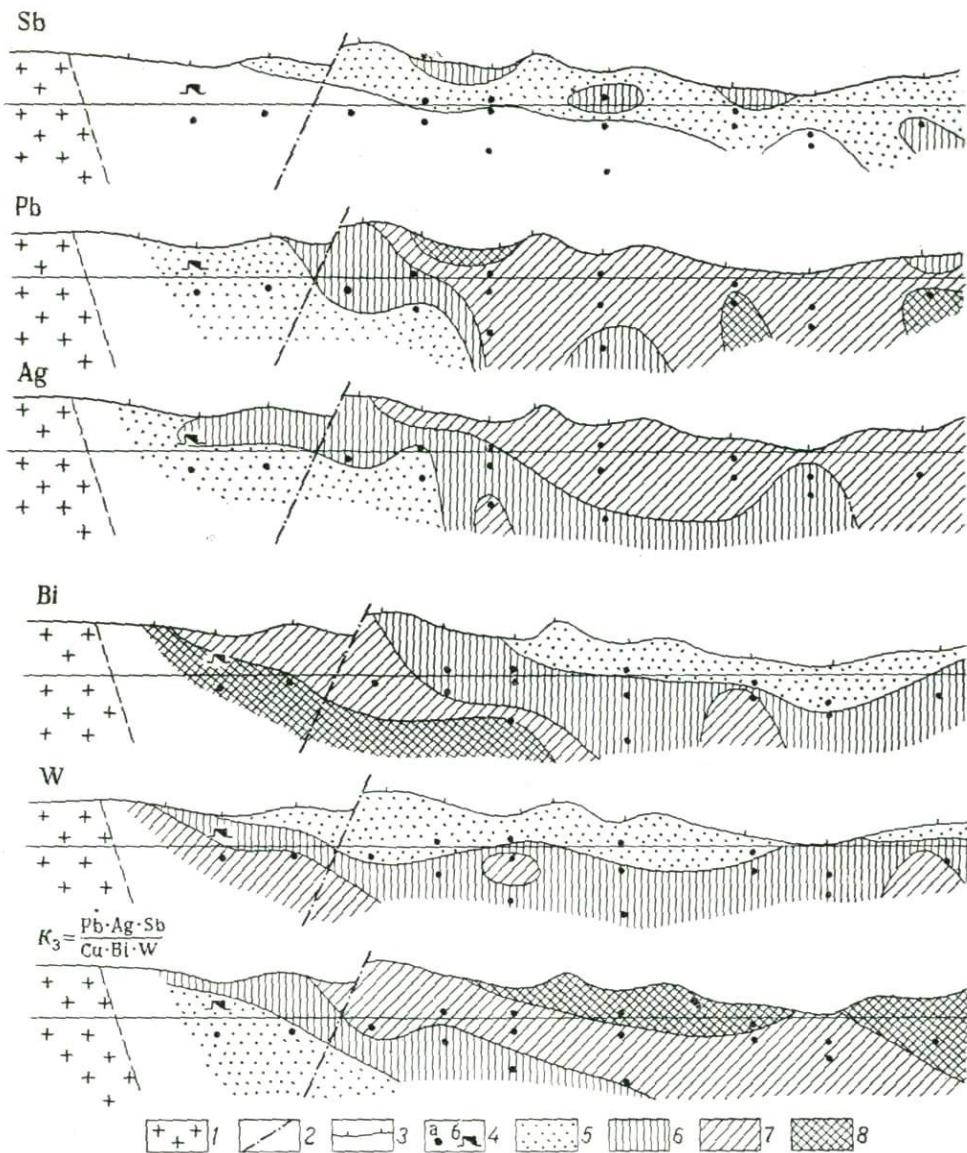


Рис. 39. Изменение величин продуктивностей ореолов сурьмы, свинца и серебра в продольном направлении (вертикальная проекция)

1 — биотитовые граниты; 2 — линия сочленения проекций рудных зон; 3 — geoхимический профиль; 4 — места пересечения рудных тел (а — скважинами, б — штольнями); 5—8 — продуктивности элементов, м% (5 — Sb < 0,01; Pb < 1; Ag < 0,01; Bi < 0,003; W < 0,01; K₃ < 0,01; 6 — Sb < 0,01; Pb 1—2,5; Ag 0,01—0,03; Bi 0,003—0,01; W 0,01—0,03; K₃ 0,01—1; 7 — Pb 2,5—5; Ag 0,03; Bi 0,01—0,03; W 0,03; K₃ 1,0—1000; 8 — Pb 5; Bi 0,03; K₃ < 1000)

поперечная зональность в силу отмеченной выше зависимости от состава руд специфична для каждого из месторождений. Первыми в ряду, как правило, являются элементы — основные промышленно ценные компоненты руд.

Отмеченная зависимость ширины ореолов от состава руд позволяет использовать поперечную зональность в качестве критерия определения

состава слепого оруденения по поперечной зональности надрудных ореолов. Следует отметить, что для этой цели могут быть также использованы ряды поперечной зональности, составленные по величинам средних содержаний, выраженных в единицах средненефовых содержаний. Эти ряды принципиально не отличаются от рядов, приведенных в табл. 31, и используются в тех случаях, когда по каким-либо причинам ширина ореолов в поперечном направлении не установлена (ореолы полностью не оконтурены из-за ограниченности профилей опробования и т. д.).

Продольная зональность выражается в закономерном изменении параметров ореолов по направлению простирации рудоносной зоны, включающей в себя как рудные тела, так и окаймляющие их ореолы. В этом направлении наблюдается отчетливая дифференциация элементов в соответствии с рассмотренной выше осевой зональностью. Продольная зональность по существу также отражает направление движения растворов в плоскости рудоносных зон.

Для иллюстрации продольной геохимической зональности в строении первичных ореолов на рис. 39 в изолиниях изображено изменение величин линейных продуктивностей ореолов, рассчитанных по пересекающим рудную зону скважинам, штольням, а также профилям опробования коренных пород на поверхности и отнесенных к точкам пересечения ими плоскости рудной зоны (оловорудное месторождение Зимнее).

Из рис. 39 следует, что по мере удаления от массива происходит отчетливое усиление ореолов сурьмы, свинца и серебра. В отличие от них ореолы меди, висмута и вольфрама являются более интенсивными в непосредственной близости массива. Ряд продольной зональности (сурьма, серебро, свинец, медь, висмут, вольфрам) полностью соответствует ряду вертикальной зональности первичных ореолов оловорудных месторождений, приведенному в табл. 30.

Наиболее контрастно продольная зональность проявляется в изменении отношений линейных продуктивностей мультиплекативных ореолов надрудных (сурьма, свинец, серебро) и подрудных элементов (меди, висмут, вольфрам). Значение этого индикаторного отношения вблизи интрузии составляет $0,00n - 0,1$ (где $n = 1 \div 9$), а на удалении от нее увеличивается до $n \cdot 10^3 - n \cdot 10^4$ (см. рис. 39). В плоскости рудной зоны наряду с продольной отчетливо проявлена также вертикальная зональность, что выражается в сдвиге полей максимальных значений индикаторного отношения вверх по разрезу. Это свидетельствует о том, что суммарный вектор движения рудоносных растворов в подрудной зоне имеет две составляющие — горизонтальную (продольную зональность) и вертикальную (вертикальная зональность).

ПОЛИФОРМАЦИОННЫЕ ОРЕОЛЫ

Выше были рассмотрены первичные ореолы, сопротягающие рудные тела и месторождения, сформированные в единый этап минерализации. Характерной их чертой является тесное совпадение в пространстве ореолов всех элементов-индикаторов: меньшие по размерам ореолы закономерно вписываются в контуры более значительных.

Исследования показывают, что в ряде случаев в результате совмещения в пространстве образований различных по составу и условиям

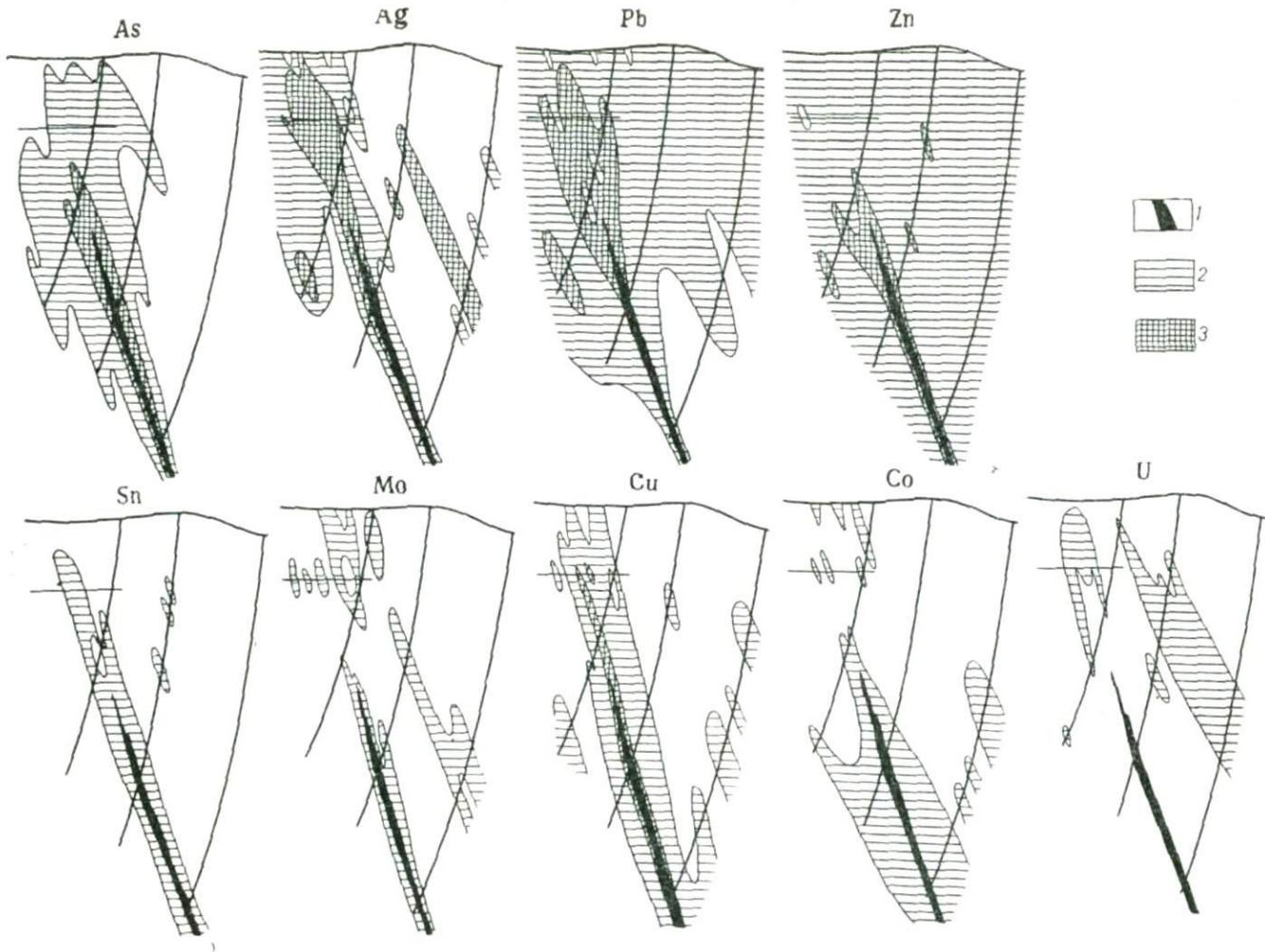


Рис. 40. Первичные ореолы вокруг рудных тел одного из месторождений
 1 — рудное тело; 2 — первое аномальное поле; 3 — второе аномальное поле

формирования рудных формаций образуются сложные по строению ореолы, названные *полиформационными*.

На рис. 40 приведены первичные геохимические ореолы, развитые вокруг медно-висмутового оруденения. По этому разрезу выявлены также ореолы урана, связанные с более молодой по возрасту урановой минерализацией. Как следует из рис. 40, ореолы урана оторваны от медно-висмутового рудного тела (они развиты выше рудного тела, а также в его висячем боку). Элементы-спутники урана (свинец, цинк, медь, молибден) характерны также для медно-висмутового оруденения, поэтому они фиксируют как рудное тело, так и поля аномальных содержаний урана. В этом отношении наиболее показателен молибден.

Аналогичный «сдвиг» в пространстве эпицентров ореолов медно-висмутового и уранового оруденения фиксируется на рис. 41, где ореолы урана и молибдена отчетливо сдвинуты в плане на север по отношению к ореолам элементов, типоморфных для медно-висмутового оруденения.

Полиформационные ореолы характеризуются специфическими корреляционными связями содержаний элементов-индикаторов; между содержаниями элементов, типоморфных для разных рудных формаций, обычно устанавливается отрицательная корреляционная связь, тогда как в ореолах, связанных с одной рудной формацией, она существенно положительная. В табл. 32 приведены величины коэффициента порядковой корреляции содержаний элементов в полиформационных ореолах, образовавшихся в результате наложения уранового оруденения на полиметаллическое.

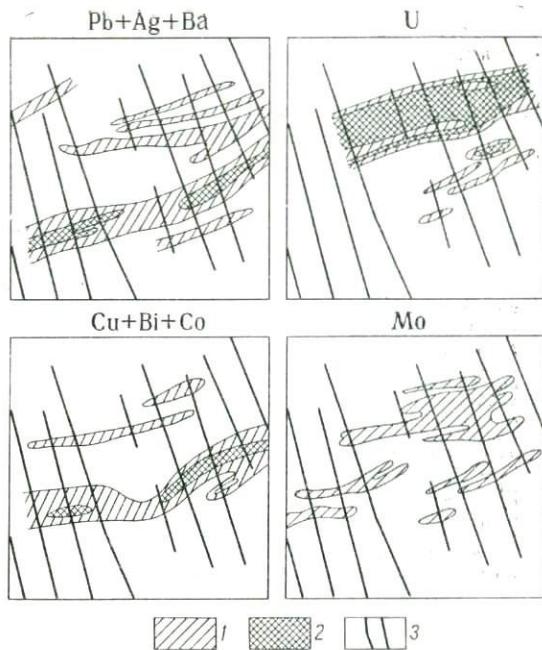


Рис. 41. Первичные ореолы элементов-индикаторов на поверхности участка

1 — сумма элементов 6—20 г/т; уран 0,0005—0,001%; молибден 0,005—0,01%; 2 — сумма элементов 20 г/т и более; уран 0,001 и 0,001%; 3 — профили опробования

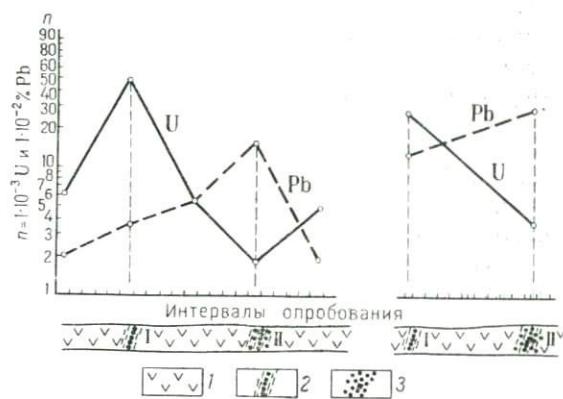
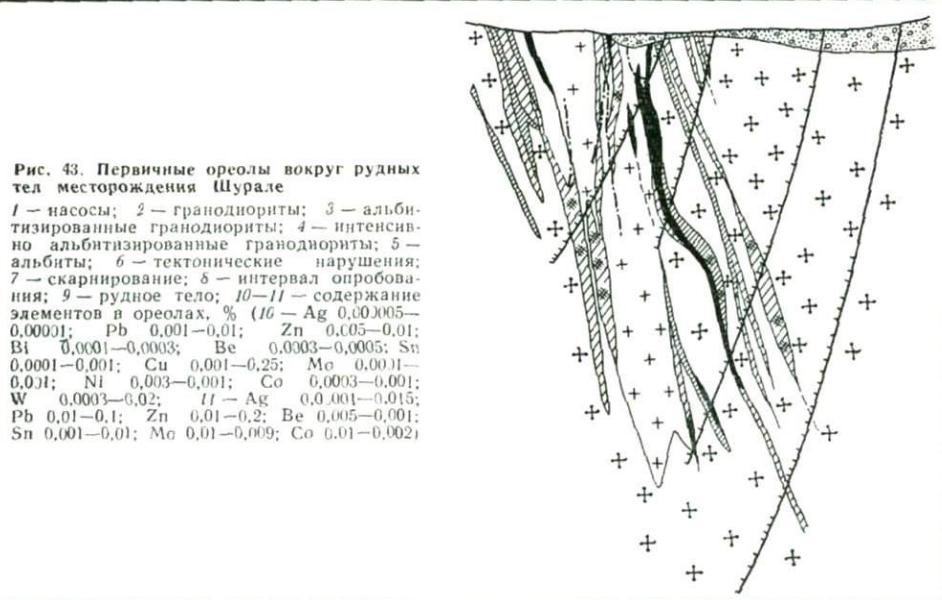


Рис. 42. Графики распределения урана и свинца вокруг рудоносных зон (1 — урановая минерализация; II — полиметаллическая минерализация)

1 — туфоловые; 2 — рудоносные зоны; 3 — вкрапленность сульфидов

Отрицательная корреляционная связь между содержаниями урана и элементами-индикаторами полиметаллического оруденения обусловлена, очевидно, различными путями проникновения рудоносных растворов при формировании рудных тел и ореолов этих формаций. Это ил-



люстрируется рис. 42, где графики распределения свинца (полиметаллическая формация) и урана (урановая формация) «падают» навстречу друг другу, фиксируя различные пути циркуляции рудоносных растворов при формировании ореолов.

В ряде случаев полиформационные ореолы формируются в результате смены с глубиной рудных тел и месторождений различных формаций. Такой случай установлен на месторождении Шурале (Таджикская ССР), где с увеличением глубины происходит смена редкометального оруденения (шеелит-молибденитового) полиметаллическим.

На рис. 43 изображены первичные ореолы химических элементов, оконтуренных вокруг рудоносной зоны месторождения Шурале I. Руд-

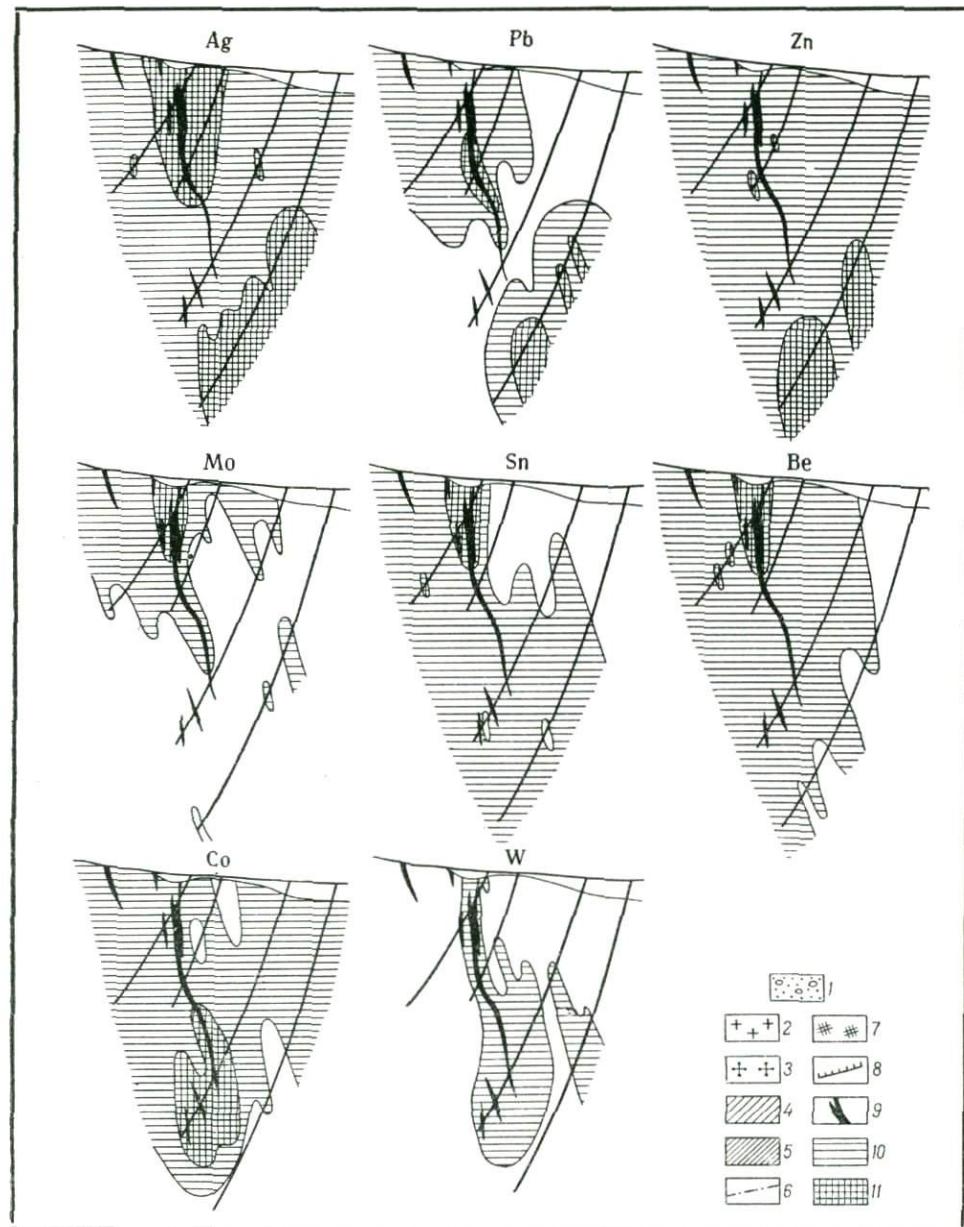
ТАБЛИЦА 32
ВЕЛИЧИНЫ КОЭФФИЦИЕНТА ПОРЯДКОВОЙ КОРРЕЛЯЦИИ СОДЕРЖАНИЙ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОЛИФОРМАЦИОННЫХ ОРЕОЛАХ

Пары химических элементов	Ореолы полиметаллического оруденения		Пары химических элементов	Ореолы уранового оруденения	
	скв. 318	скв. 309		скв. 318	скв. 309
Свинец—цинк	+0,54	+0,069	Уран—цинк	-0,74	-0,9
Свинец—серебро	+0,64	+0,72	Уран—серебро	-0,64	-0,11**
Свинец—медь	+0,65	+0,95	Уран—медь*	—	0,14**

* По скв. 318 коэффициент корреляции содержаний меди и урана не удалось вычислить из-за отсутствия совмещения в пространстве ореолов этих элементов.

** Корреляционная связь незначима (5%-ный уровень значимости).

ное тело представлено зоной альбитизированных пород, в центре которой проходит зона дробления, выполненная кварцевыми жилами различной мощности. Простирание зоны северо-восточное ($35-45^\circ$) с крутым падением на юго-восток. В северо-восточном направлении наблю-



дается смена зон альбитизации пироксеновыми скарнами и шеелитового оруденения молибденитовым.

В ее центральной части рудные минералы представлены шеелитом, халькопиритом и в меньших количествах молибденитом.

Исходя из особенностей распределения по вертикали, химические элементы дифференцируются в следующие группы. Ореол молибдена обладает максимальной шириной и интенсивностью в верхней части разреза и вниз по падению рудных тел постепенно сужается (см. рис. 43). Вольфрам и кобальт образуют ореолы, расширяющиеся с глубиной. Ореол никеля с глубиной существенных изменений не претерпевает. Ореолы серебра, свинца и частично цинка с глубиной сужаются и затем резко расширяются на уровне самой глубокой скважины (см. рис. 43). Распределение элементов последней группы для редкометального оруденения аномально и обусловлено появлением на глубине другой рудной формации. Сравнение ореолов элементов этой группы первичными ореолами месторождений других рудных формаций показывает, что в нижней части разреза выявлены надрудные ореолы скарново-свинцово-цинкового оруденения. Полное выклинивание с глубиной ореолов вольфрама, молибдена, а также никеля и кобальта однозначно указывает на отсутствие на глубине слепых тел редкометального состава. Глубокие горизонты месторождения перспективны на полиметаллы, о чем свидетельствует появление с глубиной широких и интенсивных надрудных ореолов этого типа оруденения (см. рис. 43).

Критерии расшифровки полиформационных геохимических ореолов будут рассмотрены ниже.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОН РАССЕЯННОЙ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Известно, что в каждом рудном районе встречаются многочисленные рудопроявления и геохимические аномалии, представленные зонами рассеянной минерализации. Последние представляют собой участки, в пределах которых в результате воздействия на вмещающие породы рудообразующих флюидов были образованы зоны повышенных по сравнению с фоном концентраций элементов-индикаторов данного типа оруденения, не содержащие концентрированного оруденения. Во многих случаях подобные рудопроявления встречаются в благоприятных для локализации промышленного оруденения условиях, что нередко служит основанием для вовлечения их в сферу детальных поисковых и разведочных работ. Отсутствие надежных критериев расшифровки зон рассеянной рудной минерализации не позволяет произвести их разбраковку на начальной стадии поисковых работ, что приводит к значительным денежным затратам, связанным с последующими детальными работами, включающими также проходку дорогостоящих горных выработок и буровых скважин.

Зоны рассеянной рудной минерализации особенно «опасны» при геохимических поисках слепого оруденения. Как известно, поиски слепых рудных тел и месторождений производятся путем обнаружения их надрудных геохимических ореолов, которые, как и зоны рассеянной рудной минерализации, характеризуются низкими, обычно субкларковыми концентрациями элементов-индикаторов, а также сходством ряда других особенностей, что приводит к ошибкам при интерпретации результатов геохимического опробования. Сравнительным изучением особенностей первичных ореолов промышленного гидротермального оруденения и зон рассеянной рудной минерализации установлены некоторые геохимические различия этих образований, которые могут быть

использованы при оценке перспектив рудоносности выявленных геохимических аномалий.

Геохимические особенности зон рассеянной минерализации ниже рассматриваются на примере полиметаллических месторождений Рудного Карамазара (Таджикская ССР). Типоморфными для него являются полиметаллические месторождения жильного типа, залегающие в вулканогенных породах кислого состава. Геологическое строение этих месторождений и особенности их первичных геохимических ореолов рассмотрены выше. Отметим только, что все известные в Центральном Карамазаре полиметаллические месторождения сопровождаются первичными ореолами широкого круга химических элементов. В их строении выявляется отчетливая вертикальная зональность, которая выражается в закономерной дифференциации элементов в окорудном пространстве: наиболее широкие и интенсивные ореолы бария и серебра развиваются в верхних частях рудоносных зон. С глубиной ореолы этих элементов сужаются при одновременном расширении ореолов некоторых других элементов, таких как кобальт, медь, висмут, молибден, вольфрам.

Сравнение результатов геохимического опробования коренных пород на участках развития зон рассеянной минерализации и ореолов промышленного оруденения показало, что эти типы аномалий характеризуются идентичным элементным составом, а также близкими концентрациями элементов-индикаторов. В морфологии аномалий, оконтуренных в плане, существенных различий также не выявляется.

Изучение в разрезе геохимических аномалий, представленных зонами рассеянной минерализации и ореолами промышленного оруденения, позволило установить следующие их различия (Григорян, Оганесян, Ликарчук, 1973). На рис. 44 изображены аномальные поля основных элементов-индикаторов полиметаллических месторождений Центрального Карамазара, выявленные по разрезу через рудопроявление Кызылташ-Кокчегиртке. Как установлено детальным изучением поверхности, а также разведкой глубоких горизонтов, данное рудопроявление не содержит промышленного оруденения и представляет собой зону рассеянной рудной минерализации. Вмещающие породы представлены андезитовыми порфиритами. На поверхности рудопроявления установлена серия параллельных зон дизъюнктивных нарушений, фиксируемых лимонитизированными, хлоритизированными, серицитизированными и окварцованными породами с вкрапленностью пирита, галенита, сфалерита и редко халькопирита.

Как видно из рис. 44, по разрезу выявлены геохимические аномалии всех элементов-индикаторов, типоморфных для полиметаллических месторождений исследованного района. Прежде всего обращает на себя внимание чрезвычайно пестрый характер выявленных по разрезу аномалий, обусловленный наличием серии разрозненных аномальных полей элементов. Примечательно, что основная рудоносная зона, в отличие от ореолов промышленного оруденения, не фиксируется полями максимальных концентраций элементов-индикаторов (см. рис. 44). Эта особенность наиболее отчетливо проявлена в строении суммарных аддитивных аномалий (рис. 45).

Другая характерная особенность аномалий описываемого разреза — практически полное отсутствие вертикальной зональности в их строении. Как следует из рис. 44, отсутствует сколько-нибудь заметная дифференциация в распределении надрудных и подрудных элементов.

Вертикальная зональность отсутствует также в строении аддитивных (см. рис. 45) ореолов. Вертикальная зональность не установлена и в строении ореолов, оконтуренных по величине их аддитивного показателя (отношение по каждой пробе) сумм содержаний (в единицах фона) надрудных и подрудных элементов.

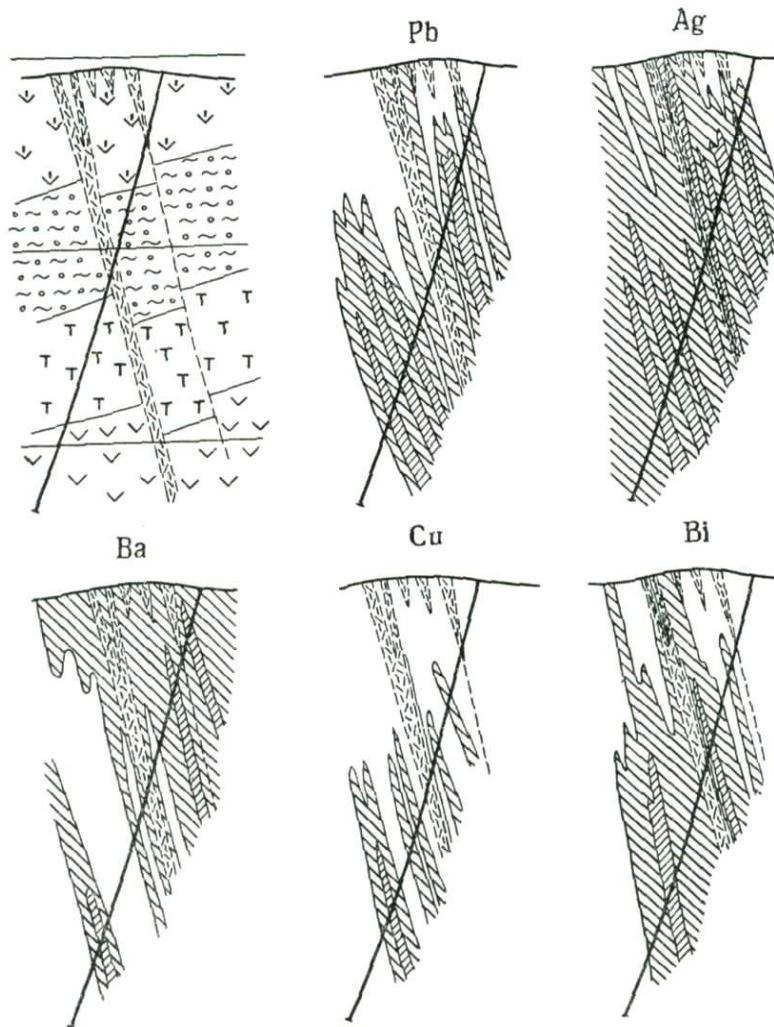
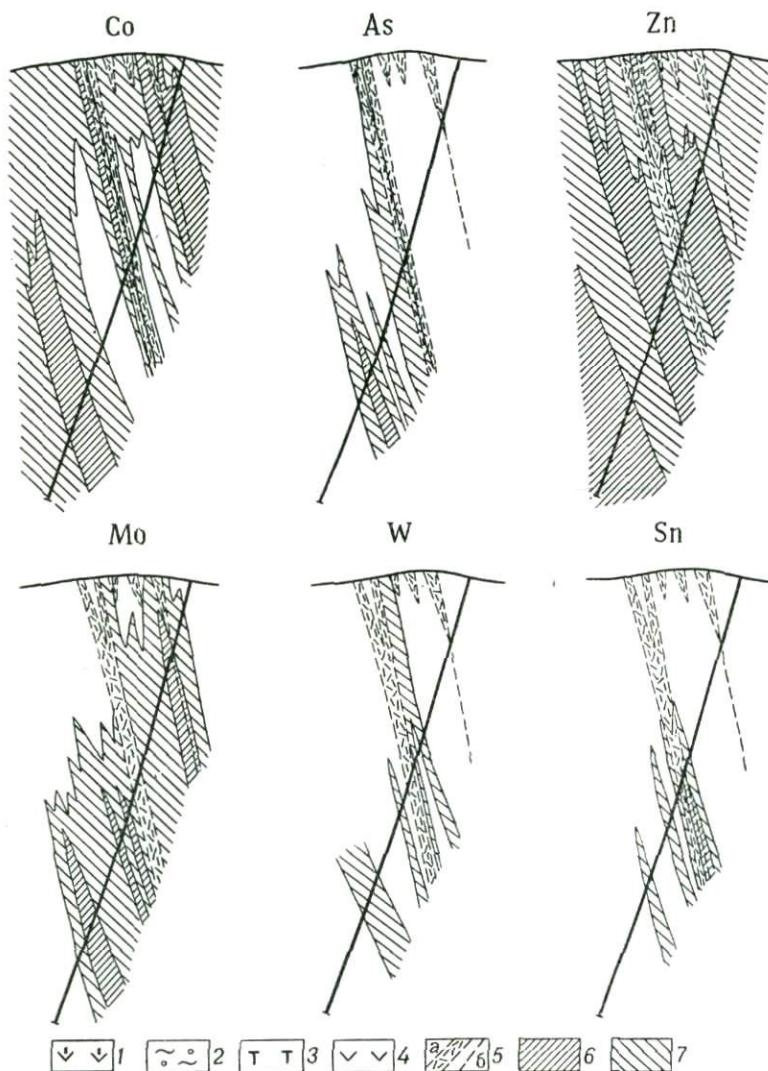


Рис. 44. Геохимические аномалии
1 — андезитовые порфириты; 2 — флюидальные фельзиты; сферолит-порфиры;
3 — зоны дробления (a) и тектонические нарушения (b); 6 — содержания элементов:
Co, Mn и Sn 0,0003—0,001; As 0,005—0,01; Zn 0,008—0,03;

В отличие от зон рассеянной минерализации, в ореолах, сопровождающих концентрированное промышленное оруденение, постоянно устанавливается контрастная вертикальная зональность, подробно описанная выше (см. рис. 28, 29).

На рис. 46 приведены геохимические ореолы (аддитивные) вокруг рудных тел полиметаллического месторождения Восточный Канимансур

(Центральный Карамазар). Как видно из рис. 46, в строении частных аддитивных ореолов выявляется контрастная зональность, которая фиксируется также с помощью аддитивного показателя.



рудопроявления 'Кызылташ-Кокчегиртке'

1 — туфы и туфолавы; 4 — андезитовые и андезит-дацитовые порфиры; 5 — гравий, % Pb и Cu 0,005—0,015; Ag 0,00002—0,0001; Ba 0,02—0,1; Bi 0,0001—0,001; W 0,001—0,003; 7 — выше верхнего предела указанных содержаний

Отличие описанных выше зон рассеянной полиметаллической минерализации от ореолов промышленного оруденения по характеру зональности подтверждается данными соответствующих расчетов. В табл. 33 приведены величины отношения линейных продуктивностей частных аддитивных аномалий элементов-индикаторов участка Кызылташ-Кокчегиртке. Этот параметр рассчитан для трех гипсометрических

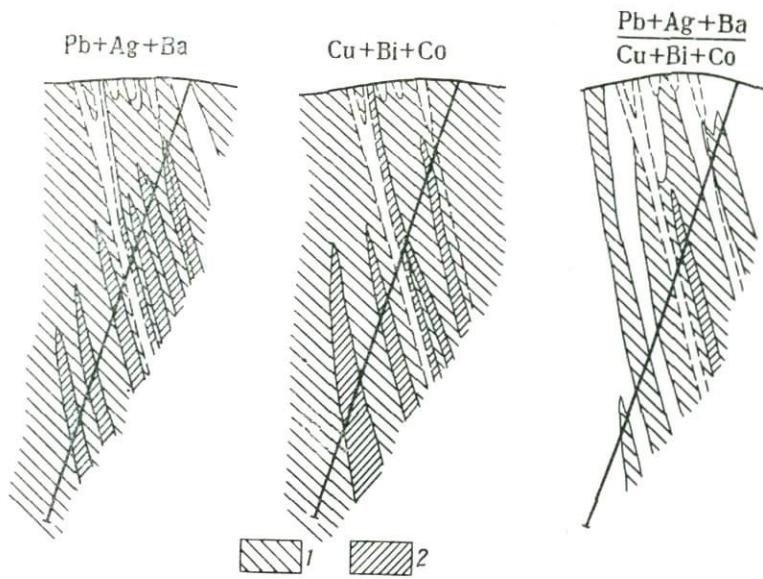


Рис. 45. Аддитивные аномалии рудной зоны рудопроявления Кызылташ-Кокчегиртке
 1—2 — суммарные содержания элементов и их отношение ($1-6 = 20$ гф; $1-5 = 2 - > 20$ гф; >5)

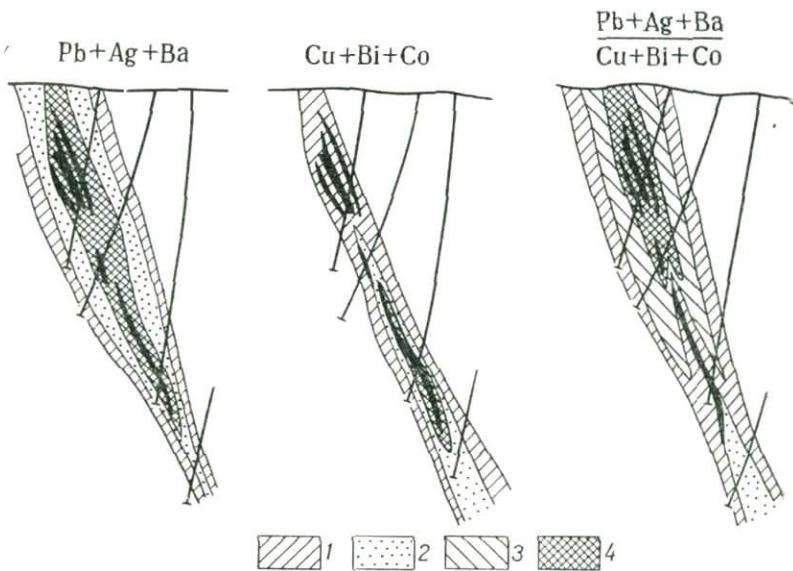


Рис. 46. Первичные ореолы и поля значений аддитивного показателя вокруг рудных тел (месторождение Вост. Каннмансур)

Содержание, гф: 1 — $\text{Pb}+\text{Ag}+\text{Ba} 6-20$; $\text{Cu}+\text{Bi}+\text{Co} 6-20$, их отношение 0,1—1,0; 2 — $\text{Pb}+\text{Ag}+\text{Ba} 20-100$; $\text{Cu}+\text{Bi}+\text{Co} 20-100$, их отношение 1—3; 3 — отношение элементов 3—10; 4 — $\text{Pb}+\text{Ag}+\text{Ba} > 100$; $\text{Cu}+\text{Bi}+\text{Co} > 100$, их отношение 10—50.

уровней: 1490 (поверхность), 1400 (по верхней части скважины) и 1330 м (нижняя часть скважины). В этой таблице приведены также данные по участку зоны «Оперяющая» (рис. 47), представленной зоной рассеянной минерализации. По второму участку (зона «Оперяющая») расчеты выполнены для двух уровней (поверхность и скважина). Как следует из табл. 33, изменение с глубиной величины указанного параметра не является существенным (не выходит за пределы точности расчетов), что свидетельствует об отсутствии в строении зон рассеянной рудной минерализации отчетливой вертикальной зональности. Было также установлено, что по абсолютной величине индикаторного

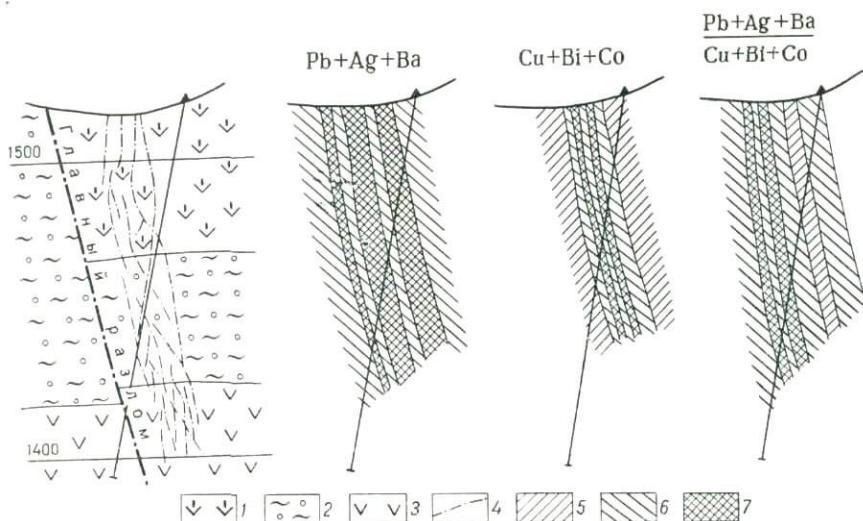


Рис. 47. Аддитивные аномалии зоны рассеянной минерализации в разрезе (зона Оперяющая)

1 — кварцевые порфириты; 2 — сферолит-порфириты; 3 — андезитовые порфириты; 4 — зоны тектонических нарушений; 5—7 — суммарные содержания элементов и их соотношение (5—6—20 гг; 0,1—0,5; 6—20—30 гг, 0,5—1,5; 7 — 30—50 гг; 1,5—5)

отношения любое из исследованных сечений зон рассеянной минерализации соответствует первичным геохимическим ореолам, развитым на уровне нижних частей промышленного оруденения (см. табл. 33).

Как уже отмечалось, существенные различия между зонами рассеянной минерализации и ореолами промышленного оруденения можно установить, построив аномалии по величине *аддитивного показателя*, который представляет собой рассчитанное по каждой пробе отношение сумм содержаний (в единицах геохимического фона) приведенных выше групп элементов-индикаторов. На рис. 46 изображены подобные аномалии, оконтуренные изолиниями по разрезу через промышленное оруденение месторождения Восточный Канимансур. Как видно, максимальными значениями аддитивного показателя фиксируются рудные тела, по мере удаления от которых в стороны висячего и лежачего боков разреза происходит закономерное уменьшение величины этого показателя, что обуславливает появление контрастной поперечной зональности в строении околоврудных ореолов. Наряду с поперечной, выявляется и вертикальная зональность, которая на рис. 46 выражается в отчетливом сдвиге вверх по разрезу полей максимальных значений аддитивного показателя.

ТАБЛИЦА 33

ВЕЛИЧИНЫ ОТНОШЕНИЯ ЛИНЕЙНЫХ ПРОДУКТИВНОСТЕЙ АДДИТИВНЫХ АНОМАЛИЙ

Тип аномалий	Название участка	Местоположение аномалий	Отношение линейных производительностей $\frac{\text{Ba} + \text{Ag} + \text{Pb}}{\text{Cu} + \text{Bi} + \text{Co}}$	
Зоны рассеянной минерализации	Рудопроявления Кокчегиртке	Поверхность (горизонт 1490 м)	1,2	
		Скв. 873 (горизонт 1400 м)	1,3	
		Скв. 873 (горизонт 1330 м)	0,9	
	Оперяющая	Поверхность (горизонт 1450 м)	1,7	
		Скв. 885 (горизонт 1350 м)	2,2	
	Месторождения Кантархона	Поверхность (горизонт 1550 м)	1,4	
Первичные ореолы на уровне нижних частей промышленного оруденения		Скв. 659	1,1	
		Скв. 79	0,81	
Канимансур				
	Тарыэкан			

В зонах рассеянной минерализации картина иная. Как следует из рис. 45 и 47, в последних отсутствует вертикальная зональность, а поперечная зональность отлична от таковой ореолов промышленного оруденения; не наблюдается контрастного возрастания аддитивного показателя к центру аномалий.

Аналогичные особенности были установлены также в зонах рассеянной минерализации, сопровождающих другие по составу и условиям формирования рудные месторождения (оловорудные, золоторудные, ртутные и др.).

На рис. 48 по одному из разрезов через участок Чальбои (зона рассеянной ртутной минерализации) изображено изменение величины мультиплекативного показателя, рассчитанного для групп верхнерудных (сурьма, ртуть, мышьяк, серебро) и подрудных элементов (медь, висмут, вольфрам, цинк). *Мультиплекативный показатель* представляет собой отношение произведений содержаний надрудных и подрудных элементов и рассчитывается по каждой пробе. Специальными исследованиями установлено, что при изучении геохимических аномалий использование аддитивного и мультиплекативного показателей дают одинаковые результаты. Однако предпочтительнее использовать мультиплекативный показатель, поскольку при его расчете отпадает необходимость нормирования содержаний элементов через фон.

Как видно из рис. 48, отчетливая вертикальная зональность по разрезу не выявляется (аналогичные данные получены по аддитивному показателю). В отличие от этого, в ореолах, сопровождающих промышленное ртутное оруденение этого же типа, по указанным показателям выявляется отчетливая вертикальная зональность, что иллюстрируется рис. 49, где по одному из разрезов через промышленные рудные тела

месторождения Кончо изображено изменение величины мультиплексивного показателя.

На рис. 49 приведены также графики изменения с глубиной отношений линейных продуктивностей частных мультиплексивных ореолов промышленного оруденения (по разрезу месторождения Кончо) и зоны рассеянной минерализации (участок Чальбои). Эти графики полностью подтверждают закономерности, установленные на примере изучения полиметаллических месторождений: в строении ореолов промышленного оруденения выявляется контрастная вертикальная зональность (монотонно убывающий с глубиной график индикаторного отношения), практически отсутствующая в зоне рассеянной минерализации. Примечательно, что и в этом случае зона рассеянной минерализации по величине индикаторного отношения отвечает уровню нижних частей промышленного ртутного оруденения.

Рассмотренные выше специфические особенности распределения элементов-индикаторов в пределах зон рассеянной рудной минерализации могут быть использованы при интерпретации результатов литогеохимического опробования для отличия зон рассеянной рудной минерализации от аномалий, представленных ореолами промышленного оруденения. Таким критерием прежде всего может служить отсутствие контрастной зональности. Очевидно, что для этого необходимо располагать данными, характеризующими распределение элементов как минимум на двух горизонтах, т. е. там, где имеются скважины или подземные горные выработки.

Если имеются данные только по одному уровню, то выделение аномалий, представленных зонами рассеянной минерализации, может быть осуществлено на основании характера горизонтальной зональности, выявляемой с помощью аддитивного или мультиплексивного показателя. Зоны рассеянной минерализации, как уже отмечалось, отличаются от ореолов промышленного оруденения слабоконтрастной горизонтальной зональностью.

Очевидно, что при интерпретации геохимического опробования аномалий наиболее опасной в практическом отношении ошибкой является отнесение зон рассеянной минерализации в разряд надрудных или верхнерудных геохимических ореолов, перспективных на слепое и слабоэродированное оруденение и подлежащих разведке. Ошибочное отнесение зон рассеянной минерализации в разряд подрудных (или нижнерудных) ореолов не приведет к ошибке в оценке перспектив их рудоносности, так как как те, так и другие оцениваются

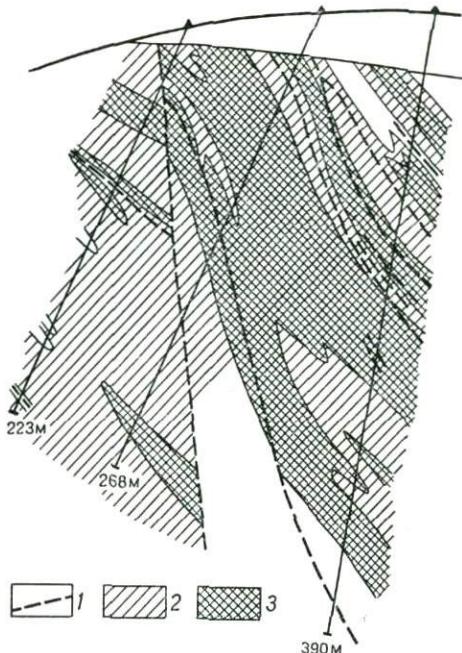


Рис. 48. Изменение по разрезу величин мультиплексивного отношения верхнерудных (Sb, Hg, As, Ag) и подрудных (Cu, Bi, W, Zn) элементов-индикаторов ртутного оруденения (уч Чальбои)

1 — разрывные нарушения; 2—3 — абсолютные величины мультиплексивных отношений ($2 = 0,0001-0,1$; $3 = 0,1$ и более)

отрицательно и исключаются из сферы последующих разведочных работ. Остается еще один возможный вариант ошибочной оценки зон рассеянной минерализации, а именно: отнесение их в разряд ореолов, развитых на уровне средних частей промышленного оруденения. Очевидно, что такие ошибки менее вероятны, так как в подобных случаях на поверхности должны быть установлены выходы промышленных руд, отсутствующих в зонах рассеянной минерализации.

Из изложенного следует, что успешное решение проблемы расшифровки зон рассеянной минерализации требует прежде всего разработки

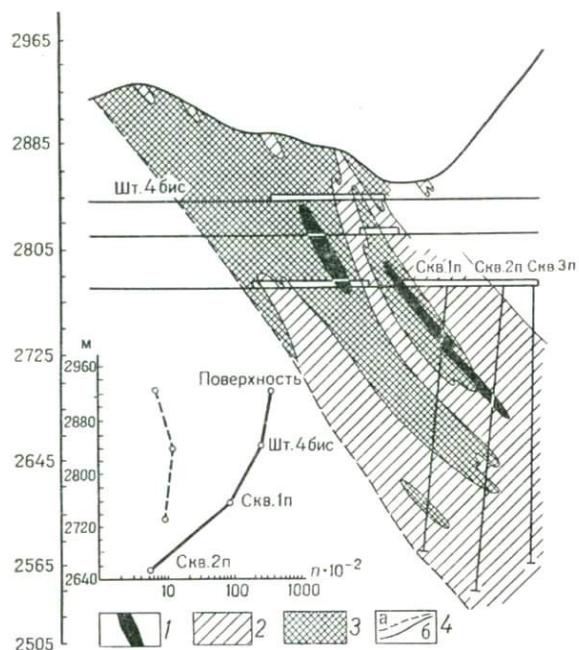


Рис. 49. Изменение величин мультипликативного показателя по разрезу и графики отношений линейных производительностей частных мультипликативных отношений (м-ние Кончоц)

1 — рудное тело; 2—3 — значения мультипликативного показателя ($2 - 100$; $3 - >100$); 4 — графики изменения линейных продуктивностей мультипликативных аномалий (a — уч. Чальбои, b — м-ние Кончоч)

на слепое и слабоэродированное орудия сеянной минерализации характерны пос. по значениям индикаторные отношения).

3. Поперечная зональность, выявляемая с помощью мультиплексивного или аддитивного показателя. В ореолах промышленного оруднения, в отличие от зон рассеянной минерализации, рудовмещающие зоны выделяются отчетливыми полями максимальных значений указанных показателей.

4. Элементный состав аномалий. В надрудных ореолах промышленного оруденения обычно отсутствуют ореолы подрудных элементов, т. е. зоны рассеянной минерализации в отличие от ореолов промышленного оруденения характеризуются постоянным элементным составом.

Таким образом, исходя из рассмотренных выше геохимических различий ореолов промышленного оруденения и зон рассеянной рудной минерализации, можно наметить следующие критерии расшифровки зон рассеянной минерализации.

1. Вертикальная зональность, которая в зонах рассеянной минерализации, в отличие от ореолов промышленного оруденения, практически отсутствует.

2. Отношения параметров и, в частности, продуктивностей надрудных и подрудных ореолов. По величине этих отношений зоны рассеянной минерализации резко отличаются от перспективных

КРИТЕРИИ И МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЭНДОГЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ

Целью интерпретации любой геохимической аномалии в конечном счете является оценка перспектив ее рудоносности. Вряд ли следует доказывать, что задача эта исключительно сложна и успешное ее решение требует привлечения комплекса различных методов. Однако данная работа посвящена геохимическим методам, поэтому в ней основное внимание уделяется вопросам использования геохимических критериев.

Ниже рассматривается методика интерпретации геохимических аномалий, выявленных и оконтуренных в результате детального геохимического опробования коренных пород (масштаб 1 : 25 000—1 : 10 000 и крупнее). Методические вопросы интерпретации геохимических аномалий удобнее рассмотреть раздельно для следующих случаев: а) поиски слепого оруденения; б) оценка перспектив рудоносности на глубину рудопроявлений, где рудные тела выведены на дневную поверхность.

Как уже отмечалось выше, при описании геохимических особенностей зон рассеянной рудной минерализации, последние во многом схожи с надрудными ореолами промышленного оруденения и поэтому при геохимических поисках ошибочно могут быть приняты за надрудные ореолы, перспективные на слепое оруденение. Во избежание подобных ошибок при интерпретации результатов геохимического опробования прежде всего должны быть выделены и исключены из сферы последующих детальных работ геохимические аномалии, представленные зонами рассеянной рудной минерализации.

Расшифровка зон рассеянной минерализации

Критерии расшифровки геохимических аномалий, представленных зонами рассеянной минерализации, вытекают из рассмотренных выше геохимических различий зон рассеянной минерализации и первичных ореолов промышленного оруденения.

Как отмечалось выше, зоны рассеянной минерализации отличаются от надрудных ореолов слепого оруденения существенно меньшими значениями оценки вертикальной геохимической зональности, в качестве которой используется отношение продуктивностей частных суммарных (аддитивных или мультипликативных) аномалий надрудных и подрудных элементов-индикаторов данного типа оруденения. Это отношение в пределах таких зон по величине соответствует первичным ореолам, развитым на уровне средних и нижних частей рудных тел. Из-за отсутствия в строении зон рассеянной рудной минерализации контрастной вертикальной зональности величина индикаторного отношения по вертикали варьирует незначительно, в отличие от первичных ореолов концентрированного оруденения, для которых характерно контрастное и монотонное изменение с глубиной величины указанного индикаторного отношения.

Для иллюстрации методики расшифровки геохимических аномалий, представленных зонами рассеянной минерализации, рассмотрим примеры, заимствованные из опыта геохимических работ, выполненных в Рудном Карамазаре (Григорян, Оганесян, Ликарчук, 1973).

Рудопроявление Акпет расположено северо-восточнее месторождения Тырыэкан (Центральный Карамазар). Участок сложен

фельзит-порфирами, туфами, туфобрекчиями и сферолит-порфирами оясайской свиты.

С целью оценки перспектив рудоносности глубоких горизонтов рудопроявления проводилось геохимическое опробование, которое позволило выявить аномалии свинца, цинка, бария, серебра, молибдена, меди, висмута, кобальта, вольфрама, прослеживающиеся вдоль зоны Акпетского разлома (рис. 50). Ниже приведены параметры аномалий, выявленных на этом участке по центральному профилю опробования и для сравнения зоны рассеянной минерализации участка Кызылташ.

Участок	Отношение линейных продуктивностей $\frac{\text{Ba} + \text{Ag} + \text{Pb}}{\text{Cu} + \text{Bi} + \text{Co}}$
Рудопроявление Акпет Кызылташ (эталонный разрез)	0,4 1,1

Как видно из приведенных данных, рассматриваемая аномалия по геохимическим параметрам является аналогом зон рассеянной минерализации. На это указывает близость значений параметров геохимических аномалий исследованного участка и подробно описанного выше рудопроявления Кызылташ, представленного зоной рассеянной минерализации. На основании этих данных перспективы рудоносности рудопроявления были оценены отрицательно и дана рекомендация о снятии с участка первоначально предусмотренных в значительных объемах разведочных работ.

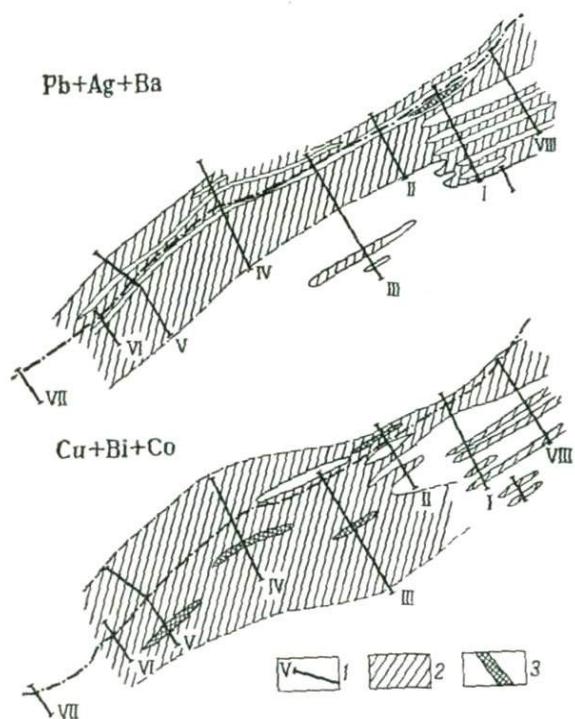


Рис. 50. Первичные ореолы сумм элементов на поверхности уч. Ак-Пет

1 — профиль геохимического опробования и его номер; 2—3 — содержания, г/т (2 — от 6 до 20; 3 — >20)

щее геохимическое опробование керна пробуренных скважин существенных изменений параметров аномалий с глубиной не установило (рис. 51), подтвердив тем самым рассеянную природу установленной на участке полиметаллической минерализации.

В последующем, несмотря на отрицательную оценку, на участке все же были пробурены три скважины в местах наиболее интенсивного проявления рудной минерализации. Все скважины на различных глубинах вскрыли рудоносную зону без оруднения, полностью подтверждив оценку, данную в результате интерпретации данных геохимического опробования. Последующее геохимическое опробование керна пробуренных скважин существенных изменений параметров аномалий с глубиной не установило (рис. 51), подтвердив тем самым рассеянную природу установленной на участке полиметаллической минерализации.

Участок Южный Тарыэкан находится к югу от месторождения Тарыэкан. На участке широко развиты туфы и туфолавы фельзит-порфиров ояской свиты, прорванных дайками диабазовых порfirитов.

Основной рудоносной зоной является «Южная» тектоническая зона северо-восточного простираия общей протяженностью около 1,5 км. Она представлена окварцованными, хлоритизированными и серитизированными породами, пронизанными кварцевыми прожилками, несущими вкрапленность халькопирита, пирита, висмутина и гематита. Местами установлены также повышенные содержания свинца и серебра.

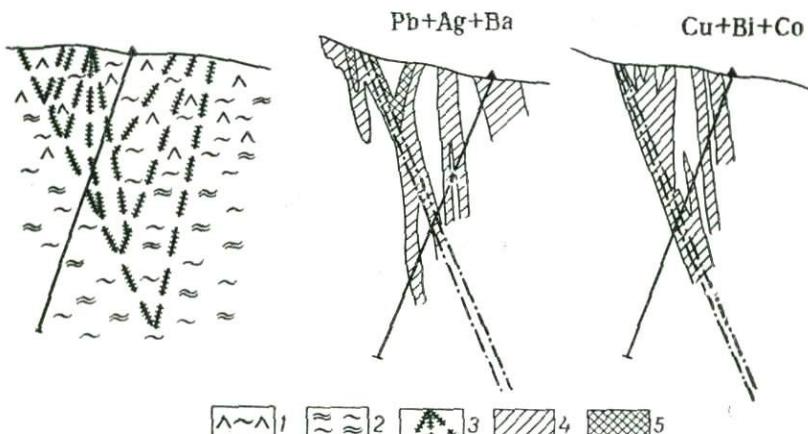


Рис. 51. Геохимические аддитивные аномалии в разрезе
1 — фельзит-порфиры; 2 — туфы и туфобрекции; 3 — дислокационные нарушения;
4—5 — суммарное содержание элементов, г/т (4 — 6—20; 5 — >20)

Для оценки перспектив рудоносности данного участка на глубину производилось геохимическое опробование коренных пород. В результате были выявлены аномалии типоморфных для полиметаллического оруденения элементов-индикаторов. По величинам индикаторного отношения уровня эрозионного среза выявленных аномалий отвечал уровню ниже средних частей промышленного сруденегия. Однако отсутствие на участке выходов промышленных руд свидетельствовало о том, что выявленные аномалии, вероятнее всего, представлены зоной рассеянной минерализации и малоперспективны на глубину. Несмотря на отрицательную оценку, на участке была пробурена одна скважина (скв. 9), которая на глубине 370 м вскрыла зону «Южную» без оруденения, подтвердив правильность интерпретации результатов геохимического опробования. Ниже приводятся параметры аномалий на участке Южный Тарыэкан.

Номера профилей и скважин

II-II
III-III
IV-IV
Скв. 9

Соотношение линейных продуктивностей

$$\frac{\text{Ba} + \text{Ag} + \text{Pb}}{\text{Cu} + \text{Ei} + \text{Co}}$$

0,26
0,67
0,61
1,3

Поиски слепого оруденения

Методика интерпретации геохимических аномалий существенным образом определяется условиями залегания рудных залежей, поэтому вопросы интерпретации аномалий ниже рассматриваются для двух крайних случаев, когда рудные тела имеют: а) крутное падение; б) близгоризонтальное залегание.

При определении вероятных условий залегания предполагаемых на глубине рудных залежей решающее значение приобретает геолого-структурная позиция исследуемых участков в районе, в целом, и, что особенно важно, известных в районе рудных месторождений. Немаловажными являются также результаты геофизических исследований, уточняющих представления о геолого-структурном положении отдельных участков. В определенных случаях при решении этой задачи существенную помощь могут оказать также геохимические критерии и, в частности, особенности развития первичных ореолов.

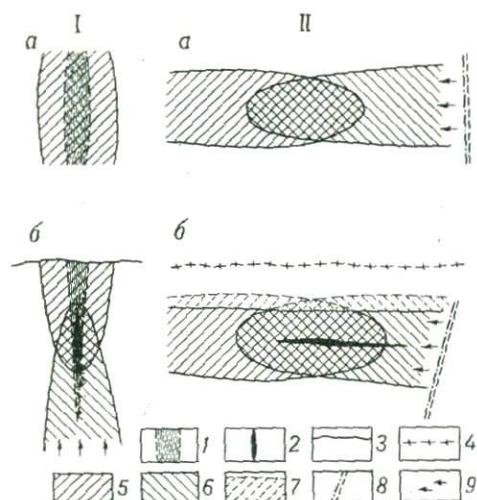


Рис. 52.. Обобщенная схема первичных ореолов вокруг рудных тел крутого падения (I) и полого залегания (II) в плане (a) и разрезе (б)

1 — рудовмещающая зона; 2 — рудное тело; 3 — линия современной поверхности; 4 — линия поверхности в момент формирования месторождения; 5 — надрудный ореол; 6 — подрудный ореол; 7 — ореолы, уничтоженные эрозией; 8 — дислокационное нарушение; 9 — направление движения рудоносных растворов

ность первичные ореолы существенно отличаются от описанных. Эти ореолы прежде всего более значительны по размерам, более «размазаны», оторваны от разломов (предположительно рудоподводящих). В их строении часто устанавливается горизонтальная зональность, выражаясь большей удаленностью от подводящих структур ореолов элементов-индикаторов надрудных сечений в соответствии с обобщенным рядом зональности ореолов.

Поиски слепого оруденения в крутопадающих структурах. Интерпретация геохимических аномалий при поисках слепого оруденения включает в себя два важнейших компонента:

а) установление типа рудной минерализации, обусловившей данную аномалию;

б) определение уровня выявленной аномалии относительно оруденения (в частном случае, когда аномалия обнаружена на поверхности — определение уровня эрозионного среза относительно оруденения).

Тип рудной минерализации в большинстве случаев определяется по геологическому положению участков исследований (по аналогии с известными в районе месторождениями), а также характеру оклорудных изменений и типоморфной ассоциации минералов, устанавливаемых путем детального обследования аномалий на местности. Из геохимических критериев для этой цели может быть использована поперечная зональность (см. табл. 31).

В ряде случаев достаточно надежным критерием определения типа рудной минерализации могут служить абсолютные значения средних содержаний элементов-индикаторов в геохимических аномалиях. Так, например, среднее содержание свинца — элемента-индикатора почти всех эндогенных рудных месторождений, в первичных ореолах ртутных месторождений на любых сечениях практически не превышает 0,01%, тогда как в ореолах полиметаллических месторождений достигает сотых и десятых долей процента. В качестве другого элемента можно рассмотреть ртуть. Среднее содержание этого элемента в ореолах полиметаллических месторождений, по данным авторов, не превышает $1 \cdot 10^{-4}\%$, тогда как на собственно ртутных и сурьмяно-ртутных месторождениях составляет тысячные и сотые доли процента. Приведенные примеры показывают, что такими индикаторами типа минерализации прежде всего служат элементы, являющиеся основными компонентами руд.

Определение уровня геохимической аномалии относительно предполагаемого оруденения. При поисках слепого оруденения данная задача по существу сводится к выделению из множества геохимических аномалий наиболее перспективных, представленных надрудными геохимическими ореолами. В частном случае, если геохимическая аномалия оконтурена на поверхности, задача сводится к оценке уровня ее эрозионного среза.

Решение этой задачи является наиболее важным при поисках слепого оруденения, поскольку в рудных районах, особенно интенсивно денудируемых, число аномалий, представленных подрудными ореолами, значительно и их надежная отбраковка является обязательным условием успешного ведения поисков слепого оруденения. На рис. 53 в разрезе изображено кулисное расположение рудных тел в пределах общего рудоносного интервала (В. И. Смирнов, 1955 г.), а также первичные ореолы, окаймляющие каждое из рудных тел. Имеется в виду общий оклорудный ореол, включающий ореолы всех элементов-индикаторов данного типа оруденения. При определении вертикальной протяженности надрудных и подрудных ореолов учитывались результаты изучения первичных ореолов различных по составу и условиям формирования рудных месторождений. Было установлено, что в ряде случаев удается надрудные ореолы оконтурить до их полного выклинивания по восстанию рудных тел. Что же касается подрудных ореолов, то в настоящее время отсутствуют данные об их вертикальной протяженности, поскольку они нигде не были прослежены до полного выклинивания. В ряде случаев в подрудной части удается установить полное выклинивание ореолов отдельных элементов (чаще всего надрудных), однако благодаря смене ореолов одними элементов другими выклинивание общих (комплексных) ореолов на доступных нам глубинах не устанавливается. Это позволяет считать, что по вертикальной протяженности подрудные ореолы превосходят надрудные и, по-видимому, существенно. Как известно, подрудные ореолы фиксируют пути

поступления рудоносных растворов и поэтому могут прослеживаться на значительную глубину.

Большая вертикальная протяженность подрудных ореолов (по сравнению с надрудными) при кулисном расположении рудных тел приведет к прогрессивному увеличению числа подрудных ореолов по мере увеличения глубины эрозионного среза, что иллюстрируется приведенным на рис. 53 графиком. При неглубоком эрозионном срезе будут вскрыты надрудные ореолы только тех рудных тел, которые располагаются на наиболее высоких гипсометрических уровнях, а при полной эрозии всего рудоносного интервала все эродированные рудные тела будут представлены подрудными ореолами. Число геохимических аномалий во втором случае может возрасти в несколько раз, но эти аномалии, естественно, не могут представлять практического интереса. Вот почему разработка и внедрение в практику поисковых работ эф-

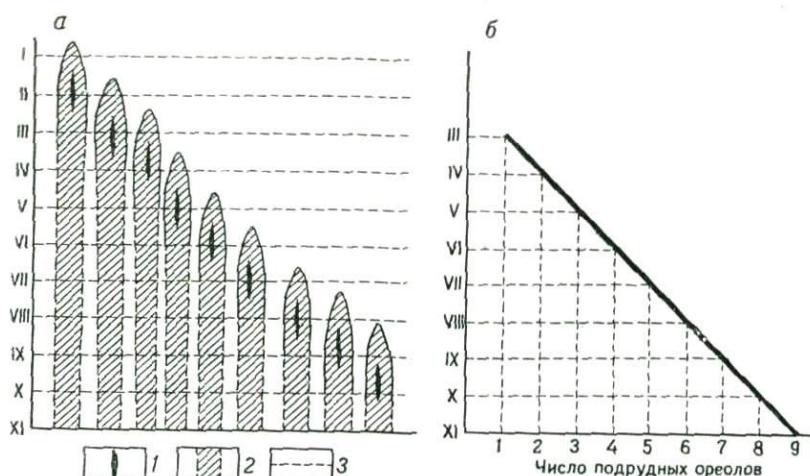


Рис. 53. Идеализированная схема возможного расположения слепых рудных тел в пределах рудоносного интервала (по В. И. Смирнову) с первичными ореолами (а) и графиком увеличения с глубиной числа подрудных ореолов (б)

1 — рудное тело; 2 — ореол; 3 — уровень эрозионного среза

фективных критериев отличия надрудных ореолов от подрудных представляет собой обязательное условие успешного прогнозирования скрытого оруденения. Для решения задачи отличия надрудных ореолов от подрудных используется вертикальная зональность первичных ореолов, подробно рассмотренная выше.

Для выделения надрудных геохимических аномалий обычно пользуются величинами отношения средних содержаний и продуктивностей ореолов пар элементов, а также отношениями параметров частных суммарных (аддитивных и мультиплекативных) ореолов надрудных элементов, а в знаменателе — подрудных и в ряде случаев элементов основных промышленно ценных компонентов руд. Надрудные и подрудные элементы выбираются по результатам изучения зональности первичных ореолов известных (эталонных) месторождений и, в частности, на основе рядов элементов-индикаторов вертикальной зональности.

Оценка уровня эрозионного среза аномалий производится сравнением величин указанных выше параметров с таковыми ореолов вокруг известных рудных тел той же формации. Как отмечалось выше, при

оценке уровня эрозионного среза геохимических аномалий более надежно использовать параметры суммарных треолов, однако это вовсе не означает отказ от парных отношений. Последние с успехом могут быть применены для месторождений, первичные ореолы которых являются интенсивными, обладают значительными размерами и характеризуются контрастной вертикальной зональностью.

Ниже в качестве примера прогнозирования слепого оруденения на основе вертикальной зональности его первичных ореолов приводятся результаты работ на одном из участков Канского рудного поля (Средняя Азия).

По результатам геохимического опробования коренных пород с поверхности на флагах Канского свинцово-цинкового месторождения был выявлен ряд геохимических аномалий. Расчет отношений продуктивностей частных мультиплекативных ореолов надрудных (барий, серебро, свинец) и подрудных (цинк, медь, кобальт) элементов-индикатор-

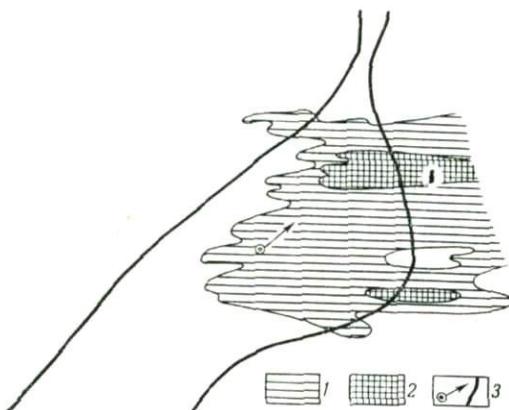


Рис. 54 Первичные ореолы свинца (на поверхности участка)

1—2 — содержание свинца, $n \cdot 10^{-3} \%$ (1 — 3—10; 2 — >10); 3 — буровая скважина и профили опробования

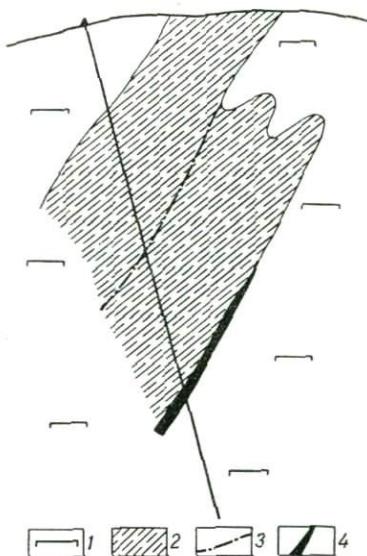


Рис. 55. Разрез через слепое оруденение, обнаруженное в результате проверки геохимической аномалии

1 — серпентиниты; 2 — рудоносный ксенолит (известняково-сланцевые породы); 3 — дизъюнктивные нарушения; 4 — слепое рудное тело

ров полиметаллического оруденения и сравнение этих величин с данными изучения ореолов вокруг известных тел месторождения позволили признать некоторые из выявленных аномалий надрудными ореолами, перспективными на слепое оруденение. На рис. 54 изображено распределение свинца в пределах одной из надрудных аномалий. Индикаторное отношение по данной аномалии равно 5 (по эталонным разрезам для надрудных ореолов $>0,5$; подрудных $<0,002$). Последующее бурение обнаружило на глубине слепое оруденение промышленного значения, подтвердив тем самым оценку, данную по результатам геохимического опробования коренных пород (рис. 55).

Наиболее сложной является количественная интерпретация надрудных геохимических аномалий, т. е. оценка возможных масштабов слепого оруденения. В настоящее время отсутствуют надежные методы ее

решения, и разработка последних является основной задачей дальнейших исследований. В отдельных благоприятных случаях, с той или иной степенью надежности, о возможных масштабах слепого оруденения можно судить, используя закономерную связь параметров рудных тел и окаймляющих их ореолов.

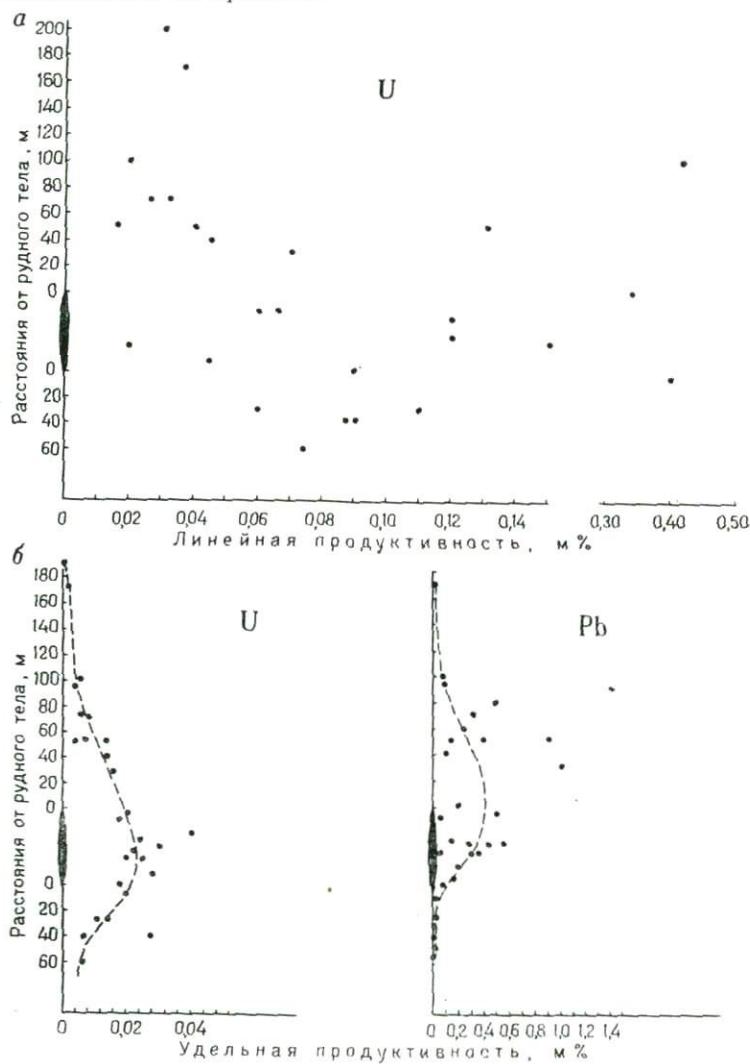


Рис. 56. Графики изменения по вертикали линейной (а) и удельной (б) производительности ореолов

Исследования показывают, что вокруг мощных рудных тел, как правило, образуются более широкие и протяженные ореолы. Отчетливая зависимость размеров ореолов от мощности рудных тел обычно устанавливается для рудных тел с идентичными условиями локализации оруденения.

В качестве примера на рис. 56 приведены графики изменения с глубиной величин линейной производительности ореолов вокруг рудных тел уранового месторождения в гранитах, описанного выше. На графиках

каждая точка соответствует величине линейной продуктивности, рассчитанной по одному из горизонтальных сечений ореола. На графиках по линии абсцисс отложены величины линейной продуктивности ореолов урана и свинца — основных индикаторов уранового оруденения, а по оси ординат — расстояние (в м) от рудного тела соответственно вверх и вниз. Как видно, верхний график рисунка представляет собой поле беспорядочно разбросанных точек. Картина существенно меняется при отложении по оси абсцисс не абсолютных значений линейной продуктивности ореолов, а относительных, рассчитанных как частное от деления величин абсолютных продуктивностей на мощность (максимальную) соответствующих рудных тел (удельная продуктивность).

В отличие от урана на графике свинца точки наблюдения характеризуются большим разбросом и резким сдвигом вверх, что является отражением вертикальной зональности (развитие интенсивных ореолов свинца выше рудных тел).

Рассмотренный критерий может быть использован при количественной интерпретации аномалий в пределах площадей, прилегающих к эталонному месторождению. Несмотря на отчетливую зависимость продуктивности ореолов от размеров рудных тел, задача оценки масштабов слепого оруденения по параметрам ореолов является чрезвычайно сложной, поскольку помимо масштабов слепого оруденения на развитие первичных ореолов существенно влияют другие факторы, такие как геолого-структурные условия локализации оруденения, физико-механические свойства вмещающих пород и др. Тем не менее в пределах рудных районов, где на примере известных месторождений доказана рассмотренная выше закономерная связь параметров ореолов и рудных тел, при выборе наиболее перспективных из однотипных аномалий предпочтение следует отдавать тем, которые характеризуются максимальной продуктивностью. Однотипными являются аномалии, связанные с одной и той же рудной формацией, характеризующиеся идентичными геолого-структурными условиями, близкими уровнями эрозионного среза и развитые в одних и тех же породах. Последнее условие особенно важно, поскольку интенсивность и размеры ореолов в определенной степени зависят также от типа вмещающих пород и прежде всего от их физико-механических свойств: в породах повышенной пористости и трещиноватости развиваются более интенсивные и широкие ореолы, что обязательно должно быть учтено при количественной интерпретации геохимических аномалий.

Рассмотренный выше критерий количественной интерпретации геохимических аномалий, основанный на закономерной связи параметров рудных тел и ореолов, является не абсолютным, а относительным и поэтому его использование может быть эффективным при интерпретации не единичных аномалий, а группы их, когда из ряда однотипных аномалий, признанных надрудными, выделяются наиболее перспективные.

О глубинности поисков слепого оруденения по первичным ореолам. Выше нами были рассмотрены вопросы поисков слепого оруденения в тех случаях, когда первичные ореолы, окаймляющие слепое оруденение, выведены на современную эрозионную поверхность и фиксируются геохимическим опробованием. Очевидно, что этот случай не является единственным возможным и иногда при значительной глубине залегания рудных тел их ореолы на поверхности могут быть не зафиксированы. Это означает, что в тех случаях, когда на поверхности отсутствуют

первичные ореолы, отрицательная оценка участку может быть дана не вообще, а только на ограниченную глубину. Речь идет о глубинности поисков слепого оруденения по первичным ореолам, которая в случае крутопадающих рудных тел определяется вертикальной протяженностью надрудных ореолов.

Исследования показывают, что вертикальная протяженность надрудных первичных ореолов значительна. Как следует из табл. 34, во всех случаях на максимальном удалении от верхней границы слепых рудных тел были выявлены достаточно интенсивные и широкие ореолы. Это означает, что приведенные цифры не предел, и в действительности протяженность надрудных ореолов может быть существенно больше.

ТАБЛИЦА 34
ВЕРТИКАЛЬНАЯ ПРОТЯЖЕННОСТЬ НАДРУДНЫХ ОРЕОЛОВ
(ПРОСЛЕЖЕННАЯ)

Месторождение	Протяженность, м
Вольфрам-молибденовое (Чорух-Дайрон)	200
Висмутовое (Чокадамбулак)	200
Медно-золоторудное (Парковое)	340
Свинцово-цинковое в скарпах «Курусай»	450
Свинцово-цинковое в скарпах (Николаевское)	850
Оловорудное (Верхнее)	270
Жильное полиметаллическое (Архон)	130
Урановое (в гранитах)	200
Флюоритовое (Мышиккол)	100

В табл. 34 приведены размеры моноэлементных ореолов. В необходимых случаях глубинность метода поисков слепого оруденения по первичным ореолам может быть существенно увеличена, если использовать метод построения суммарных ореолов (аддитивных и мультиплексивных).

В этой связи следует особо рассмотреть проблему рудоносности тех площадей, где геохимические аномалии не обнаружены. Для окончательной оценки перспектив таких площадей на слепое оруденение следует исходить из глубинности метода, т. е. необходимо определить, является ли она достаточной для данного типа оруденения или нет.

В первом случае эти площади могут быть признаны бесперспективными, тогда как при недостаточной глубинности эту оценку можно отнести только на ограниченную глубину, равную вертикальной протяженности надрудных ореолов. Этот вопрос может быть решен только применительно к определенному типу рудных месторождений в условиях конкретного района.

Поиски слепых субгоризонтальных рудных тел. Вопросы использования первичных ореолов при поисках рудных тел субгоризонтального залегания (в отличие от крутопадающего) являются менее изученными, поэтому рассматриваемая ниже методика нуждается в совершенствовании.

Геохимические критерии поисков рудных тел «полого» залегания вытекают из особенностей развития вокруг них первичных ореолов, что, в свою очередь, определяется геолого-структурными условиями локализации оруденения и прежде всего морфологическими особенностями рудных залежей. Поэтому успешное применение первичных ореолов при поисках подобных месторождений немыслимо без всестороннего учета геолого-структурной позиции исследуемых площадей и конкретных участков.

Особенности развития первичных геохимических ореолов вокруг рудных тел близгоризонтального залегания рассмотрены выше на примере скарново-полиметаллических месторождений Тутлы I (Курусайское рудное поле), Николаевского (Приморье) и медно-порфирового месторождения Сарычеку (Средняя Азия).

Было отмечено, что первичные ореолы резко вытянуты в плоскости рудных тел и по вертикали имеют ограниченное распространение. Это означает, что глубинность поисков слепых рудных тел близгоризонтального залегания по первичным ореолам будет существенно меньше по сравнению с крутопадающими телами, в связи с чем могут быть встречены случаи, когда из-за сравнительно глубокого залегания рудных тел окаймляющие их ореолы также могут быть слепыми. Это обстоятельство должно быть учтено при интерпретации результатов геохимического опробования на площадях, потенциально перспективных на рудные тела полого залегания.

При интерпретации геохимических аномалий, обусловленных субгоризонтальными рудными телами, задача отличия надрудных ореолов от подрудных достаточно просто решается при наличии стратиграфического контроля в локализации оруденения, когда рудные тела залегают в пределах определенного благоприятного горизонта пород (месторождение Тутлы в скарнированных конгломератах) или на контакте различных пород (Николаевское месторождение в Приморье, залегающее на контакте карбонатных и вулканогенных пород).

В тех случаях, когда такой контроль в размещении оруденения отсутствует, для отличия надрудных аномалий от подрудных может быть использована вертикальная зональность ореолов, развитых вокруг рудных тел субгоризонтального залегания. Эта зональность выражается в относительном обогащении надрудных ореолов рядом элементов. На месторождении Тутлы I такими являются сурьма, мышьяк, на месторождении Сарычеку — серебро, свинец. Следует, однако, отметить, что вертикальная зональность в ореолах вокруг пологозалегающих тел, как правило, весьма слабоконтрастна и поэтому в настоящее время можно говорить только о принципиальной возможности ее использования. Что же касается эффективности практического применения, то она может быть определена только в результате дальнейших исследований, включая апробацию этого критерия в производственных условиях.

Как следует из рис. 33 и 35, в пространстве с рудными телами наиболее тесно коррелируются первичные ореолы основных компонентов руд (свинец, цинк на полиметаллических месторождениях, медь, молибден на медно-порфировых). В частности, в интервале рудных тел устанавливается максимальная интенсивность ореолов этих элементов, поэтому при разведке перспективных участков прежде всего целесообразно разбуривать эпицентры аномалий указанных элементов, так как ореолы остальных могут быть сдвинуты по отношению к рудным телам в соответствии с зональностью их распределения. Такое от-

четливое смещение, в частности, установлено для серебра на месторождении Сарычеку (см. рис. 36), а также мышьяка и сурьмы на месторождении Тутлы I (см. рис. 34).

Ограниченнная глубинность поисков субгоризонтальных тел по первичным ореолам делает особенно актуальным широкое применение специальных методов, повышающих глубинность поисков слепого оруденения по первичным ореолам (методы анализа тяжелых фракций проб, построения мультиплексивных и аддитивных ореолов, а также комбинации их). В этих случаях ценную помощь могут оказать также результаты изучения геохимической специализации крутопадающих разрывных нарушений, являющихся во многих случаях своеобразными

«проводниками» глубокозалегающих рудных тел. В качестве подобного примера можно привести Николаевское месторождение, на котором по данным геохимического опробования коренных пород поверхности зафиксировано слепое оруденение, залегающее на глубине почти 900 м (см. рис. 37).

На этом месторождении крутопадающие разрывные нарушения, по которым, вероятно, циркулировали рудносные растворы, проходят непосредственно через рудную залежь, что позволяет по результатам их геохимического опробования четко локализовать месторождение. Однако во многих случаях рудоподводящие нарушения крутого падения располагаются в стороне от рудных тел (см. рис. 36), что также должно быть учтено при интерпретации результатов геохимического опробования.

Использование первичных ореолов позволит существенно повысить эффективность буровых работ при поисках и разведке рудных тел субгоризонтального залегания. Значительные размеры ореолов в плане (в плоскости

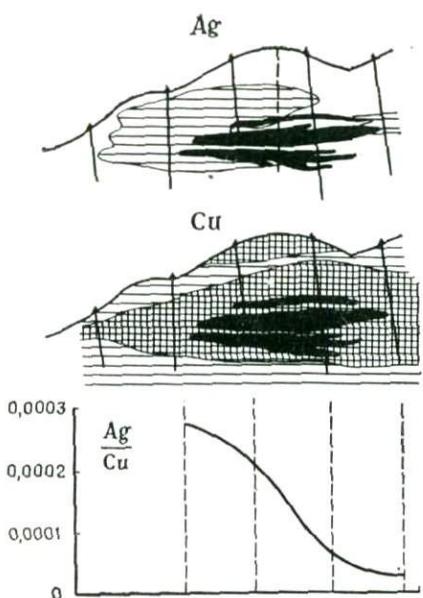


Рис. 57. Первичные ореолы и график изменения отношения линейных производительностей ореолов по разрезу (м-ние Сарычеку, условные обозначения см. рис. 15)

рудных тел) создают благоприятные условия для выделения с помощью бурения по редкой сети скважин участков, перспективных на слепое оруденение. При этом в разряд перспективных следует отнести не только участки, где бурением вскрыты рудные тела, но и те, где по результатам опробования керна буровых скважин выявлены геохимические аномалии элементов-индикаторов данного типа оруденения. Выделенные, таким образом, перспективные участки в последующем разбуриваются по более густой сети с целью обнаружения и оконтуривания рудных тел. Причем на этой стадии геохимическое опробование керна скважин и использование полученных результатов представляется обязательным, поскольку эти данные могут оказать существенную помощь в рациональном размещении скважин, а также оперативной корректировке направления бурения. В последнем случае перспективным представляется использование зональности ореолов по направлению

движения рудоносных растворов. Для иллюстрации этого положения обратимся к одному из разрезов месторождения Сарычеку (рис. 57).

Как следует из рис. 57, рудное тело разведано скважинами, пробуренными через 200 м. Очевидно, что на первом этапе поисковых работ, учитывая значительные размеры первичных ореолов в плоскости рудных тел, сеть буровых скважин можно было бы существенно разредить. На рис. 57 изображен один из возможных и наименее благоприятных для поискового бурения вариантов, когда обе скважины, приходящиеся на этот разрез, при 3-кратном разрежении сети (скважины пробурены через 600 м по разрезу) оказались безрудными. Следовательно, в таких достаточно обычных для поискового бурения случаях первичные ореолы могут оказать неоцененную услугу. В подобной ситуации один только факт наличия на участке интенсивных первичных ореолов, типоморфных для данного типа оруденения элементов-индикаторов, выявленных по результатам геохимического опробования керна пробуренных скважин, позволит избежать ошибочной отрицательной оценки перспектив рудоносности участков, возможной по данным буровых работ. Более того, по особенностям распределения элементов-индикаторов в пределах ореолов в ряде случаев можно определить места наиболее вероятного нахождения рудных тел. Для рассматриваемого случая таким перспективным участком является межскважинное пространство, поскольку пробуренными скважинами выявлены головные и корневые части ореолов, о чем свидетельствует резкое убывание отношений линейных продуктивностей ореолов пары серебро — медь (см. рис. 57).

Оценка рудопоявлений

Изучение первичных геохимических ореолов в основном было направлено на разработку методики поисков по ним слепых рудных тел. Поэтому не случайно, что практически всегда первичные ореолы рассматриваются только в связи с поисками слепого оруденения. Однако, как показывают исследования, контрастная вертикальная зональность в распределении элементов-индикаторов выявляется не только при сопоставлении надрудных и подрудных ореолов, но и различных сечений ореолов, развитых на уровне рудных тел. Это позволяет считать, что вертикальная зональность первичных ореолов может быть использована как для отличия надрудных ореолов от подрудных (поиски слепого оруденения), так и для оценки глубины эрозионного среза выведенных на поверхность рудных тел, что является главнейшим компонентом оценки перспектив рудоносности рудопоявлений на глубину.

Следует отметить, что раздельное рассмотрение методики интерпретации геохимических аномалий при поисках слепого оруденения и оценки рудопоявлений продиктовано только большим удобством изложения материала и вовсе не означают изолированное ведение этих работ. На практике, как правило, эти работы проводятся совместно, так как в каждом рудопоявлении на глубине или на флангах могут быть слепые тела. Это означает, что при оценке рудопоявлений геохимическое опробование должно выходить за пределы рудопоявления и выполняться на участках, потенциально перспективных на слепое оруденение. Опыт показывает, что нередки случаи, когда известное рудопоявление из-за глубокого эрозионного среза оказывается бес-

перспективным, тогда как рядом обнаруживаются надрудные ореолы слепых тел.

Большое практическое значение использования первичных ореолов при оценке перспектив рудоносности на глубину рудопроявления станет очевидным, если учесть, что практически в каждом рудном районе

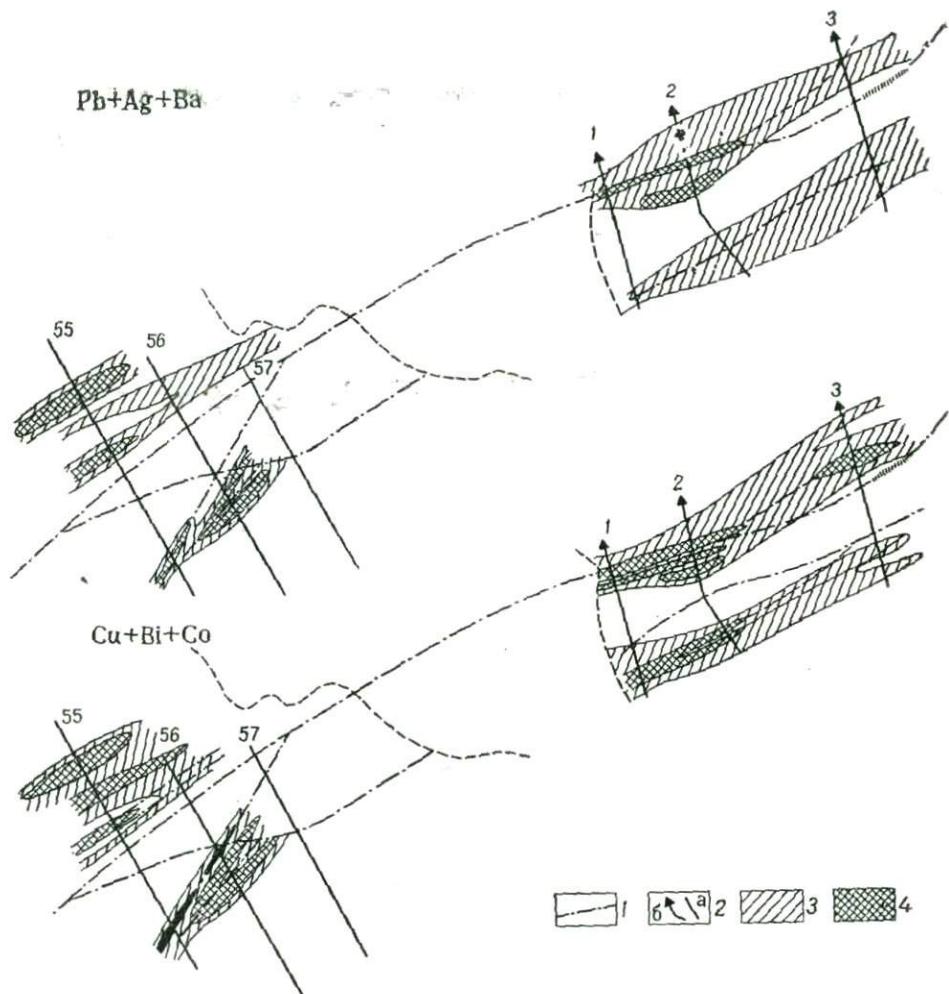


Рис. 58. Первичные аддитивные ореолы на поверхности участков Камазакбулак и Маразбулак
1 — тектонические зоны; 2 — геохимические профили (а) и разведочные скважины (б); 3—4 — содержание элементов, г/т (3 — 6—20; 4 — >20)

известны многочисленные рудопроявления, требующие разбраковки с целью выбора из них наиболее перспективных.

Опыт работ последних лет подтвердил высокую эффективность использования критерия зональности первичных геохимических ореолов для оценки уровня эрозионного среза рудопроявлений и исключения из сферы последующих разведочных работ малоперспективных (глубокоэродированных) рудопроявлений.

С целью иллюстрации этого положения рассмотрим результаты геохимических работ, выполненных на рудопроявлениях Камазакбулак и Маразбулак (Григорян, Беспалов и др., 1970).

Эти медно-висмутовые рудопроявления расположены в Центральном Карамазаре и приурочены к одномуименному разлому и его оперяющим разрывным нарушениям. Рудовмещающие породы на участке представлены верхнепалеозойскими эфузивами (липаритовые порфириты шурабсайской свиты).

Камазак-Маразбулакский разлом является главной рудовмещающей структурой рудного поля. Прослеживаясь в северо-восточном направлении ($45-50^\circ$) на протяжении 5,5 км, разлом пересекает площади рудопроявлений Камазакбулак, Маразбулак и на восточном фланге ограничивается Железным разломом. На поверхности описываемых участков установлены выходы рудных тел с промышленными содержаниями меди и висмута.

Для оценки перспектив рудоносности глубоких горизонтов этих рудопроявлений производилось геохимическое опробование коренных пород по профилям, направленным вкрест простирации зоны основного разлома (рис. 58). В результате был выявлен ряд аномалий комплекса элементов, параметры которых приведены в табл. 35 (за исключением бария, ореолы которого практически отсутствуют).

ТАБЛИЦА 35
ВЕЛИЧИНЫ ОТНОШЕНИЙ ЛИНЕЙНЫХ ПРОДУКТИВНОСТЕЙ ОРЕОЛОВ

Участок	Номер аномалии	Номер профиля	Ag/Cu	Pb/Cu
Камазакбулак	I	56—56	0,001	0,04
		57—57	0,001	0,04
	II	55—55	0,001	0,02
		56—56	0,001	0,01
	III	1—1	0,001	0,03
		2—2	0,003	0,1
Маразбулак	IV	2—2	0,002	0,016
Эталонный разрез	Верхние части оруденения		0,02—0,4	0,3—2,5
	Корни оруденения		0,002	0,09

Сравнение параметров выявленных аномалий с данными изучения ореолов вокруг известных месторождений показывает, что по всем профилям величины отношения линейных продуктивностей ореолов основных элементов-индикаторов оруденения соответствуют корневым частям медно-висмутового оруденения (см. табл. 35). На основании этих данных была дана рекомендация о снятии с этих участков буровых работ, предусмотренных в больших объемах. Однако, несмотря на отрицательную оценку, разведочной партией все же было пробурено пять скважин, поскольку рудопроявления отличались благоприятной геологической-структурной обстановкой и, кроме того, на поверхности были установлены выходы промышленных руд. Эти скважины на глубинах 100—300 м вскрыли рудовмещающую зону разлома, однако без сульфидной минерализации, подтвердив тем самым отрицательную оценку, данную

по результатам геохимического опробования. Последующее опробование керна пробуренных скважин полностью подтвердило правильность данной оценки. Как следует из рис. 59, с глубиной происходит выклинивание (полное) не только оруденения, но и ореолов.

Большое практическое значение вертикальной зональности первичных ореолов как критерия разбраковки рудопроявлений станет очевидным, если учесть, что значительная часть рудопроявлений представляет собой корневые части вскрытых эрозией месторождений. Их надежная разбраковка является обязательным условием повышения эффективности геологоразведочных работ в этих районах. Вот почему оценка уровня эрозионного среза рудопроявлений на основе вертикальной зональности первичных ореолов должна найти широкое практическое применение.

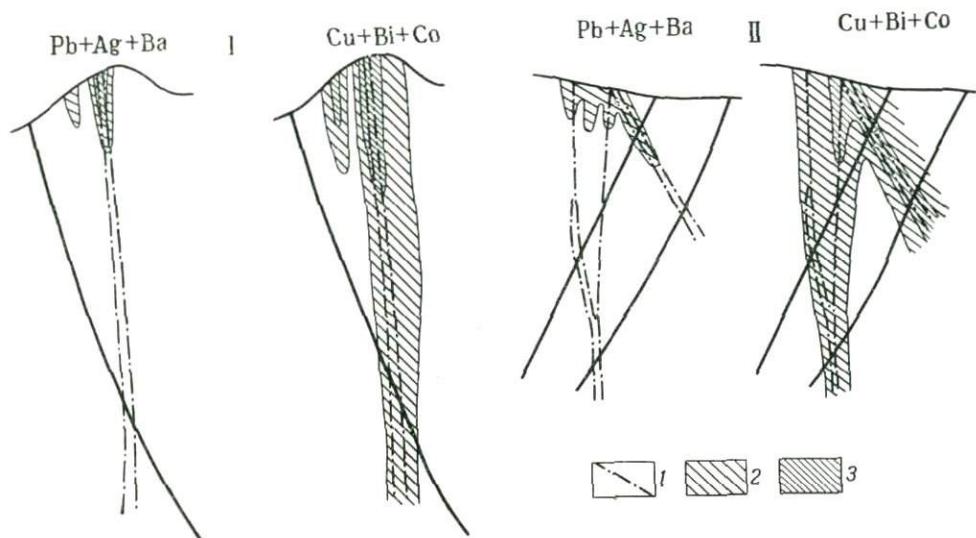


Рис. 59. Первичные аддитивные ореолы в разрезе рудопроявлений Маразбулак (I) и Камазак-булак (II)
 1 — зоны дисъюнктивных нарушений; 2 — аддитивные ореолы; 3 — поля максимальных значений — >20 гг

Участок Майдантал расположен на восточном фланге месторождения Тарыэкан. Он сложен верхнепалеозойскими эфузивами кислого и среднего состава, представленными фельзит- и сферолит-порфирами, туфопесчаниками и андезитовыми порфиритами, прорванными единичными дайками диабазовых порфиритов и фельзит-порфиров северо-восточного и широтного простириания.

Участок разбит серией дисъюнктивных нарушений, в основном северо-восточного и субширотного простириания, сопровождающихся дроблением и гидротермальным изменением пород. Для оценки перспектив рудоносности данного участка производилось геохимическое опробование коренных пород по профилям, направленным вкрест простириания основных дисъюнктивных нарушений. В результате обработки данных опробования на участке был выявлен ряд геохимических аномалий, три из которых оказались перспективными на слепое и слабоэродированное оруденение (рис. 60).

Для определения уровня эрозионного среза выявленных геохимических аномалий относительно рудносного интервала были рассчитаны величины отношения линейных продуктивностей частных аддитивных ореолов надрудных и подрудных элементов-индикаторов медно-висмутового оруденения (табл. 36).

Сравнение этих аномалий с эталонным разрезом показало, что на участке развиты верхнерудные аномалии. К настоящему времени бурением проверена только одна из аномалий, признанных перспективными по результатам геохимического опробования (см. табл. 36, аномалия II). Бурение подтвердило оценку — на глубине вскрыты руды промышленного значения.

Сравнение участка Майдантал с рассмотренными выше рудопроявлениями Камазакбулак и Маразбулак показывает, что при оценке перспектив их рудоносности без учета уровня эрозионного среза (по данным исследования поверхности) предпочтение, безусловно, было бы отдано Камазакбулаку и Маразбулаку, поскольку они характеризуются выходами на поверхность промышленных руд.

Следует отметить, что в большинстве случаев различия в уровнях эрозионного среза разных участков выявляются простым визуальным сравнением геохимических аномалий, в особенности частных суммарных, построенных для групп надрудных элементов. Соответствующие расчеты только уточняют общую оценку.

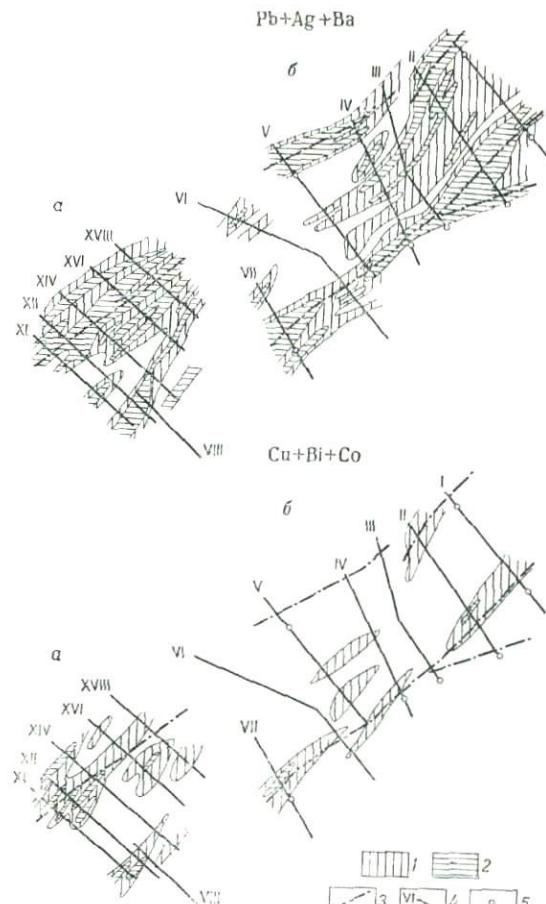


Рис. 60. Первичные аддитивные ореолы на поверхности месторождения Тарыкан (а) и участка Майдантал (б).
 1—2 — содержания элементов, г/т (1—6—20; 2 — >20);
 3 — зоны разрывных нарушений; 4 — геохимические профили; 5 — разведочные скважины

ТАБЛИЦА 36
ВЕЛИЧИНЫ ИНДИКАТОРНОГО ОТНОШЕНИЯ
(УЧАСТОК МАЙДАНТАЛ)

Аномалия	Профиль	Отношение
I	I—I	3,8
	II—II	8,9
	VII—VII	4,3
II	III—III	10,2
	IV—IV	8,6
III	V—V	12,6
Эталонный разрез	Верхние части оруденения	1,0

Как видно из рис. 60, участок Майдантал резко отличается от рудо-проявления Камазак-Маразбулак развитием более интенсивных аддитивных ореолов надрудных элементов (барий, свинец, серебро).

Изложенное выше, а также опыт подобных исследований, проведенных в ряде районов страны, позволяют считать, что оценка уровня эрозионного среза геохимических аномалий на основе вертикальной зональности первичных ореолов соответствующего типа оруденения должна предварять оценку перспектив рудоносности любых участков, потенциально перспективных на эндогенное оруденение.

Интерпретация полиформационных аномалий

Выше нами были рассмотрены критерии интерпретации аномалий, обусловленных одной рудной формацией. Однако, как известно, в ряде случаев вследствие совмещения в пространстве проявлений разных рудных формаций могут быть сформированы смешанные, так называемые *полиформационные*, ореолы (Овчинников, Григорян, 1970), что должно быть учтено при интерпретации результатов геохимических поисков.

Во многих случаях возможность встречи при поисковых работах полиформационных геохимических аномалий достаточно надежно определяется металлогеническими особенностями исследуемых районов. Появление подобных аномалий наиболее вероятно в районах развития различных рудных формаций, в особенности на участках стыка рудных полей разных по составу месторождений.

В ряде случаев полиформационная природа геохимических аномалий может быть установлена в результате детальных структурно-минералогических наблюдений, позволяющих выявить на поверхности признаки проявления различных рудных формаций и, в частности, их типоморфные минеральные ассоциации. Однако в тех случаях, когда рудные тела одной из этих формаций являются слепыми, надежная расшифровка аномалий требует привлечения дополнительных критериев, поскольку минералогические признаки слепого оруденения на поверхности могут быть не зафиксированы. В качестве таких критериев можно использовать также геохимические, вытекающие из особенностей развития полиформационных ореолов, рассмотренных выше.

Как уже отмечалось, ореолы вокруг рудных тел каждой рудной формации в соответствии с составом руд характеризуются специфическим набором элементов-индикаторов. Это означает, что появление аномалий каких-то элементов, не свойственных известной рудной формации, должно рассматриваться как признак возможного проявления другой формации. Так, например, появление аномалий урана на полиметаллических, золоторудных и других месторождениях может свидетельствовать о проявлении новой (урановой) рудной формации, поскольку для ореолов этих месторождений уран, как правило, не характерен.

Для определения полиформационной природы исследуемых аномалий могут быть применены также «сквозные» элементы-индикаторы, типоморфные для ряда рудных формаций. В этом случае используются соотношения размеров (ширины) ореолов этих элементов, разные для разных по составу месторождений. Так, например, на урновых месторождениях максимальными по размерам являются ореолы урана (под-

важного), в которые вписываются ореолы остальных элементов. Очевидно, что обратное соотношение размеров ореолов этих элементов-индикаторов должно рассматриваться, как вероятный признак полиформационных аномалий. Следует отметить, что в этом отношении наиболее информативно отношение линейных продуктивностей ореолов, рассчитанных в поперечном к простирации ореолов сечении. В тех случаях, когда из-за ограниченной длины профилей опробования не удается определить ширину ореолов, может быть использовано соотношение среднеаномальных содержаний элементов, поскольку, как уже отмечалось, ряды поперечной зональности элементов-индикаторов, составленные по соотношениям линейных продуктивностей и среднеаномальных содержаний, практически идентичны. Естественно, что при определении формационной принадлежности аномалий с помощью рядов поперечной зональности ореолов могут быть использованы только результаты с одинаковыми величинами порогового значения анализа геохимических проб на элементы с недостаточной чувствительностью анализа.

В ряде случаев в пределах единой полиформационной геохимической аномалии удается выделить эпицентры максимальных концентраций элементов-индикаторов каждой из формаций. В подобных случаях, как показывает опыт, наиболее информативным является метод построения суммарных ореолов, что иллюстрируется приведенными выше картами распределения элементов-индикаторов в пределах полиформационных аномалий, образовавшихся в результате совмещения в пространстве ореолов, связанных с медно-висмутовым и урановым оруденениями. Эпицентр аддитивных ореолов четко фиксирует зону медно-висмутового оруденения, тогда как ореолы урана и молибдена совпадают с нарушением, оперяющим основную зону (см. рис. 41).

Наряду с рассмотренными критериями, при расшифровке полиформационных аномалий может быть использован также корреляционный анализ. Как уже отмечалось, в первичных ореолах, связанных с проявлением одной рудной формации, между содержаниями элементов-индикаторов выявляется, как правило, значимая положительная связь, в случае полиформационных ореолов — в основном отрицательная.

Методические принципы интерпретации полиформационных геохимических аномалий рассматриваются ниже на примере участка Центральная Орлинская горка, расположенного на восточном фланге Курусайского рудного поля, в пределах которого до проведения геохимических работ были известны только месторождения и рудопроявления полиметаллического состава. Геохимическими исследованиями (Григорян, Федотова, Дегтярев, 1969) были выявлены аномалии, существенно отличные от ореолов, развитых вокруг рудных тел полиметаллической формации. Кроме основных элементов-индикаторов полиметаллических руд, для этих аномалий характерно также золото. Другой их отличительной особенностью являются повышенные по сравнению с ореолами полиметаллических месторождений содержания молибдена, а также мышьяка и сурьмы, что иллюстрируется табл. 37, в которой приведены средние содержания химических элементов в аномалии, выявленной на участке Центральная Орлинская горка и для сравнения содержания в ореолах, развитых вокруг рудных тел скарново-полиметаллической формации.

ТАБЛИЦА 37

СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ИНДИКАТОРОВ
В ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛАХ

Элементы-индикаторы	Месторождения			
	Северный Курусай II		Центральная Орлиная горка	Акчеку
	надрудные ореолы	верхнерудные ореолы		
Cu	0,01	0,02	0,1	0,07
Mo	0,0002	0,0003	0,004	0,007
As	Не обнаружено		—	—
Ag	0,00005	0,0008	0,0004	0,00013
As/Cu	—	—	0,06	0,03
As/Mo	—	—	1	0,3
Cu/Mo	50	67	25	10

Как известно, интерпретация геохимических аномалий в основном сводится к решению следующих задач: а) определение типа рудной формации (в случае полиформационных аномалий — рудных формаций), обусловившей выявленные аномалии; б) оценка перспектив рудоносности аномалий на оруденение установленного типа.

Совокупность геохимических данных свидетельствует о полиформационной природе выявленных на описываемом участке аномалий, образовавшихся в результате совмещения в пространстве ореолов полиметаллической (на участке известны рудные тела полиметаллического состава) и другой неизвестной рудной формации.

Полиформационный характер описываемых ореолов наиболее отчетливо проявлен в разрезе. На рис. 61 приведены ореолы ряда элементов, оконтуренные по результатам опробования коренных пород на поверхности, а также штолен и керна скважин, пройденных с целью разведки полиметаллического оруденения. С глубиной происходит выклинивание известняков. По-видимому, именно этим следует объяснить ограниченные перспективы участка на скарново-полиметаллическое оруденение, что подтверждается отчетливым выклиниванием с глубиной ореолов типоморфных для этого типа оруденения элементов-индикаторов — свинца, цинка и серебра (см. рис. 61).

При определении типа новой для данного района рудной формации учитывались элементный состав выявленных аномалий и особенности распределения элементов как в плане, так и по разрезам. Прежде всего, как уже отмечалось, на исследованных участках фиксируются аномалии золота, интенсивность и ширина которых с глубиной резко возрастают (рис. 61). Появление аномалий этого элемента, безусловно, вызвано новой рудной формацией, так как для свинцово-цинкового оруденения курусайского типа золото не характерно. Другим признаком проявления новой рудной формации является наличие весьма широких и достаточно контрастных аномалий сурьмы. Ореолы этого элемента вокруг рудных тел свинцово-цинкового состава, как показали исследования, исключительно узки, в связи с чем их не всегда удается выявить. Аналогично ведет себя мышьяк.

Из рис. 61 следует, что с глубиной происходит резкое расширение аномальных полей золота и молибдена. Молибден также не может быть отнесен к характерным индикаторам свинцово-цинкового орудене-

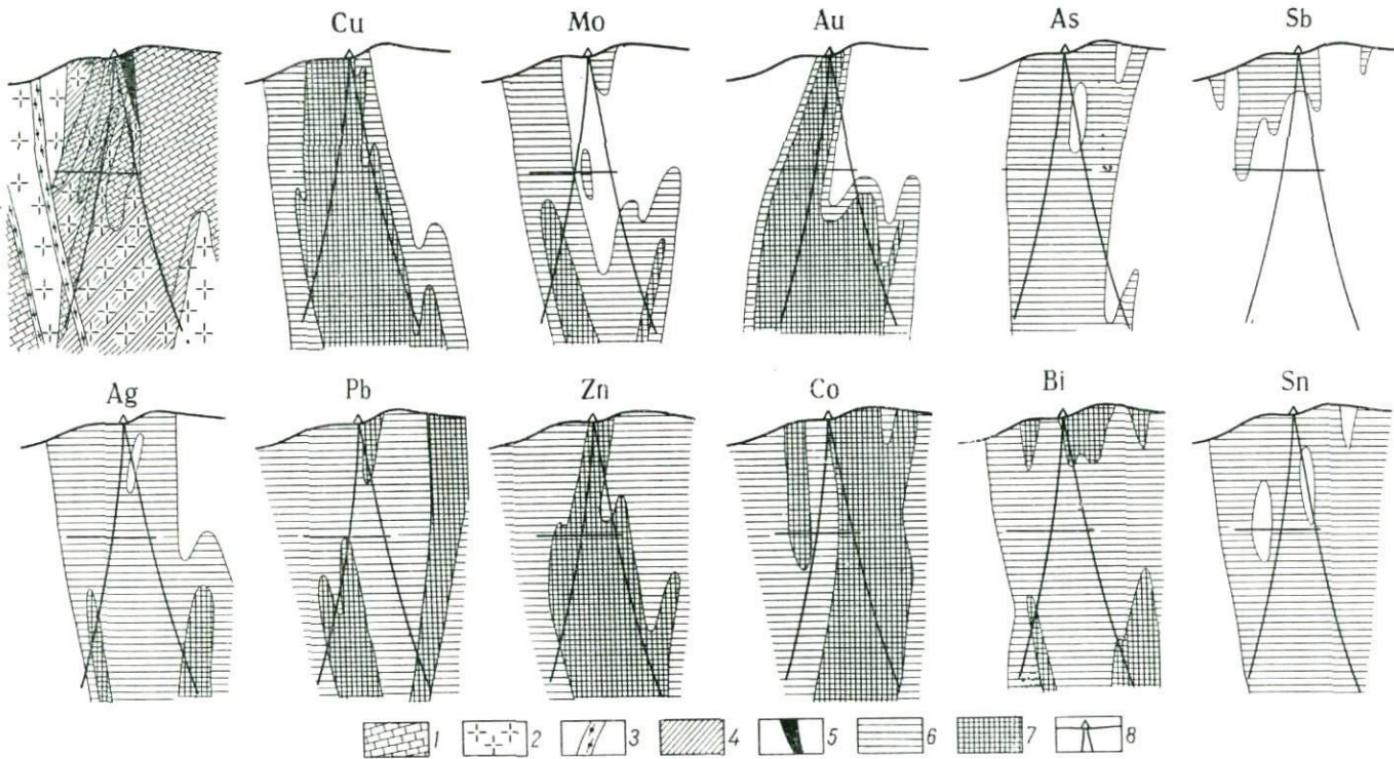


Рис. 61. Первичные ореолы в разрезе I—I (месторождение Центр. Орлиная горка)

1 — известняки; 2 — гранодиорит-порфирь; 3 — диабазовые порфириты; 4 — гранат-пироксеновые скарны; 5 — свинцово-цинковые рудные тела; 6—7 — содержание элементов, % (6 — Cu 0,01—0,1; Mo 0,0006—0,005; Au $1 \cdot 10^{-6}$ — $1 \cdot 10^{-5}$; As и Sb $> 0,005$; Ag $5 \cdot 10^{-7}$ — $1 \cdot 10^{-5}$; Pb и Zn 0,01—0,5; Co 0,005—0,001; Bi $1 \cdot 10^{-4}$ — $1 \cdot 10^{-3}$; Sn $> 3 \cdot 10^{-4}$; 7 — Cu $> 0,1$; Mo $> 0,005$; Au $> 1 \cdot 10^{-5}$; Ag $> 1 \cdot 10^{-5}$; Pb и Zn $> 0,5$; Co $> 0,01$; Bi $> 1 \cdot 10^{-3}$)

ния, поскольку на подобных месторождениях он образует весьма узкие и слабые по интенсивности ореолы с содержанием менее 0,001% (см. табл. 37). На описываемом участке ширина аномального поля с содержанием молибдена более 0,005% превышает 40—50 м.

Другим элементом, поведение которого также выглядит аномальным по сравнению с ореолами свинцово-цинкового оруденения, является медь, которая образует здесь самые широкие и интенсивные аномалии. Содержание ее во всех пробах, отобранных по разрезам, выше минимально-аномального. Ширина аномального поля с содержанием меди более 0,1% превышает 80 м. С глубиной намечается усиление интенсивности ореолов меди.

Таким образом, по особенностям распределения в вертикальном разрезе отчетливо выделяются две группы элементов-индикаторов: 1) элементы, ореолы которых проявляют отчетливую тенденцию выклинивания с глубиной (сурьма, свинец, цинк, серебро и кобальт); 2) элементы, ореолы которых с глубиной расширяются, возрастает также их интенсивность (золото, медь, молибден).

Сравнение выявленных аномалий с ореолами месторождений других рудных формаций позволило считать их аналогами первичных ореолов месторождений медно-порфировой (с золотом) формации алмалыкского типа, описанных выше (см. рис. 26).

Этот вывод подтверждается близостью величин средних содержаний молибдена и меди (основные элементы-индикаторы медно-порфирового оруденения) в аномалии участка Центральная Орлинская горка и надрудных ореолах медно-порфирового месторождения Акчеку (см. табл. 37).

Следует отметить, что после того, как по результатам геохимического опробования на участке впервые для района установили проявление медно-порфирового оруденения, была выполнена ревизия ранее проведенных выработок, включая их бороздовое опробование. Эти работы полностью подтвердили этот вывод: были установлены пропущенные ранее минерализованные интервалы с типичным для медно-порфировых руд парагенезисом минералов и промытыми содержаниями меди.

После определения полиформационной природы аномалий предстояло оценить перспективы рудоносности участка на оруденение каждой формации. Проведенными ранее разведочными работами перспективы участка на полиметаллическое оруденение были оценены отрицательно, поскольку было установлено выклинивание с глубиной известных на поверхности рудных тел. Результаты геохимического опробования подтвердили этот вывод: ореолы типоморфных для полиметаллического оруденения элементов-индикаторов (свинца, цинка, серебра) с глубиной выклиниваются (см. рис. 61). Очевидно, что при наличии на глубине слепых рудных тел полиметаллического состава подобное выклинивание ореолов не имело бы места. Можно предположить, что выклинивание ореолов полиметаллического оруденения с глубиной было бы более резким, если бы отсутствовало наложение ореолов медно-порфировой минерализации, поскольку для последней также характерны ореолы свинца и серебра. Однако благодаря более высоким концентрациям этих элементов в ореолах полиметаллического оруденения, последние как бы «подавляют» ореолы, связанные с медно-порфировой формацией, фиксируя отчетливое выклинивание с глубиной полиметаллов.

Очевидно, что в связи с широким развитием на участке интенсивных ореолов свинца, цинка и серебра, при оценке перспектив участка на медно-порфировое оруденение эти элементы не могут быть использованы. Поэтому для решения этой задачи учитывались особенности распределения элементов, в основном связанных с медно-порфировым оруденением, а именно: меди, молибдена, золота и частично мышьяка. Сравнение величин отношения средних содержаний этих элементов с параметрами надрудных ореолов эталонного медно-порфирового месторождения (см. табл. 37) позволяет сделать вывод о надрудной природе выявленных аномалий. Этот вывод согласуется с поведением ореолов основных элементов-индикаторов медно-порфирового оруденения. Как следует из рис. 61, с глубиной происходит расширение ореолов меди и молибдена. В этом отношении особенно показательно поведение золота, ореолы которого появляются практически только на глубине, что, безусловно, указывает на надрудную природу выявленных аномалий, поскольку на известных медно-порфировых месторождениях наиболее интенсивные ореолы этого металла развиваются на уровне рудных тел.

Изложенные выше данные и прежде всего значительные размеры выявленных аномалий, их резкое расширение с глубиной позволили считать участок Центральная Орлиная горка перспективным на слоеное медно-порфировое оруденение и рекомендовать постановку разведочных работ. Наряду с этим было предложено провести специальные исследования, в том числе и геохимические, с целью оценки перспектив всего рудного района на медно-порфировое оруденение и выделения участков, наиболее благоприятных для локализации месторождений этой формации.

Интерпретация полиформационных геохимических аномалий представляет чрезвычайно сложную задачу и успешное ее решение возможно только при комплексном подходе, требующем учета совокупности геологических данных и, в первую очередь, геолого-структурных особенностей конкретных участков.

Дальнейшее изучение полиформационных геохимических ореолов и разработка на этой основе более надежных критериев их расшифровки является чрезвычайно актуальной задачей в связи с тем, что подобные ореолы, как показывают работы последних лет, пользуются более широким распространением, чем представлялось. Исследования в этом отношении важны еще и потому, что они позволяют получить более определенную информацию о зональности первичных ореолов, используемой в качестве важнейшего критерия интерпретации геохимических аномалий. Так, часто оказывается, что нарушение зональности ореолов гидротермальных месторождений и появление «обратной» зональности являются следствием формирования полиформационных ореолов.

Примером подобной «обратной» геохимической зональности может служить описанное выше месторождение Шурале, где с глубиной происходит смена элементов-индикаторов высокотемпературного редкометального оруденения (вольфрам, молибден и др.) ореолами свинца, цинка и серебра — типичных индикаторов полиметаллического оруденения (см. рис. 43). Детальное геохимическое изучение этого месторождения, а также ряда других, показало, что в данном случае мы имеем дело с полиформационными ореолами, образовавшимися в результате совмещения в пространстве полиметаллического и скарновово-

шеелитового оруденений, представляющих собой продукты двух совершенно самостоятельных этапов минерализации, которые проявляются как изолированно (ореолы «чистой линии» с прямой зональностью), так и совместно (полиформационные ореолы), причем в последнем случае пространственные взаимоотношения продуктов этих этапов минерализации могут быть самыми различными. Очевидно, что именно этим будет определяться характер зональности ореолов. Так, если на месторождении Шурале наблюдается «обратная» зональность, то на месторождении Тутлы III (Курусайское рудное поле) картина иная: с глубиной скарново-полиметаллическое оруденение сменяется скарново-шеелитовым и в соответствии с этим в ореолах выявляется «прямая» зональность.

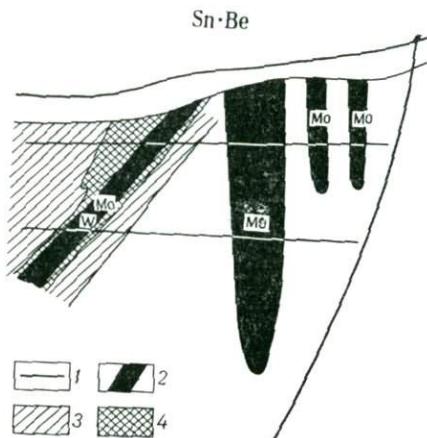


Рис. 62. Мультиплакативные ореолы берилля и олова в разрезе

1 — горные выработки; 2 — рудные тела: скарново-шеелитовое (W, Mo) и кварц-молибденитовые (Mo); 3—4 — значения произведения содержаний элементов, % ($3 = 1-10 \cdot 10^{-7}$; $4 = >10 \cdot 10^{-7}$)

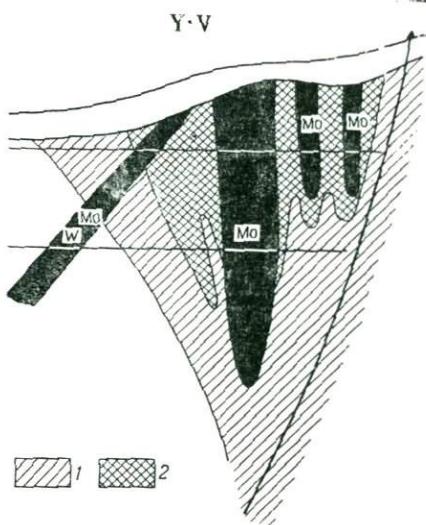


Рис. 63. Мультиплакативные ореолы иттрия и ванадия в разрезе

1—2 — значения произведения содержаний элементов, % ($1 = 1-10 \cdot 10^{-6}$; $2 = >10 \cdot 10^{-5}$). Остальные условные обозначения см. рис. 62

Другим характерным примером чрезвычайно сложной геохимической зональности является вольфрам-молибденовое месторождение Тырныауз. Изучение геохимической зональности рудных тел и окаймляющих их первичных ореолов (Абрамсон, Григорян, 1973) показало, что и на этом месторождении широко распространены полиформационные ореолы. Последние образуются в результате совмещения в пространстве первичных ореолов скарново-шеелитового и кварц-молибденового оруденений.

Детальное изучение особенностей развития первичных геохимических ореолов вокруг более или менее изолированных друг от друга рудных залежей скарново-шеелитового и кварц-молибденитового состава показало, что зональность их ореолов полностью согласуется с приведенным выше типоморфным рядом зональности элементов. В частности, для скарново-шеелитового оруденения характерны свинцовые вверх по отношению к вольфраму ореолы молибдена, олова, бария, а для молибденитовых тел вольфрам уже является индикатором

ром подрудных частей ореолов. Отмеченная зональность резко нарушается в полиформационных ореолах, образующихся на участках близкого расположения рудных тел обеих рудных формаций. Причем в этих случаях характер зональности в основном уже определяется пространственными взаимоотношениями рудных тел различного состава.

Проведенными на месторождении Тырныауз исследованиями было установлено, что при интерпретации полиформационных геохимических аномалий наиболее надежно использовать элементы, являющиеся индикаторами только одного типа оруденения. Сравнительное изучение особенностей первичных ореолов месторождения позволило, в частности, установить, что такими специфическими индикаторами скарново-шеелитового оруденения являются бериллий и олово. Ореолы этих элементов постоянно сопровождают только скарново-шеелитовое оруденение и являются секущими по отношению к рудным телам кварц-молибденитового состава (рис. 62). Последние также имеют свои специфические элементы-индикаторы, не свойственные скарново-шеелитовому оруденению. Такими являются иттрий и ванадий, образующие отчетливые надрудные ореолы в связи с кварц-молибденитовыми рудными телами (рис. 63). Благодаря такому избирательному развитию, ореолы этих элементов являются надежными индикаторами соответствующего типа оруденения.

Изложенное позволяет считать, что причины нарушения геохимической зональности первичных ореолов в большинстве случаев кроются в формировании полиформационных ореолов, в пространственном совмещении различных по составу и условиям локализации рудных тел и месторождений, сформированных в различные этапы минерализации.

Глава VI

ВТОРИЧНЫЕ (ГИПЕРГЕННЫЕ) ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ И ПОТОКИ РАССЕЯНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Геохимические поиски рудных месторождений по вторичным ореолам и потокам рассеяния в настоящее время являются одними из ведущих поисковых методов. В основе их лежит использование вторичных ореолов рассеяния, формирующихся в поверхностных образованиях (почвах, элювиально-делювии и т. д.), при гипергенном выветривании рудных месторождений. Таким образом, *вторичный ореол рассеяния* — это локальная зона аномально-повышенных концентраций определенных элементов-индикаторов оруденения, которая формируется в толще рыхлых образований, перекрывающих и окружающих выходы рудных тел и их первичных ореолов на уровне современного эрозионного среза.

Потоки рассеяния — это частный случай вторичных ореолов. Под ними обычно понимаются линейно-вытянутые вторичные ореолы в аллювиальных отложениях речных долин и ручьев, обязанные своим происхождением гипергенному разрушению месторождений, а также их первичных и вторичных ореолов в бассейне данного водотока.

Методы поисков по вторичным ореолам рассеяния имеют почти 40-летнюю историю. Они впервые появились в нашей стране в начале 30-х годов, когда работами Н. И. Сафонова, А. П. Соловова и других были сформулированы основные понятия и очерчен круг геологических задач, при решении которых могли быть использованы особенности вторичных ореолов рассеяния минеральных месторождений.

Некоторое представление о размахе работ по вторичным ореолам могут дать следующие цифры. Так, по данным Г. Р. Бекжанова и др. (Бекжанов, Ермекбаев, Сердюков, 1972) только в Казахстане за период с 1947 по 1969 г. отобрано и проанализировано более 60 млн. геохимических проб. При этом было выявлено около 20 новых месторождений и 150 рудопроявлений. Аналогичные данные имеются и по ряду других районов страны. За рубежом, по данным Международной ассоциации геохимиков-поисковиков, только в период июнь 1970 г.—июнь 1972 г. было отобрано и проанализировано около 5 млн. геохимических проб.

По мере накопления опыта производственных геохимических съемок происходило совершенствование методики отбора и анализа проб, а также разрабатывались теоретические аспекты этой проблемы.

В становлении метода поисков рудных месторождений по вторичным ореолам и потокам рассеяния элементов-индикаторов большую роль сыграли труды А. П. Соловова. Им создана классификация вторичных ореолов рассеяния химических элементов, сформулированы основные положения интерпретации и количественной оценки гипергенных геохимических аномалий.

Вопросы теории и практики геохимических методов поисков рудных месторождений по вторичным ореолам и потокам рассеяния получили дальнейшее развитие благодаря исследованиям А. Н. Еремеева, Е. М. Квятковского, В. В. Поликарпчина и других, а также зарубежных геохимиков Дж. Уэбба, Х. Хокса, Дж. Тумса и др.

Существенный вклад в теоретическое обоснование рассматриваемых методов внесен трудами А. И. Перельмана, М. А. Глазовской, В. В. Добровольского и других, исследовавших влияние на миграцию химических элементов и формирование вторичных ореолов рассеяния конкретных ландшафтно-геохимических условий района поисковых работ.

Вопросы методики литогеохимических поисков рудных месторождений по их вторичным ореолам и потокам рассеяния достаточно подробно изложены в многочисленных публикациях перечисленных выше авторов, а также их последователей, поэтому эти вопросы ниже рассматриваются лишь в той мере, в какой это необходимо для практического использования метода, а также рационального комплексирования поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния с другими поисковыми методами.

Как уже отмечалось, образование вторичных ореолов рассеяния в результате эрозии месторождений происходит в самом широком диапазоне природных условий. При этом в качестве основных факторов выступают процессы физического и химического выветривания, преобразующие первичные породы и руды и формирующие толщу рыхлых отложений.

Продукты гипергенного изменения месторождений под влиянием сил механической, физической, физико-химической и биохимической природы перемещаются в рыхлую толщу, где закрепляются в виде либо собственных минеральных агрегатов, либо в форме различных соединений, химически или сорбционно связанных с вмещающими вторичный ореол рыхлыми породами.

По фазовому состоянию вторичные ореолы рассеяния обычно подразделяют на *обломочные* (механические) и *солевые*. Под обломочными понимаются вторичные ореолы, где рудные компоненты присутствуют в виде устойчивых в зоне гипергенеза первичных или вторичных минералов, миграция которых происходит механическим путем. Под солевыми понимаются вторичные ореолы, образовавшиеся в результате миграции элементов в форме растворимых в природных водах соединений. Достаточно часто вторичные ореолы рассеяния являются смешанными, т. е. обломочно-солевыми.

В зависимости от характера вмещающей толщи и условий формирования вторичные ореолы рассеяния подразделяются на *остаточные* (формирующиеся по продуктам выветривания ранее существовавшего рудного тела или первичного ореола) и *наложенные* (в контурах которых до развития процесса ореолообразования первичная рудная минерализация отсутствовала).

По характеру положения по отношению к современной поверхности различают *открытые* ореолы, т. е. выходящие на современную дневную поверхность, и *закрытые* (погребенные) ореолы, развитые на некоторой глубине от поверхности. Таким образом, открытые ореолы могут быть обнаружены и изучены путем опробования верхних горизонтов почв, а закрытые — путем отбора проб на некоторой глубине от поверхности.

В практике геохимических работ наиболее представительный для отбора проб уровень вторичного ореола получил название *представительного горизонта* для опробования (обычно это определенный генетический горизонт почв или рыхлых отложений) и его положение определяет глубину отбора геохимических проб.

Систематизация опыта геохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния в различных природных зонах позволила А. П. Соловьеву свести все разнообразие этих ореолов к определенному числу наиболее характерных типов, чаще всего встречающихся на практике.

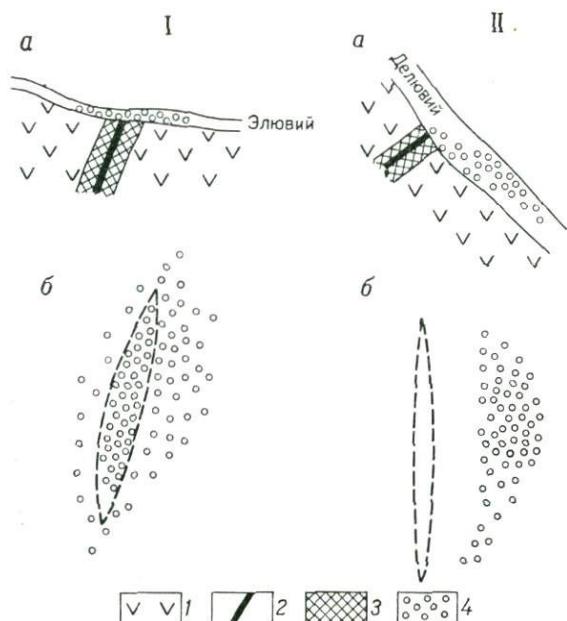


Рис. 64. Остаточные открытые вторичные ореолы рассеяния (I — несмешанный; II — смешанный; а — в разрезе; б — в плане)

1 — вмещающие породы; 2 — рудное тело; 3 — эндогенный геохимический ореол; 4 — остаточный ореол рассеяния

ных областей остаточные ореолы обычно являются обломочно-солевыми. Их обломочная часть представлена частицами устойчивых к выветриванию рудных минералов, а также малорастворимыми продуктами изменения рудных и сопровождающих их минералов, содержащими в своем составе элементы-индикаторы оруденения.

Солевая часть подобных ореолов в значительной мере связана с адсорбцией растворимых ионов металлов глинистыми частицами, а также окислами железа и марганца, присутствующими в ореоле. По данным геохимических поисковых работ, выполнявшихся в различных климатических зонах проектами Программы развития ООН, коэффициенты концентрации в остаточных ореолах при переходе от фракции 20—35 меш (900—470 мкм) к глинистой фракции (единицы мкм и менее) для меди колеблются от 20 до 40, для молибдена, цинка и свинца от 5 до 10. Подобная зависимость не характерна для олова, тантала и

I тип. Остаточные открытые, формирующиеся в активно денудируемых районах в современных элювиально-делювиальных отложениях (рис. 64).

Остаточные ореолы рассеяния всегда содержат обломочные продукты разрушения месторождений и их первичных геохимических ореолов. В условиях аридного климата пустынь, где физическое выветривание резко преобладает над химическим, обломочная составляющая остаточного ореола может существенно преобладать. Известны остаточные ореолы рассеяния золового происхождения, полностью представленные обломочными продуктами выветривания рудных месторождений.

В пределах умеренно влаж-

ных областей остаточные ореолы являются обломочно-солевы-

ми. Их обломочная часть представлена частицами устойчивых к вы-

ветриванию рудных минералов, а также малорастворимыми продукта-

ми изменения рудных и сопровождающих их минералов, содержащими

в своем составе элементы-индикаторы оруденения.

ниобия, бериллия и вольфрама, присутствие которых в ореоле в большей мере обязано обломочной составляющей.

В процессе формирования остаточных ореолов рассеяния преобладают явления механической миграции. Это относится и к легкоподвижным элементам, сорбирующимся в пределах аномалии тонкодисперсными частицами. Как правило, в ореолах рассматриваемого типа существует обратно пропорциональная связь между подвижностью элемента-индикатора и интенсивностью его накопления в ореоле. Чем более подвижен элемент, тем легче осуществляется его вынос за пределы ореола. Следствием этого является относительное разубоживание остаточных ореолов рассеяния в отношении легкомигрирующих в данных условиях элементов.

Соотношение валового количества металла, способного выщелачиваться на холду слабыми реагентами, к его валовому количеству в остаточных ореолах в большинстве случаев низкое, поэтому остаточные ореолы рассеяния следует оценивать по результатам валового анализа геохимических проб на комплекс элементов-индикаторов.

Для остаточных открытых ореолов А. П. Соловов создал теоретическую модель, позволяющую количественно описать процессы, происходящие в этих ореолах, а также предложил ряд формул для количественного сопоставления и интерпретации последних.

Так, для идеального вторичного ореола над эродированным рудным телом, при допущении, что основные запасы металла сосредоточены в рудном теле (без учета первичного ореола), кривая содержаний рудного элемента (C_x) по профилю вкрест простирации рудного тела будет иметь вид, показанный на рис. 65 и подчиняться уравнению:

$$C_x = \frac{M}{\sigma \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}} + C_{\phi},$$

где C_x — концентрация металла в точке ореола, удаленной от рудной жилы на расстояние x ;

M — количество металла в ореоле;

σ — коэффициент рассеяния, включающий совокупность местных условий;

C_{ϕ} — фоновое содержание элементов.

Параметры вторичного ореола M и C_{\max} связаны между собой соотношением

$$M = C_{\max} V 2\pi,$$

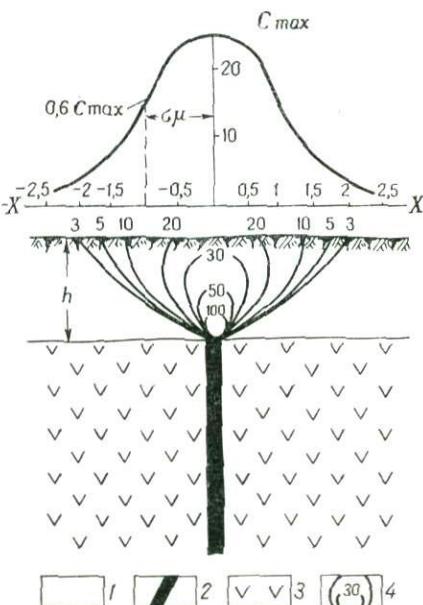


Рис. 65. Вертикальный разрез идеального открытого остаточного ореола рассеяния с графиком распределения рудных элементов (по А. П. Соловову)

1 — элювий; 2 — рудное тело; 3 — вмещающие породы; 4 — изоконцентраты — линии, соединяющие точки с равным содержанием металла

где C_{\max} — максимальное содержание элемента в центральной точке ореола.

Подсчет количества металла в ореолах обычно производится по общизвестным формулам (Соловов, 1959):

$$P = \Delta x \left(\sum_n^1 C_x - nC_{\phi} \right)$$

$$P = \Delta xl \left(\sum_n^1 C_x - nC_{\phi} \right)$$

где Δx — расстояние между точками пробоотбора по профилю;

l — расстояние между профилями;

Σ_n^1 — арифметическая сумма всех аномальных концентраций элемента;

C_{ϕ} — значение местного геохимического фона;

n — количество точек, вошедших в подсчет.

Форма и размеры остаточных ореолов рассеяния определяются морфологией рельефа местности и климатическими условиями, от ко-



Рис. 66. Диффузионные (наложенные) открытые вторичные ореолы рассеяния (I — образованные над остаточным ореолом; II — с биогенной составляющей в верхней его части)
1 — вмещающие породы; 2 — рудное тело; 3 — эндогенный геохимический ореол; 4 — остаточный ореол; 5 — диффузионный ореол.

торых зависит характер гипергенного разрушения месторождения. Чем быстрее развивается процесс выветривания, тем, в общем случае, больше площадь остаточного ореола. Обычно эта площадь превышает размеры разрушающегося рудного тела, включая окружающий его первичный ореол. При разрушении месторождения, расположенного на склоне, обычным является искажение формы ореола (см. рис. 64). На крутых склонах возможно образование оторванных остаточных ореолов.

II тип. Наложенные открытые ореолы диффузионного типа, формирующиеся в условиях аккумулятивно-денудационного рельефа в аридных, умеренно влажных и влажных областях (рис. 66).

Образование наложенных ореолов рассеяния рассматриваемого типа связано с явлениями диффузии растворов в наносные (аллохтонные) рыхлые отложения и почвы, залегающие над эродированным рудным месторождением или его первичным геохимическим ореолом. В ряде случаев наложенные солевые диффузионные ореолы с глубиной сменяются остаточными обломочно-солевыми ореолами. Мощность рых-

лых отложений и почв, которые могут быть пронизаны диффузионным столбом, обычно не превышает 2—4 м, однако в случае крупных межсторождений диффузионный ореол может проникать на расстояние до 8—10 м и более по вертикали. При наличии четко выраженного почвенного слоя в образовании открытых наложенных ореолов рассеяния принимают участие и процессы биогенной аккумуляции.

Распределение элементов-индикаторов в наложенных диффузионных ореолах в почвах в значительной степени определяется характером почвенного профиля (рис. 67). В слабо дренируемых влажных почвах накопление металлов происходит в богатом органикой горизонте A. Однако в более распространенных дифференцированных и хорошо дренируемых почвах максимальное накопление элементов-индика-

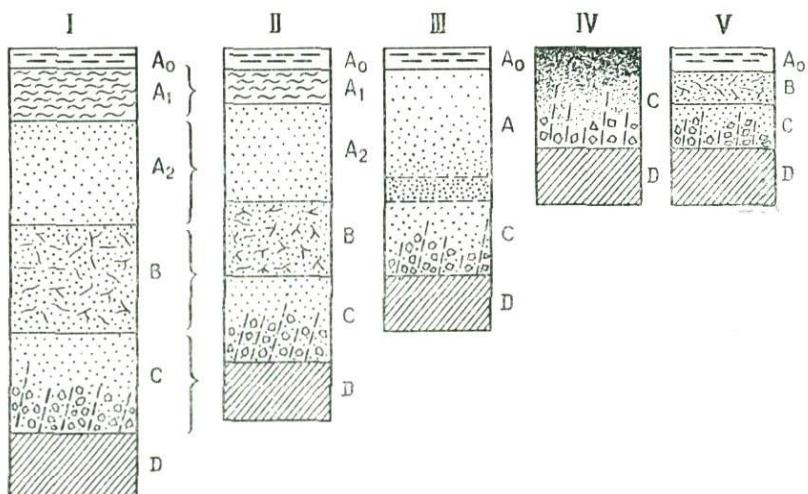


Рис. 67. Типичные разрезы почвенного профиля (по Д. А. Эндрюс-Джонсу)

I — общий разрез; II — подзолистая почва; III — чернозем (полупустыня); IV — пустынная почва; V — молодая горная почва

A₀, A₁ — частично разрушенные органические остатки; гумус (темноокрашенная зона органической аккумуляции); A₂ — светлоокрашенная зона преимущественного выноса микроэлементов; B — иллювиальный горизонт (обычно характеризуемый накоплением микроэлементов); C — горизонт разрушенной коренной породы; D — коренная порода

торов наблюдается в горизонте B, в который, по-видимому, вымывается ряд компонентов из верхнего горизонта A. Концентрация металлов в почвенном горизонте B характерна для весьма различных типов почв, начиная от суглинистых и черноземных почв в областях умеренного климата и кончая типичными латеритными почвами влажных тропиков (табл. 38, 39). Таким образом, за исключением слабо дренируемых почв, а также некоторых типов почв аридных и субаридных районов, в которых нет существенного различия в распределении элементов-индикаторов по почвенному профилю, горизонт B является наиболее представительным горизонтом для опробования открытых наложенных ореолов рассеяния диффузионного генезиса.

Для оценки степени накопления элемента-индикатора в почвенном профиле по отношению к породе, по которой образовалась данная почва, в ряде случаев оказывается полезным использование почвенно-аккумулятивных коэффициентов $K_{ак}$, представляющих собой отношение $C_{пч}/C_m$, где $C_{пч}$ — содержание элемента-индикатора в почве и

СОДЕРЖАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ИНДИКАТОРОВ СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ГЕНЕТИЧЕСКИМ ГОРИЗОНТАМ ПОЧВ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ (в млн⁻¹) ДЛЯ ФРАКЦИИ — 80 меш. ПО Х. ХОКСУ и Дж. УЭББУ

Подзолистая почва (Северная Каролина, США)									Латеритная почва (Центральная Африка)				Слабо дренируемая почва (Замбия)			
Почвенный профиль			Фон			Аномалия			Почвенный профиль		Аномалия		Почвенный профиль		Фон	Аномалия
Горизонт	Глубина, см	Характер почвы	Pb	Cu	Zn	Pb	Cu	Zn	Характер почвы	Cu	Pb	Горизонт	Характер почвы	Cu	Cu	
A ₁	0—2	Гумус	100	20	160	440	150	260	Гумус	130	350	A ₁	Гумус	90	360	
A ₂	2—5	Пылеватый суглинок	190	24	140	840	300	300	Песчанистый горизонт	160	140		Оглеенная материнская порода	80	125	
B ₁	5—40	Пылеватая глина	230	34	140	1000	380	280	Плотный латерит с железистыми конкрециями	400	880					
B ₂	40—73	То же	370	57	160	1300	750	410								
C	73	Элювий	180	59	110	1700	1100	440	Элювий	200	170					

ТАБЛИЦА 39

СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ИНДИКАТОРОВ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ГЕНЕТИЧЕСКИМ ГОРИЗОНТАМ ПОЧВ ГОРНО-ТАЕЖНЫХ И СТЕПНЫХ ЛАНДШАФТОВ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ), млн^{-1} ,
ПО В. В. БЕРЕНГИЛОВОЙ

Горно-таежная почва												Степная черноземная почва											
Почвенный профиль			Фон				Аномалия					Почвенный профиль			Фон				Аномалия				
Гори- зонт	Глубина, см	Характер почвы	Sn	Be	Li	Pb	Sn	Be	Li	Pb	Глубина, см	Характер почвы	Sn	Be	Li	Pb	Sn	Be	Li	Pb			
A ₁	0—3	Гумус	6	10	40	26	50	29	250	340	0—50	Гумусированный суглинок	3	3	32	19	20	22	170	37			
	3—15	Пылеватый суглинок		13	50	31	120	63	500	410													
B ₁	15—30	Средний суглинок	8	13	50	31	120	63	500	410	50—70	То же	3	3	33	20	22	24	190	39			
B ₂	30—60	То же	10	19	65	37	130	83	700	450	70—105	Глинистая супесь	3	4	30	20	29	22	200	42			
B _K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	105—120	Карбонатная супесь	2	3	35	18	15	24	250	40				
BC	60—120	Легкий суглинок	12	30	75	52	260	100	1000	570													
C	120—150	Элювиальный сланцев			90				570	120—170	Элювиальный сланцев	2	3	27	10	14	8	200	35				

C_m — его содержание в материнской породе. Почвенно-аккумулятивный коэффициент, превышающий 1,0, характеризует накопление элемента в почвенном горизонте. Соответственно $K_{ак}$, меньшие, чем единица, свойственны элементам, выносимым из почвенного профиля. В качестве примера в табл. 40 приведены почвенно-аккумулятивные коэффициенты по генетическим горизонтам горных мерзлотно-таежных почв одного из районов Восточного Забайкалья.

ТАБЛИЦА 40

ПОЧВЕНО-АККУМУЛЯТИВНЫЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ ПО ГЕНЕТИЧЕСКИМ ГОРИЗОНТАМ ГОРНЫХ МЕРЗЛОТНО-ТАЕЖНЫХ ПОЧВ В ПРЕДЕЛАХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ.
ПО В. В. БЕРЕНГИЛОВОЙ

Группа	Элемент	Почвенный горизонт			Характеристика поведения элементов
		А	В	ВС—С	
I	Pb	1,0	1,2	1,4—1,6	Элемент накапливается по почвенному профилю
II	Ta	0,7	1,0	1,4—1,5	Среднее содержание элемента в почвенном профиле аналогично материнской породе
	Nb	0,7	1,0	1,2—1,4	
	Sn	0,6	1,1	1,0—1,2	
III	Zn	0,4	0,8	1,0—1,2	Элемент выносится из почвенного профиля
	Rb	0,6	0,8	1,1—1,2	
	Be	0,4	0,8	0,9—1,1	

Знание особенностей поведения элементов-индикаторов в пределах почвенного профиля оказывает существенную помощь при оценке выявленных ореолов рассеяния. Поскольку в образовании ореолов рассматриваемого типа большую роль играют явления сорбции, отношение количества металла, которое может быть выщелочено на холодах слабыми реагентами, к его валовому количеству в наложенных ореолах, как правило, значительно выше, чем в остаточных и, в отдельных случаях, достигает 40—50 и даже 80% (Хокс, Уэбб, 1964). Следует иметь в виду, что наложенные ореолы рассеяния диффузионного происхождения в большей мере характерны для химических элементов, отличающихся повышенной миграционной способностью. Однако в ореолах подобного типа, образованных с участием биогенной аккумуляции, могут накапливаться и такие обычно малоподвижные в гипергенных растворах химические элементы, как олово, вольфрам, бериллий и др.

III тип. Наложенные открытые надрудные ореолы аккумуляционного типа (рис. 66, I) отличаются от описанных выше тем, что они отделены от залегающего на глубине рудного тела горизонтом рыхлых аллохтонных отложений с фоновым или близким к нему распределением элементов-индикаторов. Наиболее часто причиной образования подобных ореолов является накопление элементов-индикаторов в почвенном слое в результате биогенной аккумуляции растениями, корни которых проникают на глубину через свободную от ореола зону до рудного тела или же его погребенного остаточного (или диффузионного) ореола рассеяния. Возникновение надрудных ореолов в аридных областях в ряде случаев связано с наличием активно действующего испарительного барьера у поверхности покрова рыхлых отложений, что ведет к концентрации в этих участках солей, выносимых подземными водами в результате их капиллярной миграции.

Интерпретация надрудных ореолов обычно сопряжена с рядом трудностей в результате их сходства с «ложными» ореолами (см. ниже), не связанными прямо или косвенно с рудными концентрациями.

IV тип. Наложенные открытые оторванные ореолы (рис. 68, 69) представляют собой первично-остаточные обломочно-солевые или первично-наложенные диффузионные ореолы, смещенные в сторону современного стока и отделенные от материнского источника площадью развития пустых пород, в которых ореол не прослеживается. Солевые ореолы подобного типа в ряде случаев связаны с выходами

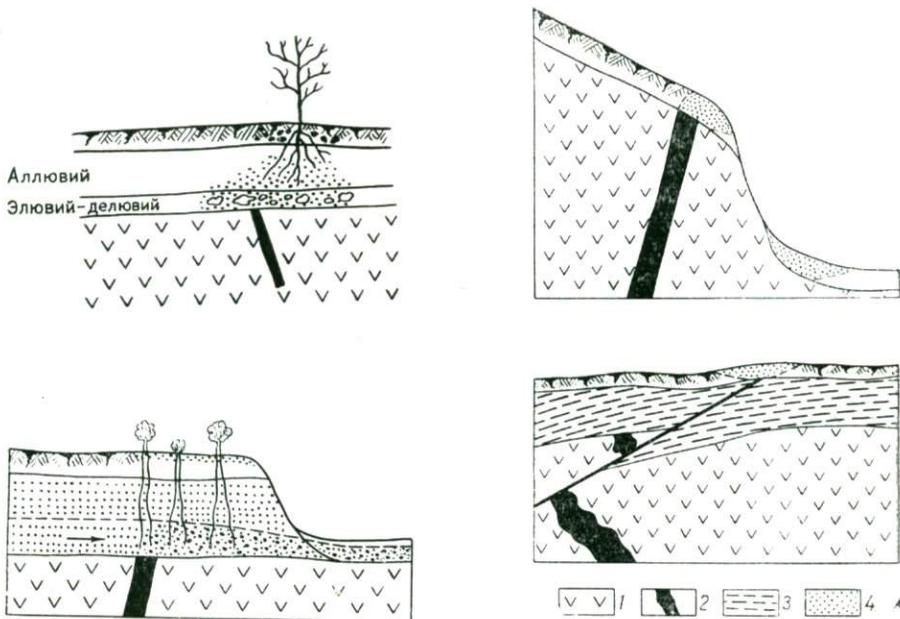


Рис. 68. Оторванные вторичные ореолы рассеяния

I — надрудный ореол, обязаный биогенной аккумуляции в почвах над погребенным остаточным ореолом; II — оторванный ореол в болоте, обусловленный рельефом местности (по Д. А. Эндрюс-Джонсу); III—IV — оторванные ореолы, связанные с биогенной аккумуляцией и миграцией компонентов с грунтовыми водами (по Д. А. Эндрюс-Джонсу)
1 — вмещающие породы; 2 — рудное тело; 3 — перекрывающие оруденение породы; 4 — ореол рассеяния

на поверхность грунтовых вод, смывающих скрытое месторождение, его первый или погребенный остаточный ореол (см. рис. 68, III). Особый тип открытых оторванных ореолов, весьма трудный для интерпретации, представлен на рис. 68 (IV).

V тип. Выщелоченные и предельно разубоженные ореолы возникают в условиях, способствующих выносу подвижных элементов-индикаторов из поверхностных горизонтов ореола, в результате чего разница в распределении этих элементов в ореоле и в пределах геохимического фона становится малозаметной или несущественной. Подобные условия местами существуют в пределах гумидной зоны в обстановке интенсивного промыва верхних почвенных горизонтов. На некоторой глубине от поверхности концентрация элементов-индикаторов в ореоле обычно резко возрастает. Эта глубина, определяющая положение представительного для опробования горизон-

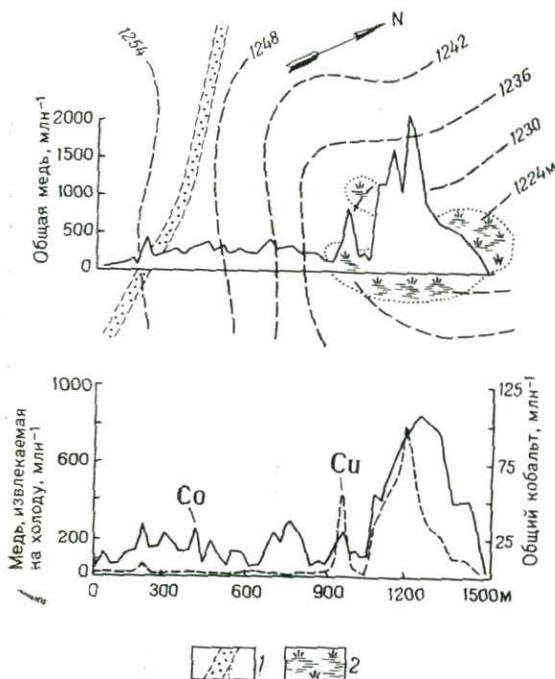


Рис. 69. Ореол меденосной зоны, смещенный по склону в болотистую низину (Замбия). По Тумсу и Уэббу
1 — рудный горизонт; 2 — болото

размыва, который предшествовал отложению аллохтонных осадков, перекрывших вскрытые эрозионным срезом остаточные ореолы рассеяния.

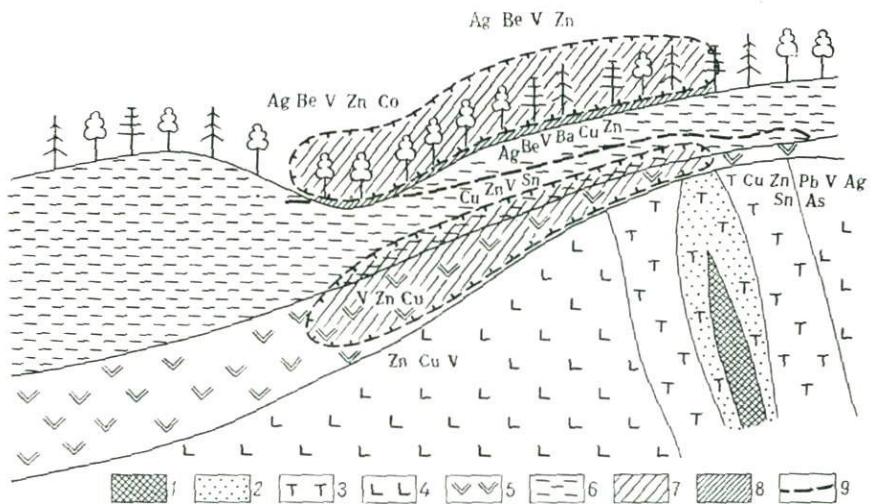


Рис. 70. Погребенный остаточный литохимический ореол рассеяния с оторванным биогеохимическим ореолом в растительности (по М. А. Глазовской)
1 — медноколчеданная руда; 2 — эндогенный геохимический ореол рудного тела; 3 — серпентит-содержащие сланцы; 4 — диабазовые порфириты; 5 — кора выветривания; 6 — четвертичные суглинки; 7 — погребенный остаточный ореол рассеяния; 8 — оторванный биогеохимический ореол рассеяния; 9 — горизонт верховодки

та, зависит от местных ландшафтно-климатических условий и может изменяться от 0,5 до 1—2 м. По особенностям опробования и интерпретации ореолы рассеяния рассмотренного типа смыкаются с погребенными ореолами.

VI тип. Погребенные остаточные ореолы (рис. 70) являются аналогами остаточных ореолов I типа, перекрытых толщей аллохтонных отложений, мощность которых превышает критическую величину, доступную для проникновения диффузационного ореола. Погребенные остаточные ореолы большей частью развиваются в пределах закрытых районов двухъярусного строения. Особо перспективными с этой точки зрения являются регионы, претерпевшие длительный период континентального

VII тип. Погребенные наложенные ореолы часто ассоциируют с погребенными остаточными ореолами, образуя над ними «слепую» диффузионную шапку. По своему характеру они обычно являются аналогами наложенных диффузионных ореолов. Однако к рассматриваемой группе ореолов рассеяния близки также выщелоченные или разубоженные с поверхности ореолы. Это, пожалуй, один из наиболее трудных для интерпретации и оценки тип вторичных ореолов рассеяния.

Как можно видеть из классификации вторичных ореолов рассеяния, их формирование всецело определяется природными условиями гипергенного разрушения минеральных месторождений, которые зависят от климата, геоморфологии и геологического строения конкретного района. В этой связи учет внешних региональных и локальных факторов, определяющих особенности гипергеноной миграции и концентрации элементов в пределах того или иного ландшафта, является обязательным при выборе, а также обосновании методики геохимических поисков и опробования вторичных ореолов рассеяния минеральных месторождений.

Основой для анализа влияния внешних условий на миграцию химических элементов в зоне гипергенеза может служить учение о геохимических ландшафтах, созданное акад. Б. Б. Полыновым и развитое, применительно к геохимическим поискам гипергенных ореолов рассеяния, А. И. Перельманом. Под *геохимическим ландшафтом* Б. Б. Полынов понимал участок земной поверхности, характеризующийся определенным типом гипергеноной миграции химических элементов. Сочетание региональных биоклиматических и локальных геолого-геоморфологических факторов определяет формирование конкретных геохимических ландшафтов, располагающихся в пределах определенных ландшафтных зон или провинций. Так, например, в черноземно-степной ландшафтной зоне участок, сложенный гранитами, будет относиться к одному типу геохимических ландшафтов, а участок, сложенный известняками, — к другому и т. д. Более того в пределах каждого из этих участков могут формироваться различные вариации свойственных им геохимических ландшафтов, обусловленные локальными формами рельефа. Все это должно учитываться при проведении геохимических поисков и опробования вторичных ореолов рассеяния.

Имея в виду, что важнейшими геохимическими условиями миграции и концентрации микроэлементов в зоне гипергенеза являются щелочно-кислотные и окислительно-восстановительные свойства почв и природных вод, а также особенности коллоидной миграции элементов А. И. Перельман и Ю. В. Шарков (1957) сделали попытку районирования территории СССР по геохимическим условиям гипергеноной миграции химических элементов. На территории нашей страны ими выделяются четыре ведущие ландшафтно-геохимические провинции, включающие более мелкие подразделения подпровинции и области.

Первая провинция, в которой преобладают почвы и воды, имеющие щелочную или нейтральную реакцию включает подпровинцию сухих степей и пустынь Закавказья, Средней Азии и Южной Сибири, а также черноземных степей и лесостепи Украины, Урала, Кавказа и Южной Сибири.

Для всей провинции характерна в общем слабая миграция большинства микроэлементов, пониженная подвижность коллоидов, низкое содержание органического вещества в поверхностных и подземных во-

дах. Особенно слабой миграцией металлов отличается подпровинция сухих степей и пустынь, в пределах которой дифференциация в содержаниях микроэлементов между почвенными горизонтами А и В практически отсутствует (местами горизонт А не развивается вообще). Таким образом, в данном случае отбор геохимических проб с поверхности при незначительной мощности рыхлых отложений может дать представительные результаты. Подпровинция черноземных степей и лесостепи характеризуется большей обводненностью и соответственно большей подвижностью микроэлементов. При этом чем больше обводненность региона, тем сильнее проявляется тенденция к накоплению микроэлементов в иллювиальном горизонте В.

Вторая провинция охватывает районы, для которых характерно преобладание почв с кислой или нейтральной реакцией. В нее включаются подпровинция тайги европейского Севера, Урала, Сибири и Дальнего Востока, а также подпровинция лесистых гор Карпат и Малого Кавказа. Для всей провинции характерно значительное промывание почв верхнего горизонта и накопление микроэлементов в пределах иллювиального горизонта В. Интенсивная миграция микроэлементов в природных водах в пределах этой провинции обусловлена, в частности, повышенной подвижностью органических и минеральных коллоидов и связана с явлением сорбции. Миграционная способность микроэлементов особенно возрастает в некоторых участках подзоны южных лесистых гор, отличающихся теплым климатом. Для всей зоны и особенно ее южных районов характерно образование диффузионных ореолов рассеяния, перекрывающих остаточные ореолы или оторванных от них.

Третья провинция отличается от второй широким распространением вечной мерзлоты и значительным разнообразием локальных микроландшафтов. Некоторые типы почв таежно-мерзлотных ландшафтов очень мало отличаются от таежных почв предыдущей провинции, характеризуясь накоплением микроэлементов в иллювиальном горизонте В. Наряду с ними распространены почвы, в которых концентрация микроэлементов приурочена к значительно обогащенному органикой верхнему горизонту А. В северной части зоны (тундра) богатые органикой почвы отличаются замедленным развитием процессов окисления (восстановительные условия) и ослабленной подвижностью микроэлементов. Опробование таких почв с поверхности дает представительную информацию о наличии вторичных ореолов рассеяния. В районах со слабо развитым почвенным покровом образуются остаточные ореолы с резким преобладанием обломочной составляющей.

К четвертой провинции отнесены высокие горы Кавказа, Средней Азии, Алтая и Саян, фактически представляющие собой комплекс ландшафтов, сменяющих друг друга по вертикали в направлении от подножий горных хребтов (пустыня в Средней Азии, таежные ландшафты в Саянах и т. д.) до ландшафтов альпийских лугов и ледниковых морен в их высокогорной части.

Имеются и несколько иные схемы ландшафтного районирования нашей страны, однако все они исходят из биоклиматических и геолого-геоморфологических особенностей ландшафтов, определяющих характер гипергенией миграции химических элементов, а следовательно, и специфику формирования вторичных ореолов рассеяния минеральных месторождений.

МЕТОДИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ ПО ВТОРИЧНЫМ ОРЕОЛАМ РАССЕЯНИЯ В ПОЧВАХ И РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ. ОЦЕНКА ОРЕОЛОВ

Геохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния проводятся путем систематического отбора проб почв или рыхлых отложений на оптимальной глубине, обеспечивающей получение представительной информации о распределении элементов-индикаторов с минимальной затратой труда и времени. Как уже отмечалось выше, глубина представительного горизонта для опробования в случаях открытых ореолов рассеяния обычно не превышает нескольких десятков сантиметров. Последний выбирается перед началом поисковых работ путем литологического изучения разреза почв и рыхлых отложений в районе поисков*.

На этой же подготовительной стадии поисковых работ производится отбор проб для оценки колебаний местного геохимического фона и определения с заданной вероятностью значений минимально-аномальных содержаний элементов-индикаторов оруденения.

Опробование производится при помощи пробоотборников, позволяющих отбирать пробы с определенной заданной глубины, или путем проходки мелких закопушек (последний способ значительно более трудоемок). В пробу отбирается мелкая песчано-глинистая фракция опробуемого представительного горизонта. Масса пробы около 50 г.

Сеть опробования определяется задачами и масштабами поисков и ориентируется с учетом особенностей геологического строения участка работ.

На стадии поисковой геохимической съемки в пределах перспективной площади сеть опробования выбирается из расчета предполагаемых размеров ореолов с тем, чтобы с вероятностью 0,95 и выше попасть в ореол двумя-тремя пробами. В «Инструкции по геохимическим методам поисков» (1965) рекомендуется расстояние между профилями основной сети, ориентированными вкрест предполагаемого простираия ореолов, принимать равным не более 0,9 ожидаемой длины ореола, а расстояние между точками отбора проб по профилю не более половины его ширины.

На стадии детальных поисков (масштаб 1 : 10 000 и крупнее) в задачу опробования уже входит полное оконтуривание ореолов и изучение их внутреннего строения с точки зрения распределения элементов-индикаторов оруденения. В этой связи сеть опробования на этой стадии поисковых работ определяется главным образом вероятными размерами рудных тел, т. е. типом оруденения. На предполагаемых месторождениях вкрапленных руд (например, месторождениях медно-порфирового типа), месторождениях пластового типа или крупных штокверках ореолы рассеяния могут быть изучены и оконтурены по сравнительно редкой сети 100×40 , 100×20 м. Для мелких месторождений сложной формы с неравномерным распределением полезных компонентов сеть опробования должна сгущаться до 50×10 и даже 25×10 м.

* Геохимическое изучение разреза является также очень желательным, однако обычно оно может быть осуществлено только в период камеральной обработки материала.

Весьма важным в процессе проведения поисков является тщательное изучение геологических и ландшафтно-geoхимических условий в районе проведения поисковых работ. Собранные, таким образом, данные оказывают существенную помощь при интерпретации выявленных ореолов рассеяния.

Геохимические карты вторичных ореолов рассеяния составляются путем нанесения на геологическую основу (или, при отсутствии геологической карты, на топографическую основу) результатов анализа геохимических проб и последующего оконтуривания площадей с аномальными содержаниями элементов-индикаторов оруденения. Оконтуривание может производиться по минимально-аномальным содержаниям, определенным с различным уровнем значимости. Для объективного суждения о характере выявленных геохимических аномалий оценку минимально-аномальных содержаний и оконтуривание аномалий целесообразно производить на 5; 1 и 0,3%-ных уровнях значимости.

Ниже приводятся минимально-аномальные содержания олова и свинца, рассчитанные с различными уровнями значимости (горизонта В почв горных мерзлотно-таежных ландшафтов, образованных песчано-метаморфическим породам Восточного Забайкалья).

	5%	1%	0.3%
Sn	14	17	19
Pb	41	56	68

Обычно, как это показано на рис. 71, 72, в пределах оконтуренной аномалии с помощью изоконцентрата выделяют различные по уровню концентрации элемента-индикатора зоны. Показательны также разре-

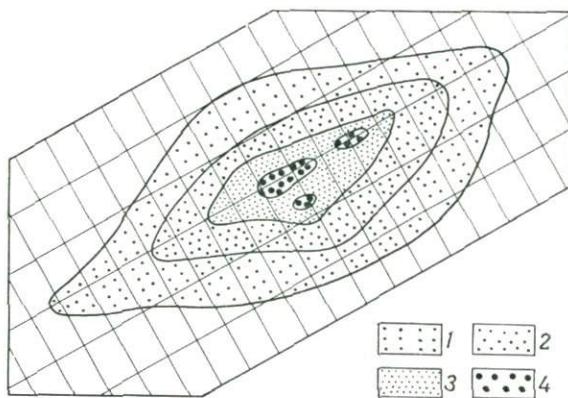


Рис. 71. Способ изображения вторичного ореола рассеяния в плане
Содержание, млн⁻¹: 1 — 50—250; 2 — 250—500; 3 — 500—1000; 4 > 1000

зы, иллюстрирующие распределение элементов-индикаторов вкрест простирации геохимических аномалий (рис. 73, 74).

Многолетний опыт проведения геохимических поисков в СССР и за рубежом показывает, что наиболее эффективные поиски по вторичным ореолам рассеяния возможны в районах, где геологические и ландшафтно-геохимические условия благоприятны для развития открытых ореолов I—III типов.

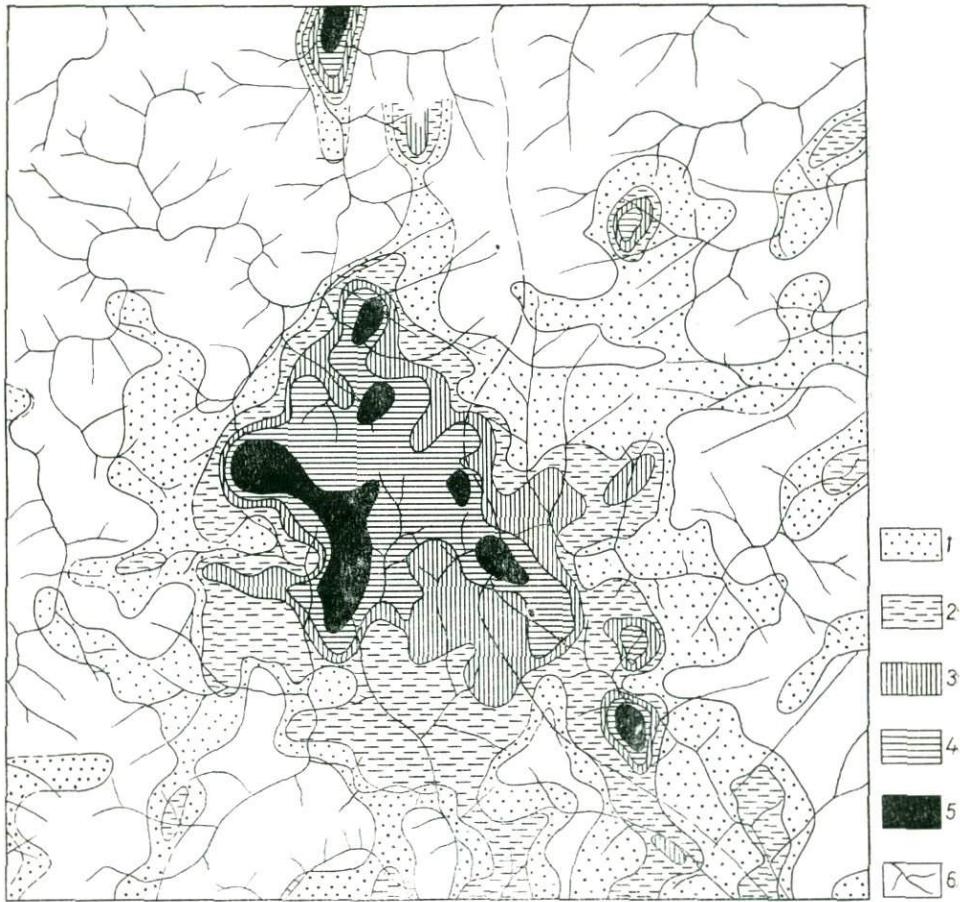


Рис. 72. Геохимическая карта вторичного ореола рассеяния хрома, связанного с месторождением хромитовых руд (о-в Мадагаскар). По Ю. Боруцкому
Содержание Cr, млн^{-1} ; 1 — 200; 2 — 500; 3 — 1000; 4 — 1500; 5 — 4000; 6 — поверхностиные водотоки.

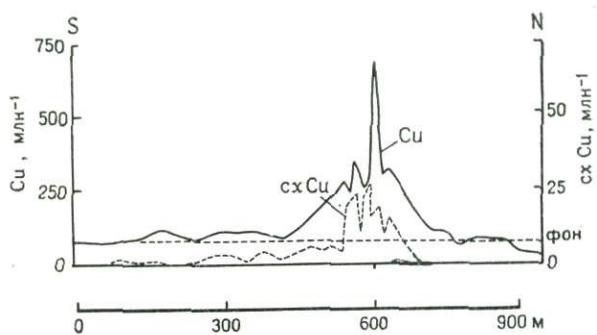


Рис. 73. Разрез через вторичный геохимический ореол над рудопроявлением меди (Замбия), характеризующий распределение в почве общей меди (Cu) и меди, выщелачиваемой на холоду (ex Cu). По Тумсу и Уэббу

Исходя из продуктивности ореола, выраженной в тоннах металла для слоя мощностью 1 м, А. П. Солововым (1957) был предложен метод подсчета прогнозных запасов оруденения в коренном залегании по параметрам вторичных ореолов рассеяния элементов. Однако оценка прогнозных запасов оруденения в данном случае может быть произведена только при наличии данных о глубине эрозионного среза

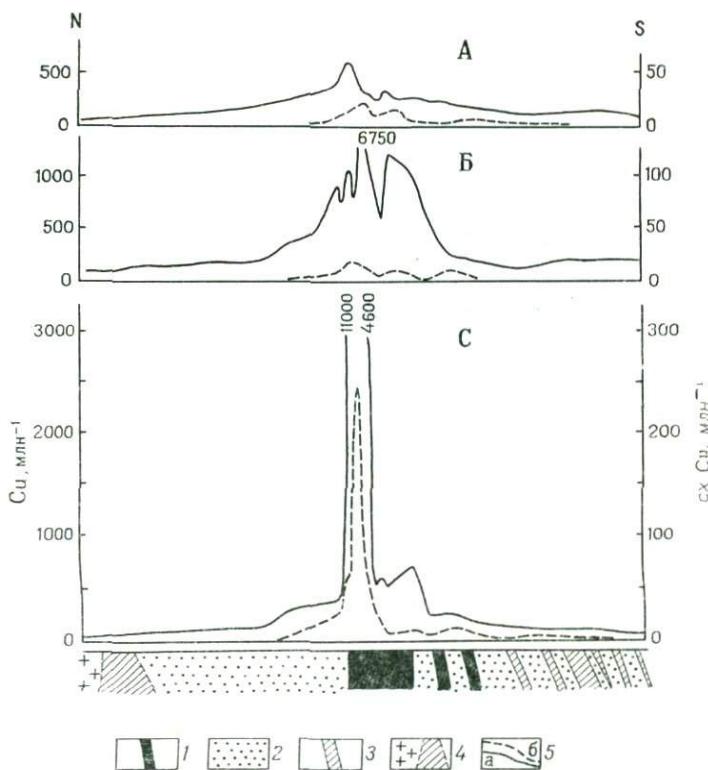


Рис. 74. Разрез через вторичный геохимический ореол над месторождением меди (Замбия, характеризующий распределение меди в почвенных горизонтах А, В и С (по Тумсу и Уэббу))
1 — медноносная рудная зона; 2 — песчаники; 3 — сланцы; 4 — комплекс пород фундамента;
5 — кривые распределения меди (*a* — общей; *b* — выщелачиваемой на холоду)

исследуемых месторождений и рудных тел. Для иллюстрации этого положения обратимся к рис. 75, где показаны три варианта эрозионного среза рудных тел (слепое — вскрыт только первичный ореол; слабоэродированное; и рудное тело, уничтоженное эрозией больше, чем наполовину). Продуктивности вторичных ореолов для этих рудных тел будут равны $M_1/M_2/M_3$.

Очевидно, что аномалии, связанные со вторым и третьим рудными телами и обладающие большей продуктивностью, без учета их эрозионного среза, могут быть ошибочно признаны более перспективными по сравнению с аномалией, представляющей первое тело. Поэтому метод оценки прогнозных запасов по продуктивности гипергенных аномалий может быть использован только для оценки ореолов рассеяния рудных тел примерно одинакового уровня эрозионного среза. В связи с этим приобретает большую актуальность проблема разработки критериев

оценки уровня эрозионного среза рудных тел и окаймляющих их первичных геохимических ореолов непосредственно по особенностям распределения элементов-индикаторов в гипергенных ореолах рассеяния.

Возможность такой оценки была доказана Н. Н. Сочевановым и его сотрудниками (1964 г.), установившими тесную корреляцию (в определенной ландшафтно-геохимической обстановке) между первичными и вторичными ореолами ряда гидротермальных урановых месторождений.

Для иллюстрации возможности оценки уровня эрозионного среза первичных ореолов по данным опробования перекрывающих их элювио-делювиальных отложений ниже приводятся результаты изучения корреляции первичных и вторичных ореолов рассеяния в пределах Канимансур-Алмадонского разлома — одного из основных рудовмещающих нарушений Центрального Карамазара*.

Описываемый район расположен на южных склонах Кураминского хребта и представляет собой сильно расчлененное среднегорье с абсолютными отметками высот от 1400 до 2000 м. Относительное превышение отдельных вершин над местными базисами эрозии составляет 200—400 м. Склоны гор обычно крутые (15 — 30°) и выполаживаются в нижней части. Район характеризуется значительной обнаженностью коренных пород. Однако в пределах зоны Канимансур-Алмадонского разлома практически повсеместно отмечается покров элювио-делювиальных образований мощностью от 0,5 до 2 м. Почвенный покров этой территории представлен темно-коричневыми карбонатными и типично коричневыми, на крутых склонах щебнистыми маломощными почвами. Растительный покров сильно разрежен и характеризуется в основном злаковыми и кустарниковыми ассоциациями.

На рис. 76 приведены первичные и вторичные ореолы основных элементов-индикаторов, оконтуренные на поверхности месторождения Коптархона. Как видно, проявляется тесная пространственная корреляция первичных и вторичных ореолов основных элементов-индикаторов не только в пределах внешних контуров, но и для полей высоких концентраций. Несмотря на значительную крутизну склонов (15 — 30°), существенного смещения вторичных ореолов рассеяния вниз по склону не наблюдается. По сравнению с первичными, вторичные ореолы рассеяния большинства элементов-индикаторов обладают несколько большими размерами и отличаются более равномерным распределением элементов-индикаторов в поле ореола.

С целью выяснения возможности и надежности использования особенностей распределения элементов-индикаторов в гипергенном по-

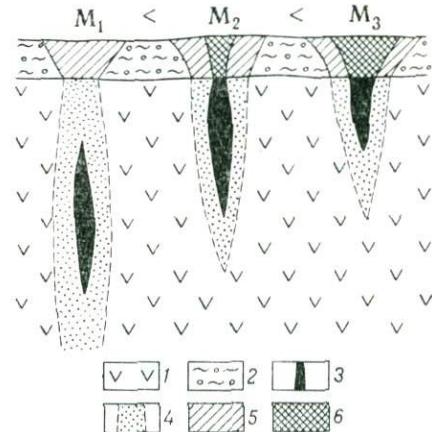


Рис. 75. Изменение количества металла во вторичных ореолах рассеяния в зависимости от уровня эрозионного среза рудоносных зон

1 — коренные породы; 2 — элювиально-делювиальные образования; 3 — рудное тело; 4 — первичные ореолы; 5—6 — вторичные ореолы (5 — с низким содержанием металла; 6 — с высоким его содержанием); М — запасы металла во вторичном ореоле

* Материалы исследований С. В. Григоряна и В. И. Морозова.

ле рассеяния для определения уровня эрозионного среза первичных ореолов может быть проведено сопоставление параметров первичных и вторичных ореолов рассеяния.

Как уже отмечалось выше, уровень эрозионного среза первичных ореолов обычно определяется по величинам отношений параметров ореолов пар элементов-индикаторов вертикальной зональности. На

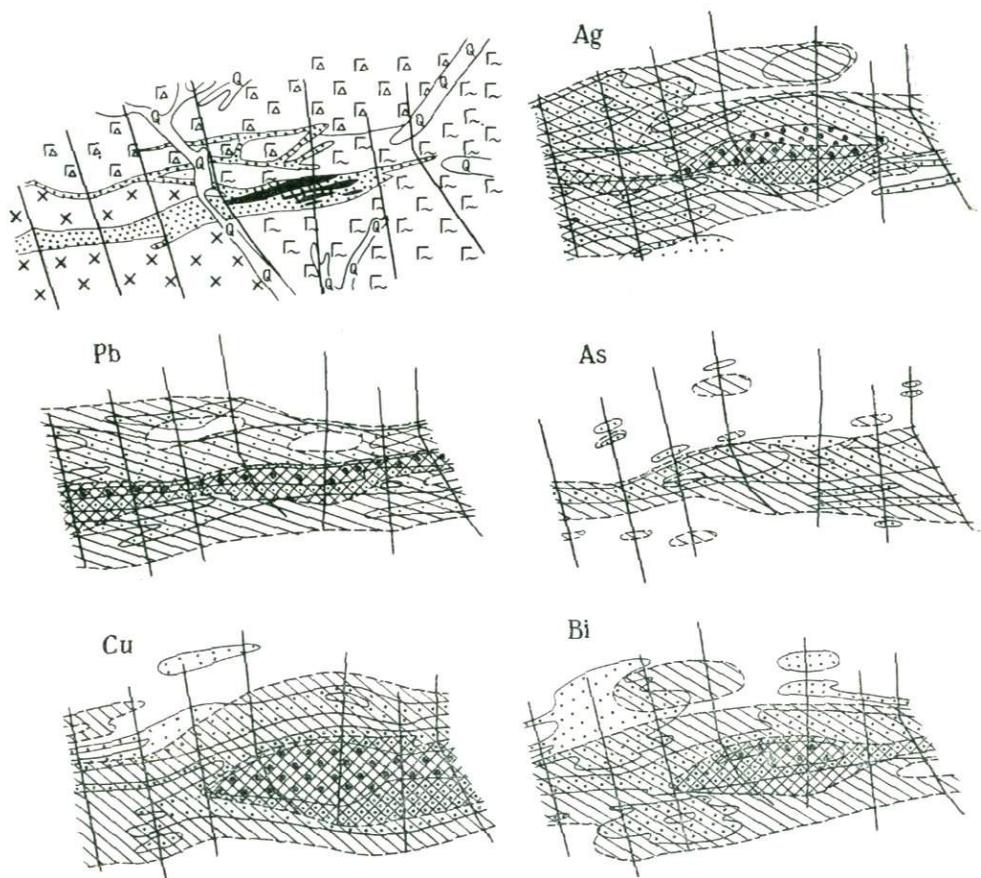
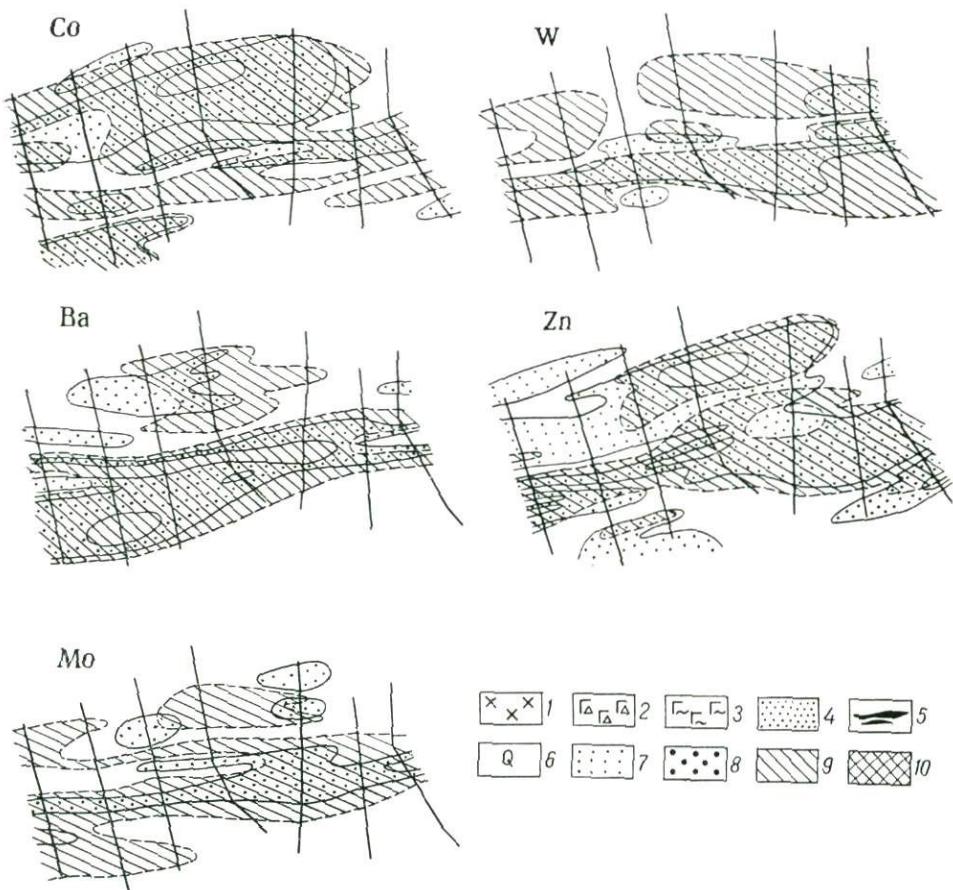


Рис. 76. Сопоставление первичных и вторичных

1 — туфы кварц-амфиболовых альбитофоров; 2 — туфоловые фельзит-порфиров; 3 — флюидальные содержания элементов в первичных ореолах, % (7 — Ag $2-40 \cdot 10^{-5}$; Pb $5-25 \cdot 10^{-3}$; As $2-50 \cdot 10^{-3}$; $50 \cdot 10^{-3}$; 8 — Ag $>4 \cdot 10^{-4}$; Pb $>25 \cdot 10^{-3}$; Cu $>25 \cdot 10^{-3}$; Bi $>5 \cdot 10^{-3}$; 9—10 — содержание элементов во $50 \cdot 10^{-4}$; Co $15-50 \cdot 10^{-3}$; W $2,5-50 \cdot 10^{-3}$; Ba $4-50 \cdot 10^{-3}$; Zn $25-50 \cdot 10^{-3}$).

рис. 77 приведены графики изменения величин отношений линейных продуктивностей первичных и вторичных ореолов для пар элементов по мере увеличения глубины эрозионного среза. Как видно, по ряду пар выявляется весьма тесная корреляция между первичными и вторичными геохимическими ореолами. Однако такое соответствие величин парных индикаторных отношений выражено не во всех случаях (в рассмотренном примере существенные расхождения наблюдаются для пар серебро — медь и мышьяк — медь). Характерно, что суммированные ореолы отличаются более тесной и стабильной корреляцией.

Как видно из рис. 77, графики изменения отношений линейных продуктивностей первичных и вторичных мультиплекативных ореолов (надрудные элементы — Ba, Ds, Ag, Pb, подрудные — Cu, Bi, Co, W) в деталях повторяют друг друга и весьма контрастно убывают от надрудных сечений ореолов к подрудным, четко дифференцируя различные уровни эрозионного среза ореолов.



ореолов рассеяния на месторождении Коптархона

фельзит-порфирь; 4 — осветление пород, 5 — рудное тело; 6 — четвертичные отложения; 7—8 — Си $5-25 \cdot 10^{-3}$; Bi $1-50 \cdot 10^{-4}$; Co $4-20 \cdot 10^{-4}$; W $1-50 \cdot 10^{-3}$; Ba $4-50 \cdot 10^{-3}$; Zn $5-50 \cdot 10^{-3}$; Mo 3 — вторичных ореолах, % (9 — Ag $5-40 \cdot 10^{-5}$; Pb $15-50 \cdot 10^{-3}$; As $5-50 \cdot 10^{-3}$; Cu $5-25 \cdot 10^{-3}$; Bi $5-50 \cdot 10^{-4}$; 10 — Ag $> 10 \cdot 10^{-4}$; Pb $> 50 \cdot 10^{-3}$; Cu $> 25 \cdot 10^{-3}$; Bi $> 50 \cdot 10^{-4}$)

Таким образом, в условиях охарактеризованного региона Средней Азии на площадях, перекрытых элювио-делювиальными отложениями ограниченной мощности, выявление и оценка уровня эрозионного среза первичных геохимических аномалий возможны по результатам изучения гипергенного поля рассеяния элементов-индикаторов соответствующих месторождений. Это существенно повышает эффективность поисков рудных месторождений по их гипергенным ореолам и прежде всего их глубинность, поскольку оценка уровня эрозионного среза аномалий представляет собой основу оценки перспектив выявленного ореола на глубину.

да нужно относиться с большой осторожностью. Соотношения элементов-индикаторов рудной минерализации, обладающих различной миграционной способностью, в аномалиях такого рода обычно существенно отличны от соотношений, наблюдаемых в ореолах рассеяния месторождений, что позволяет диагностировать «ложные» ореолы в процессе камеральных исследований*. Нередко они возникают в аридных ландшафтах на испарительном барьере, что нужно иметь в виду при проведении геохимических поисков в условиях пустынь, полупустынь и сухих степей. Возникновение геохимических аномалий, не связанных с оруденением, в почвах в ряде случаев обязано процессам биогенной аккумуляции. Аномалии такого происхождения обычно бывают слабыми, малоконтрастными, отличаясь специфическим набором микроэлементов. Так, например, в условиях таежных ландшафтов Забайкалья биогенные аккумуляции микроэлементов в почвах характеризуются наличием повышенных содержаний свинца, цинка, серебра, но для них, как правило, не свойственно накопление меди и т. д. Отбор проб при геохимических поисках из наиболее представительного почвенного горизонта в обычном позволяет избежать ошибок, обусловленных явлениями биогенной аккумуляции микроэлементов. Появление рыхлых отложений, обогащенных рядом микроэлементов, может быть также связано с присутствием в районе каких-либо коренных пород, содержащих аномальные концентрации этих элементов. Такими породами могут быть некоторые виды основных магматических пород, относительно обогащенные определенными рудными минералами, или же богатые органическим веществом углистые сланцы, в которых часто присутствуют повышенные содержания меди, молибдена, хрома, ванадия и некоторых других металлов. Площадь распространения аномальных концентраций микроэлементов в рыхлых отложениях и почвах в данном случае существенно превышает площади возможных аномалий, обусловленных разрушением минеральных месторождений. Последнее обычно позволяет сделать правильное заключение об источнике сноса, однако интерпретация таких аномалий не всегда бывает легкой. Анализ парагенетических ассоциаций элементов в аномалии и наиболее характерных индикаторных отношений элементов с учетом геохимических особенностей развитых в районе пород может оказать существенную помощь при интерпретации «ложных» ореолов подобного рода.

В ряде случаев источником ошибок при оценке геохимических аномалий является загрязнение атмосферы, природных вод, почв и рыхлых отложений, имеющее антропогенное происхождение. Обычно загрязнение почв металлами из отходов металлургических и химических предприятий, а также в результате использования удобрений, приурочено лишь к почвенному горизонту A, быстро убывает с глубиной и может быть учтено при опробовании. Однако загрязнения, связанные с добычей руд (особенно с древними разработками), могут проникать на значительную глубину и в процессе поисков часто распознаются с трудом, являясь источником ошибочных заключений. Учет возможных загрязнений, связанных с деятельностью человека, очень важен при проведении поисков во всех районах с развитым сельским хозяйством или промышленностью.

* Для «ложных» ореолов рассматриваемой группы, в частности, не характерно типичное для вторичных остаточных ореолов рассеяния месторождений одновременное присутствие элементов с весьма различной миграционной способностью.

Как уже отмечалось, наиболее эффективным методом при сравнении и идентификации гипергенных аномалий является сопоставление характера связей, существующих между элементами-индикаторами в пределах аномалий. При этом подразумевается, что гипергенные геохимические аномалии, имеющие сходные условия образования и близкие по составу источники, должны обладать и близкими количественными связями между наиболее характерными элементами-индикаторами.

Оценка характера связей между элементами-индикаторами в пределах опробованных геохимических совокупностей может быть произведена различными способами. Одним из них является обычная статистическая оценка наличия и силы корреляционных связей между элементами, которая, как правило, бывает различна в аномалиях разного происхождения, а также в аномалиях по сравнению с геохимическим фоном. В качестве примера в табл. 41 приведены данные о корреляционных связях между элементами-индикаторами месторождений редких металлов в почвах различного типа (Восточное Забайкалье).

ТАБЛИЦА 41

КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ СВЯЗИ МЕЖДУ СОДЕРЖАНИЯМИ ЭЛЕМЕНТОВ-ИНДИКАТОРОВ В ПОЧВЕННОМ ГОРИЗОНТЕ В. ПО В. В. БЕРЕНГИЛОВОЙ

Пары коррелируемых элементов	Таежные почвы				Степные почвы			
	Геохимический фон		Аномалия		Геохимический фон		Аномалия	
	r	Характер связи	r	Характер связи	r	Характер связи	r	Характер связи
Li — Rb	0,363	+	0,799	+	HC	0,654	+	
Li — Sn	—	HC	0,841	+	HC	0,783	+	
Be — Sn	0,728	+	0,803	+	HC	0,553	+	
Pb — Be	—	HC	0,584	+				
Rb — Be	—	—	—	—	HC	0,826	+	
Rb — Sn	—	—	—	—	HC	0,815	+	

Примечание. r — выборочное значение коэффициента корреляции; + значимая положительная корреляция; HC — корреляция незначима (5%-ный уровень значимости)

Как видно из табл. 41, достаточно сильно проявленные в пределах экзогенных ореолов рассеяния корреляционные связи между элементами-индикаторами в фоновых совокупностях, как правило, отсутствуют.

Классификация гипергенных аномалий может осуществляться также с помощью индикаторных отношений элементов, обладающих различными геохимическими особенностями. А. П. Соловов и А. В. Гаранин (1968) предложили использовать для этой цели отношение произведенний групп элементов с различно проявленными в сравниваемых объектах тенденциями миграции. Для выделения этих групп на графике через равные интервалы в направлении возрастания наносятся логарифмы содержаний элементов-индикаторов в аномалии, выбранной в качестве эталона.

Графики геохимического спектра сравниваемых аномалий составляются подобным же образом с сохранением порядка элементов-инди-

каторов, полученного в геохимическом спектре эталонной аномалии. Накладывая эталонный график (перенесенный на кальку) на сравниваемый график, совмещают точки, представляющие крайний элемент-индикатор эталонного ряда. Если при этом наблюдается полное совпадение графиков, то сравниваемые аномалии могут быть признаны геохимически идентичными, даже при наличии существенных различий в абсолютных значениях содержаний элементов-индикаторов (один из объектов может быть беднее, другой богаче). При наличии геохимических различий между сравниваемыми аномалиями элементы-индикаторы делятся на три группы. В первую группу (к) входят элементы-индикаторы, концентрирующиеся в сравниваемой аномалии по сравнению с эталонной. При совмещении графиков точки элементов, принадлежащих этой группе, будут располагаться выше эталонной кривой. Вторая группа (н) охватывает «нейтральные» элементы, точки которых совпадают с эталонной кривой, и в третью группу (д) войдут элементы, содержащиеся в сравниваемой аномалии в относительном дефиците по сравнению с эталонной. Фигуративные точки этих элементов переместятся ниже эталонной кривой. Каждая из этих групп может быть охарактеризована мультиплективным показателем (M_k , M_n и M_d), характеризующим данный тип геохимического спектра. Мультиплективный показатель представляет собой произведение логарифмов средних содержаний элементов каждой группы или их коэффициентов концентрации по отношению к геохимическому фону. Еще более четким критерием является геохимический показатель K_m , представляющий собой частное от деления мультиплективного показателя элементов-индикаторов первой группы M_k на показатель M_d , характеризующий дефицитные для сравниваемой аномалии элементы.

В целях нормирования геохимического показателя K_m число элементов в первой и третьей группах должно быть уравнено введением одного из членов малочисленной группы в соответствующую степень или введением в нее «нейтральных» элементов второй группы.

В качестве эталона может быть также взят геохимический спектр фоновой совокупности и все выявленные в этом районе аномалии классифицированы по отношению к геохимическому фону.

Для вторичных ореолов рассеяния месторождений редких металлов Восточного Забайкалья использовался коэффициент K_m , отражающий отношение легкомигрирующих в солевой форме элементов-индикаторов (Li и Rb) к относительно слабо мигрирующим (Nb , Sn и Be), значительная часть которых накапливается в ореоле механическим путем. На рис. 78 приведены кривые, характеризующие геохимические спектры элементов-индикаторов месторождений редких металлов з почвах Забайкалья.

А. П. Соловов и А. В. Гаранин в качестве примера приводят геохимический коэффициент, выбранный для установления различий между сходными вторичными ореолами полиметаллических месторождений Заилийского Алатау:

$$V = \frac{As \cdot Ag \cdot Bi \cdot Cd \cdot B}{Zn \cdot Pb^4}.$$

Для более совершенной классификации сходных экзогенных ореолов рассеяния ими предложено использование линейной дискриминантной функции, позволяющей одновременно учитывать полные статистические характеристики объектов (оценки средних, дисперсий, ковариа-

ции содержаний элементов-индикаторов). Вычисление дискриминантной линейной функции требует применения ЭВМ. В этой связи ее использование целесообразно при сравнении объектов, не поддающихся разделению более простыми методами.

В районах со сложным строением осадочного покрова, где преобладают закрытые и погребенные ореолы различного типа, геохимические поиски проводятся с использованием так называемых *глубинных литохимических съемок*, основанных на разбуривании профилей мелкокометражных скважин с целью выявления остаточных вторичных ореолов рассеяния месторождений и их опробования на уровне представительного горизонта.

В связи с существенно более высокой стоимостью глубинных литохимических съемок по сравнению с геохимическими поисками открытых ореолов проведение таких работ требует серьезного геологического обоснования. Поэтому глубинные литохимические съемки обычно проводятся в пределах регионов, перспективность которых на те или иные виды минерального сырья доказана ранее проведенными геологическими и геофизическими работами. Особенностью эффективным является глубинное геохимическое опоискование закрытых рудоконтролирующих структур, в пределах которых уже известны промышленные минеральные месторождения.

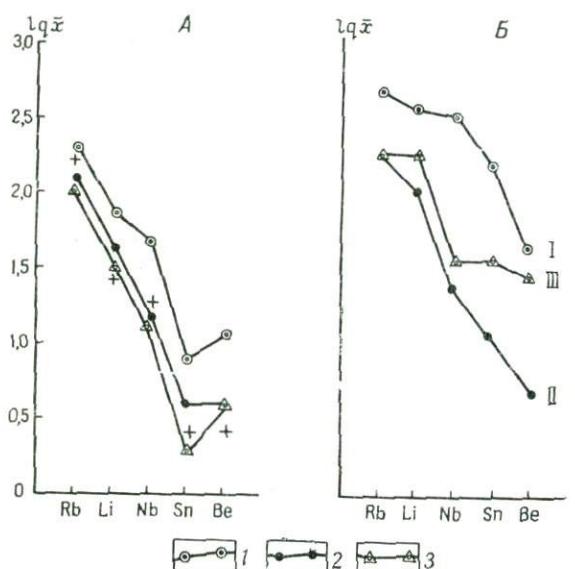


Рис. 78. Графики геохимических спектров, характеризующие особенности распределения элементов-индикаторов месторождений редких металлов, имеющих близкий состав руд (Восточное Забайкалье)

А — геохимический фон; Б — ореолы рассеяния в почвах
1—3 — почвы (1 — горно-таежные; 2 — лесостепные; 3 — степные); I-II — редкометалльные апограниты; III — редкометалльные пегматиты

Как уже отмечалось выше, наиболее благоприятные условия для формирования вторичных остаточных погребенных ореолов рассеяния существуют в пределах регионов, которые до накопления покрова молодых осадков претерпели длительный период денудации в условиях континентального режима. Характерное для такой обстановки развитие глубоко проработанной коры выветривания на выровненном складчатом основании способствует образованию хорошо развитых остаточных ореолов рассеяния, которые в дальнейшем перекрываются плащом дальнеприносных отложений различной мощности.

Распределение элементов-индикаторов рудоносности в профиле коры выветривания определяется особенностями ее состава. При развитии в верхней части разреза коры выветривания каолинового горизонта из него происходит частичное выщелачивание большинства микроэлементов, сопровождающееся их накоплением на уровне пестроцветной, существенно гидрослюдистой коры выветривания. Послед-

няя обычно представляет собой наиболее представительный горизонт для опробования. В случае, когда выщелачивание элементов-индикаторов из поверхностного горизонта коры выветривания по тем или иным причинам не получают значительного развития, может произойти образование диффузионных наложенных ореолов в породах чехла, перекрывающих остаточные ореолы. Протяженность таких наложенных ореолов по вертикали весьма различна и зависит от многих причин, определяемых как составом и интенсивностью первичного оруденения, так и гидрологическим режимом и особенностями состава перекрывающих осадков. Существенное значение имеет также соотношение обломочной и солевой составляющих в остаточном ореоле рассеяния. А. Н. Еремеев (1963) указывает на значительные колебания вертикальной протяженности наложенных диффузионных ореолов рассеяния — от 0,5 до 15—18, чаще не более 1—2 м.

В связи с тем, что площадь ореола рассеяния в глубоких горизонтах коры выветривания вблизи от поверхности слабоизмененных коренных пород значительно уменьшается, использовать эти зоны для опробования в случаях присутствия сохранившихся этажей размыва верхних горизонтов нецелесообразно.

Методика проведения глубинных литохимических съемок прежде всего зависит от мощности покрова рыхлых дальнеприносных отложений, которая определяет выбор технических средств с целью достижения представительного горизонта для опробования (табл. 42).

ТАБЛИЦА 42

ТИПЫ ПОГРЕБЕННЫХ ГИПЕРГЕННЫХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ГЛУБИНЫ ПОКРОВА ДАЛЬНЕПРИНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.
ПО В. И. КРАСНИКОВУ И Ю. В. ШАРКОВУ

Категории трудности поисков	Мощность рыхлых дальнеприносных отложений, мм	Типы ореолов рассеяния	Методы и технические средства ведения поисков
III	2—6	Резко ослабленные у поверхности и неглубоко погребенные	Глубинные литохимические съемки с помощью гидропогружателя
IV	6—25	Погребенные	Глубинные литохимические съемки с помощью шнековых станков и других легких буровых агрегатов
V	25—150	Глубоко погребенные	Глубинные литохимические съемки с помощью шнековых и колонковых буровых агрегатов

Так как для успеха поисковых работ важна информация, характеризующая рудоносность района, особенности литологии, стратиграфии и генезиса осадочных образований чехла, а также их мощность и характер коры выветривания коренных пород, в подготовительный период должны быть всесторонне изучены все имеющиеся геологические материалы по району планируемых глубинных литохимических съемок. Весьма целесообразным на этой стадии работ является ориентировочное оконтуривание участков с различной мощностью дальнеприносных отложений, осуществляемое по данным изучения имеющихся геологи-

ческих и геоморфологических карт, а также обобщения результатов ранее проведенного бурения и геофизических исследований. Последние изучаются особенно тщательно с вынесением на рабочую карту всех ранее выявленных в пределах района геофизических аномалий.

На основании материалов, проработанных в подготовительную стадию поисков, определяется оптимальная глубина разбуривания и опробования рыхлых отложений (представительный горизонт для опробования обычно уточняется после проходки первой серии скважин), а также выбираются технические средства для бурения.

Сеть поисковых скважин рассчитывается исходя из предполагаемых размеров погребенных ореолов рассеяния, примерно аналогично выбору сети опробования при поисках открытых ореолов. А. Н. Еремеев (1963) определяет задачу выбора поисковой сети для глубинной литохимической съемки необходимостью иметь максимально разреженную сеть наблюдений, одновременно обеспечивая решение поисковой задачи (подсечение объекта хотя бы одной точкой) с вероятностью, близкой к единице. Он отмечает, что если принять определенные масштабы запасов месторождений, на которые ориентированы поиски, величину содержания в них полезных компонентов и форму рудных тел по аналогии с известными, то длина и ширина выхода рудной залежи на поверхность фундамента в плане могут быть примерно определены. Соответственно могут быть ориентировочно подсчитаны вероятные площади вторичных ореолов рассеяния и намечен возможный комплекс элементов-индикаторов, характеризующий месторождения, наличие которых ожидается в районе поисков.

ПОТОКИ РАССЕЯНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Потоки рассеяния минеральных месторождений в донных осадках гидрографической сети, как уже отмечалось, образуются в процессах гипергенного разрушения месторождений, а также их первичных и вторичных ореолов в результате выноса поверхностными и подземными водами, характерных для данного типа месторождений химических элементов, и их последующего осаждения в аллювии поверхностных водотоков. Вынос элементов осуществляется как в форме истинных и коллоидных растворов, так и механическим путем в виде твердых продуктов разрушения (рис. 79). Осаджение твердых частиц происходит в процессе механической разгрузки водотоков на путях миграции, обусловленной постепенным или скачкообразным изменением энергии водного потока. Дальность переноса твердых продуктов разрушения обратно пропорциональна размерам частиц. Таким образом, тонкодисперсные частицы переносятся потоком на самые дальние расстояния от источника сноса. Вблизи от него они могут осаждаться в участках русла, где скорость потока или его отдельных струй резко уменьшается. Причиной уменьшения скорости может явиться крутой горизонтальный изгиб русла, скальные выступы или крупные валуны в ложе потока, локальные впадины в русле и т. д.

В связи с относительной хрупкостью и недостаточной химической устойчивостью большинства рудных минералов-носителей элементов-индикаторов их миграция в поверхностных водотоках в значительной мере осуществляется в виде тонкодисперсных взвесей, а также в сорбированной форме. Исключение представляют немногочисленные мине-

ралы, накапливающиеся в россыпях (касситерит, тантало-ниобаты, киноварь и др.). Однако способность минералов к накоплению в россыпях не означает отсутствие для них и тонкодисперсной формы водного переноса, которая подвержена гораздо более широкому рассеянию в донных осадках водотоков. В этой связи тонкодисперсная форма переноса является более информативной по сравнению с крупной фракцией тех же минералов, имеющей тенденцию к накоплению в россыпях.

Способность тонкодисперсных частиц адсорбировать на своей поверхности присутствующие в растворе ионы еще более повышает информативность тонкой фракции донных осадков, несущей как бы двойную геохимическую информацию — о составе твердых продуктов сноса и о составе ионов, присутствующих в водах в растворенном виде.

Потоки рассеяния своими головными частями примыкают ко вторичным ореолам рассеяния, за счет разрушения которых вследствие процессов склоновой эрозии и происходит их формирование. Таким образом, потоки рассеяния генетически связаны со вторичными ореолами рассеяния, а через них с рудными концентрациями в коренных породах. Эта связь известна уже давно и собственно поиски коренных источников по механическим ореолам рассеяния устойчивых к выветриванию минералов — касситерита, киновари, золота, платины и др. (шлиховой метод) и послужили родоначальником различных видов геохимических методов поисков.

Однако, как отмечалось, многие подвижные в водной среде элементы (Cu, Zn, Pb, U, Mo и др.) в потоках рассеяния находятся в тонкодисперсной, солевой или сорбированной форме и минералогическим методом не могут быть установлены. Поэтому при изучении потоков рассеяния минеральных месторождений используются геохимические методы, основанные на опробовании донных отложений и последующем анализе геохимических проб на комплекс элементов-индикаторов.

Работами В. В. Поликарпочкина (1968) и других было установлено, что потоки рассеяния имеют достаточно сложное строение. Головная часть потока, примыкающая непосредственно к месторождению, обычно характеризуется более высокими (от десятков до сотен геохимических фонов) и неравномерными содержаниями элементов. Вниз по потоку концентрации элементов резко падают (здесь они могут превышать местный геохимический фон всего в 3—5 раз), при этом их распределение становится более упорядоченным в результате интенсивного перемешивания и истирания материала речным потоком.

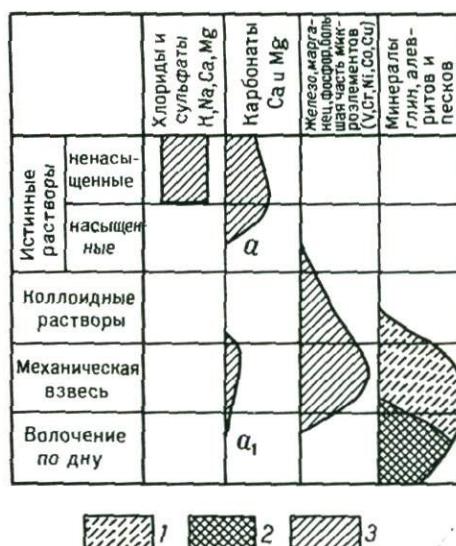


Рис. 79. Формы переноса в реках основных компонентов осадков (по Н. М. Страхову)
1 — минералы глин; 2 — минералы песков;
3 — прочие компоненты; *a*, *a₁* — характеристики лишь для горных рек и для условий засушливого климата

Состав элементов-индикаторов в потоках рассеяния зависит от состава первичных ореолов и руд в коренном источнике, а также особенностей гипергенной миграции элементов в различных ландшафтно-геохимических условиях.

Для количественного выражения зависимости, существующей между вторичными ореолами и потоками рассеяния, различными исследователями предложен ряд формул, исходящих из понятия о продуктивности потока рассеяния P_x .

$$P_x = S_x (C_x - C_\phi),$$

где C_x — содержание элемента-индикатора в потоке рассеяния; C_ϕ — среднее значение его фонового содержания и S_x — площадь бассейна денудации (видимого водосбора) для данной точки русла, м^2 .

А. П. Солововым для этой цели предложена простая зависимость $P_x = k \cdot P$, где P — продуктивность вторичного ореола рассеяния, являющегося поставщиком элемента-индикатора в речную сеть, и k — коэффициент, который зависит от комплекса внешних условий и может быть большим или меньшим единицы.

Отмечая трудности, возникающие при определении P_x , В. В. Поликарпочкин (1968) предлагает более сложную формулу, исходящую из теоретического анализа процесса формирования речных механических потоков рассеяния:

$$P_x = \frac{1}{k_1} \cdot \frac{P}{L_1 - L_2} \cdot \frac{e^{-\delta(x-L_2)} - e^{-\delta(x-L_1)}}{\varphi_{(x)}} \cdot f_{(x)},$$

где P_x и P — соответственно продуктивности потока рассеяния и рудо-проявления, $\text{м}^2/\text{с}$; x — расстояние от вершины долины по потоку; L_1 и L_2 — отсчитываемые таким же образом расстояния до верхнего и нижнего конца рудопроявления; δ — параметр, зависящий от динамических факторов формирования потока рассеяния; k_1 — коэффициент пропорциональности (находится эмпирически); $\varphi_{(x)}$ и $f_{(x)}$ — функции, вид которых определяется формой речного бассейна. Для овальных бассейнов: $f_{(x)} = 1/2 x^2$; $\varphi_{(x)} = x - 1/\delta \cdot (1 - e^{-\delta x})$. Для бассейнов с постоянной шириной: $f_{(x)} = x$ и $\varphi_{(x)} = 1 - e^{-\delta x}$. При $\delta \rightarrow 0$ предложенная В. В. Поликарпочкиным формула сводится к уже известной нам формуле $P_x = k \cdot P$.

Имеются и другие формулы, описывающие связь вторичных ореолов и механических потоков рассеяния (Боголюбов, 1968). В связи с трудностями, возникающими при определении эмпирических коэффициентов k , все они в основном имеют теоретический характер и мало применимы на практике.

Потоки рассеяния, образованные в сходных ландшафтно-геохимических условиях, наиболее целесообразно сравнивать на основании их продуктивности и контрастности по отношению к геохимическому фону.

Протяженность потоков рассеяния в основном определяется ландшафтно-геохимическими условиями в районе бассейна денудации, а также масштабами источника сноса*. Наиболее короткие потоки рас-

* Следует с осторожностью подходить к параллелизации между масштабами источника сноса и масштабом месторождения. В частности, даже крупные месторождения, эрозия которых находится в начальной стадии, могут характеризоваться незначительными по площади источниками сноса.

сения (первые единицы километров) характерны для месторождений, расположенных в аридных областях. В условиях преобладания физического выветривания соотношение обломочной и солевой составляющей, сорбированной тонкодисперсными частицами, в потоках рассеяния резко смешено в сторону обломочной составляющей, что существенно ограничивает протяженность потоков рассеяния в донных осадках гидрографической сети. Обычный для районов с аридным климатом временный характер водотоков определяет слабую сортировку аллювиального материала и его засоренность эоловыми песками, что значительно снижает контрастность аномалий. Однако, несмотря на перечисленные сложности, геохимические поиски минеральных месторождений по их потокам рассеяния в донных осадках оказываются эффективными и для типичных аридных областей. Об этом свидетельствует успешный опыт проведения поисков по донным осадкам временных водотоков в Восточной пустыне АРЕ, а также в пустынных областях Судана, Марокко и других районов*. В пустынной области Судана аномальные содержания меди прослеживались на 1,0—1,5 км вниз по течению сухих водотоков от жильного месторождения. В за-сушливых районах Мексики протяженность потоков рассеяния сульфидных месторождений местами достигает 2,5 км. Протяженность потоков рассеяния в аридных условиях оказывается близкой для микроэлементов, обладающих различной миграционной способностью, что связано с преимущественно механическим характером явлений рассеяния.

В противоположность аридным областям для провинций, охватывающих лесные области с кислыми или нейтральными водами и почвами, характерна интенсивная миграция органических и минеральных коллоидов в природных водах, определяющая повышенную подвижность большинства микроэлементов. Особенно благоприятные условия для водной миграции микроэлементов свойствены влажным тропическим областям, в пределах которых явление гипергенного выноса элементов-индикаторов из поверхностных горизонтов минеральных месторождений и их последующего переноса в колloidной или сорбированной форме водными потоками выражены особенно интенсивно. Максимальная протяженность потоков рассеяния, зарегистрированная во влажных тропических областях (Беус, Лепельтье, 1971), связана с месторождениями медно-порфировых руд, образующими относительно большие по площади (тысячи квадратных метров) вторичные ореолы рассеяния в почвах. Так, например, в Панаме содержания меди до 200 млн^{-1} были обнаружены в донных осадках поверхностных водотоков на расстоянии 12—15 км от основной почвенной аномалии перекрывающей месторождение медно-порфировых руд. В аналогичных климатических условиях на Филиппинах (влажные джунгли) аномальные содержания меди в потоках рассеяния были прослежены на расстоянии 16 км от почвенной аномалии, также связанной с месторождением медно-порфировых руд.

Протяженность потоков рассеяния в пределах таежных областей СССР, лесных районов Канады и других районов рассматриваемой провинции, находящихся в умеренном поясе, колеблется в пределах 1,5—4 км в зависимости от конкретных ландшафтно-геохимических условий и состава минеральных ассоциаций месторождений, являю-

* Данные поисковых проектов ООН.

шихся источниками сноса. Естественно, что в подобных условиях наибольшей протяженностью отличаются потоки элементов-индикаторов, легко мигрирующих в условиях кислых и нейтральных природных вод в форме истинных или коллоидных растворов (Cu, Mo, U и др.). Для этих элементов роль солевой составляющей потоков рассеяния обычно значительна и имеет тенденцию увеличиваться при удалении от источника сноса.

По данным поисковых работ, проводившихся в последнее десятилетие в весьма разнообразных ландшафтно-климатических условиях, можно судить, что протяженность потоков рассеяния минеральных месторождений различного состава крупного и среднего масштаба даже в неблагоприятных для их образования условиях, как правило, не снижается менее 0,8 км. Подобные свойства потоков рассеяния позволяют уверенно выбирать расстояния между пробами в зависимости от конкретных ландшафтно-геохимических условий.

Исходя из особенностей распределения микроэлементов по фракциям донных осадков (табл. 43, 44), при опробовании рекомендуется отбирать наиболее мелкую илисто-глинистую фракцию отложений, которая обычно является наиболее информативной. Однако от этой наиболее обычной методики возможны и рациональные отступления. Так, например, для золота, платины и в ряде случаев олова, а также танталита

ТАБЛИЦА 43

СОДЕРЖАНИЕ ЦИНКА И СУММЫ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
(Zn, Pb, Cu), ИЗВЛЕКАЕМЫХ НА ХОЛОДУ*, В РАЗЛИЧНЫХ
ФРАКЦИЯХ ОСАДКОВ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДОТОКОВ (КАНАДА).
ПО Х. С. ХОКСУ И ДР.

Фракция, меш (Британский стандарт)	Содержание, %	Валовое со- держание цинка, млн ⁻¹	Содержание суммы цветных металлов, выщелачиваемых на холodu, млн ⁻¹
—8+32	65	500	6
—32+80	25	500	15
—80+115	4	800	25
—115+200	3	800	45
—200	3	1000	75

* Экстрагирование производилось холодным нитратом.

ТАБЛИЦА 44

СОДЕРЖАНИЯ МЕДИ В РАЗЛИЧНЫХ ФРАКЦИЯХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОВЕРХНОСТНЫХ
ВОДОТОКОВ (ЗАМБИЯ).
По Дж. УЭББУ

Фракция, меш (Британ- ский стан- дарт)	Содержание во фракции— 2 мм, %		Общее содержание меди, млн ⁻¹		Содержание меди, извле- каемой на холodu, млн ⁻¹	
	фон	аномалия	фон	аномалия	фон	аномалия
—20+35	5,4	24,1	80	180	8	80
—35+80	64,4	43,5	40	160	2	35
—80+135	21,1	21,4	40	210	3	70
—135+200	5,4	4,6	80	250	12	110
—200	1,7	0,6	110	360	22	170
—80			50	220	4	80*

* Фракция —80 меш дает вполне представительные результаты как для общей меди (контрастность 4,4), так и для меди, извлекаемой на холodu (контрастность 20,0).

тало-ниобатов эффективно опробовать фракции до 0,1 мм, отбирая тяжелой мые из участков водотока, благоприятных для отложения фракций донных отложений.

Пробы отбираются непосредственно со дна водотока или из сухой пойменной его части, с поверхности или с глубины 10—20 см, в зависимости от конкретных условий. Затруднения при отборе наиболее информативной илисто-глинистой фракции осадков возникают в условиях горных районов с большой скоростью водотоков, а также в пустынных областях, где происходит интенсивное засорение аллювиальных отложений сухих водотоков эоловыми песками.

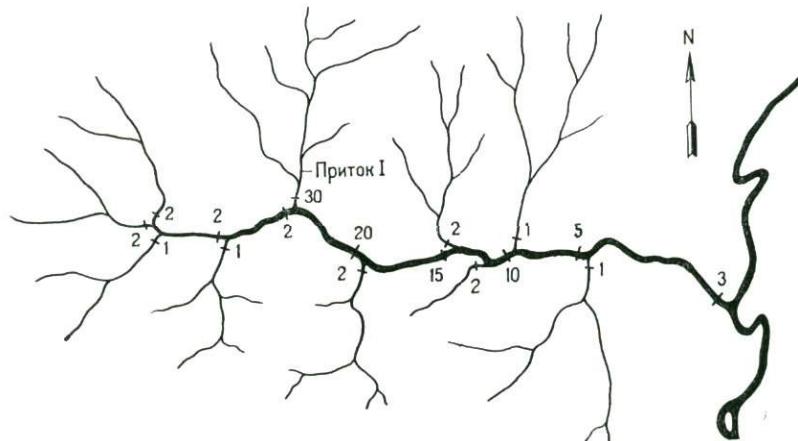


Рис. 80. Схематическая карта, показывающая результаты рекогносцировочных геохимических поисков по донным осадкам (Филиппины). В устье притока I установлено аномальное содержание меди в тонкой фракции донных осадков (штрихи и цифры — пункты отбора проб и содержание в них меди, извлекаемой на холоду, млн-%)

В горных реках скопления илисто- и песчано-глинистого материала следует искать между крупными камнями и на круtyх изгибах реки. В сухих водотоках пустынь мелкая фракция донных осадков ($-0,25$ мм или -60 меш) может быть отделена от песка отсеиванием ситом в процессе опробования*.

Расстояния между точками опробования поверхностных водотоков зависят как от ландшафтно-климатических условий, так и от особенностей развития гидросети. Опробование производится вверх по течению водотока, желательно от его устья, с выходом в устья всех боковых притоков. Протяженность потоков рассеяния позволяет устанавливать расстояния между точками отбора проб в зависимости от конкретных условий от 0,5 (в районах с ослабленной миграционной способностью микроэлементов) до 1 км и даже (в районах с повышенной миграционной способностью микроэлементов) до 2 км. Однако если в долину реки, по которой проходит основной маршрут, впадают притоки, расстояния между устьями которых менее установленного расстояния между пробами, эти притоки обязательно опробуются в приусьевой части (рис. 80, 81).

* Следует иметь в виду, что и эта фракция может быть заметно разубожена в результате золового засорения. В случаях, когда имеются основания подозревать возможность золового засорения, В. Бугров (Bugrov, 1974) на основании опытных работ, проведенных в Восточной пустыне АРЕ, рекомендует использовать фракцию $1,0 + 0,25$.

В процессе рекогносцировочных мелкомасштабных поисков частично приходится ограничиваться отбором пробы в приусьевой части мелкого притока*. В случае выявления аномальных содержаний элементов-индикаторов этот приток на стадии более детальных поисков опробуется вплоть до самых верховьев с целью выявления источника сноса, которым может оказаться обнаженное рудопроявление или его геохимический ореол (первичный или вторичный). Из международной практики проведения геохимических поисков по донным осадкам, обобщенной в работах Дж. Уэбба и других исследователей, следует, что плотность сети опробования 1 проба/км² обеспечивает выявление всех аномалий, обусловленных потоками рассеяния месторождений крупного и среднего масштабов.

При опробовании донных осадков поверхностных водотоков должны приниматься во внимание всевозможные источники антропогенного загрязнения природных вод, расположенные в бассейне водосброса. Особую роль в загрязнении вод и донных осадков играют горнообогатительные предприятия и обогатительные фабрики, присутствие которых в верховьях гидросети в ряде случаев исключают возможность получения достоверных результатов при помощи рассматриваемого метода поисков. Во избежание неправильной оценки ложных аномалий следует в каждом случае принимать во внимание и отмечать в полевых записях характер опробуемого материала, в частности его крупность, примерное содержание органического вещества и т. д.

Результатом проведения геохимических поисков по донным осадкам гидрографической сети являются геохимические карты потоков рассеяния, на которые нанесены данные о распределении элементов-индикаторов в донных отложениях. Примеры, иллюстрирующие способы изображения результатов опробования гидрографической сети, приведены на рис. 82, 83.

На рекогносцировочной стадии поисковых работ, когда металлогенические особенности региона еще недостаточно изучены, рекомендуется анализировать геохимические пробы донных осадков приближенно-количественным спектральным методом на максимальное число элементов. После выявления геохимических аномалий и уточнения набора элементов-индикаторов число анализируемых элементов может быть сокращено и для их определения выбран наиболее эффективный метод анализа, позволяющий с минимальными затратами средств и

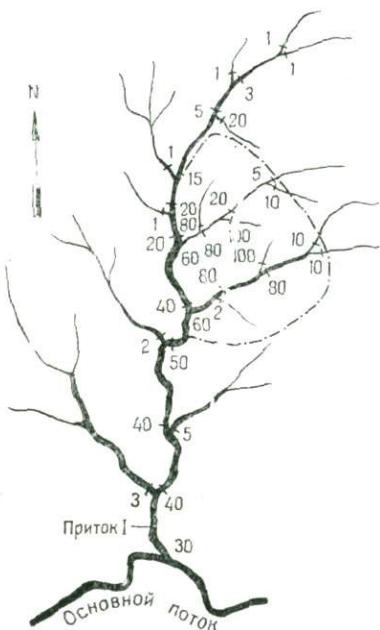


Рис. 81. Детализация опробования донных осадков по притоку I, приведшая к выявлению вторичного ореола рассеяния, связанного с медной минерализацией (по Г. Говетту и др.)

(Площадь вторичного ореола в почвах отмечена пунктирной линией; остальные условные обозначения см. рис. 80)

ния донных осадков гидрографической сети, приведены на рис. 82, 83.

На рекогносцировочной стадии поисковых работ, когда металлогенические особенности региона еще недостаточно изучены, рекомендуется анализировать геохимические пробы донных осадков приближенно-количественным спектральным методом на максимальное число элементов. После выявления геохимических аномалий и уточнения набора элементов-индикаторов число анализируемых элементов может быть сокращено и для их определения выбран наиболее эффективный метод анализа, позволяющий с минимальными затратами средств и

* Ниже впадения притока в отложениях крупной реки обычно происходит резкое разубоживание потоков рассеяния.

времени получать достаточно точные для строгой количественной интерпретации аналитические результаты.

В настоящее время метод геохимических поисков по донным осадкам, оказавшийся чрезвычайно эффективным в разнообразных ланд-

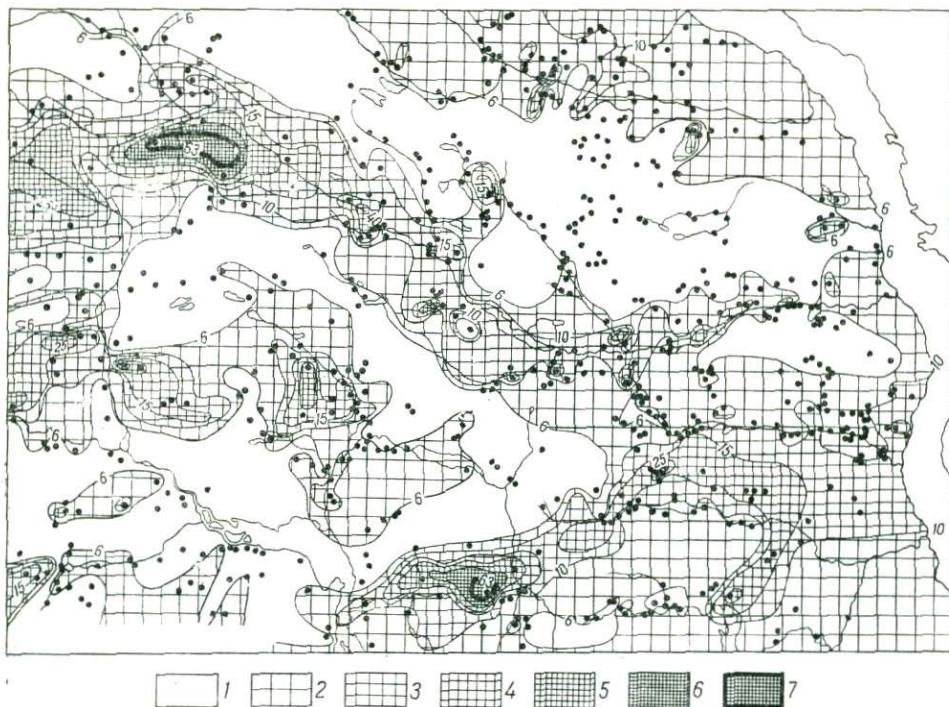
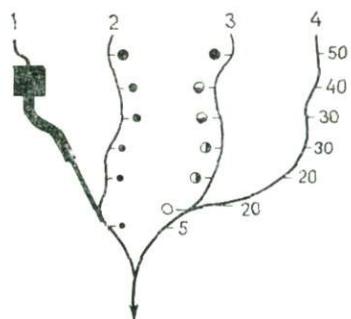


Рис. 82. Карта изоконцентрат распределения меди в донных осадках (Южная Норвегия). Места взятия проб обозначены точками (по Б. Болвикуну)

Содержание, млн⁻¹: 1 — <6; 2 — 6—10; 3 — 10—15; 4 — 15—25; 5 — 25—40; 6 — 40—63; 7 — >63

Рис. 83. Различные способы нанесения на геохимическую карту результатов опробования донных осадков гидрографической сети (по Д. А. Эндрюс-Джонсу)

1 — толщина линии водотока выражает содержание элемента-индикатора; 2 — величина содержания выражена размером кружка; 3 — величина содержания выражена характером закраски кружка; 4 — содержания нанесены цифрами в млн⁻¹



шахтно-климатических условиях, пользуется большой популярностью, особенно на начальных стадиях поисковых работ. Так, например, с июня 1970 г. по июнь 1971 г. при проведении геохимических поисков в развивающихся странах Азии и Латинской Америки 176 тыс., или 64,4%, всех отобранных и проанализированных в этих странах геохимических проб, было представлено пробами донных осадков.

Глава VII

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Известно, что вода обладает универсальной способностью в тех или иных количествах растворять из природных соединений и переносить на значительные расстояния большинство химических элементов. Благодаря этому воде, соприкасающейся с рудными концентрациями (месторождениями, рудопроявлениями, а также их геохимическими ореолами) обогащаются химическими элементами, типоморфными для руд. При этом вокруг рудных концентраций формируются общие зоны, в которых подземные воды содержат повышенные количества различных рудных компонентов. Подобные зоны в практике принято называть *водными ореолами* рассеяния химических элементов.

Гидрогеохимический метод поисков месторождений полезных ископаемых основан на выявлении сопровождающих рудные скопления водных ореолов рассеяния, изучении ряда других (гидрогеологических, гидрохимических) косвенных признаков, индицирующих специфические геохимические процессы, происходящие при выветривании рудных тел, месторождений и их первичных ореолов.

Выявление постоянно сопровождающих рудопроявлений водных ореолов рассеяния элементов-индикаторов позволяет локализовать площади, перспективные на рудные месторождения.

Теоретические и методические основы этого метода разработаны большой группой советских и зарубежных исследователей: А. А. Бродским, Е. Е. Беляковой, А. И. Германовым, Г. А. Головой, С. Р. Крайновым, А. М. Овчинниковым, С. С. Смирновым, А. А. Сауковым, Л. А. Удодовым, Х. Е. Хоксом, Д. С. Уэббом, Д. А. Уайтом и другими, обосновавших методы изучения особенностей формирования и условия применения водных ореолов месторождений различных типов.

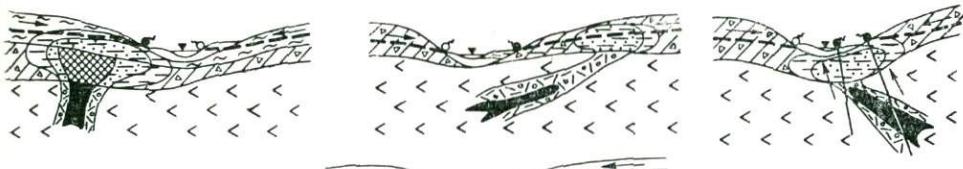
Современный уровень развития гидрогеохимического метода позволяет использовать его в широком диапазоне природных условий при поисках месторождений полезных ископаемых как выходящих на эрозионный срез, так и скрытых. Возможность этого метода для поисков различных по составу рудных месторождений обеспечивается современным состоянием развития аналитических методов, позволяющих определить в водах содержаний широкого круга химических элементов-индикаторов рудных месторождений.

К настоящему времени доказана целесообразность применения гидрогеохимического метода при поисках месторождений самого различного типа (бора, бериллия, лития, фтора, цезия, вольфрама, урана и др.). Однако с наибольшей эффективностью он может быть использован при поисках собственно сульфидных месторождений, вокруг которых образуются обширные водные ореолы рассеяния химических элементов, образующиеся в результате растворения легкоокисляющихся руд.

Размеры и контрастность водных ореолов определяются различными природными факторами. Главными из них являются:

- 1) морфология и состав руд и окаймляющих их первичных ореолов;
- 2) характер и водопроницающие свойства вмещающих и перекрывающих пород;
- 3) гидрогеологические и палеогеохимические условия;
- 4) интенсивность и длительность эрозионных процессов;
- 5) ландшафтно-геохимические условия и миграционные свойства элементов-индикаторов в данной обстановке.

A



B

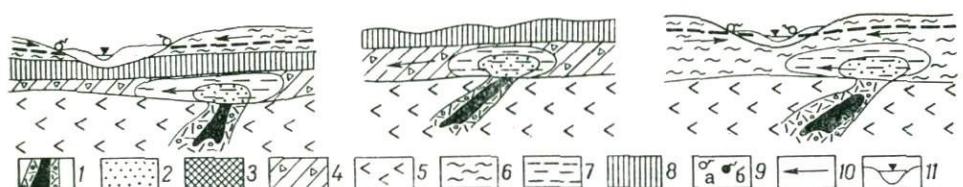


Рис. 84. Типы водных ореолов рассеяния скрытого оруденения (A — открытые; B — закрытые)
 1 — рудное тело и его первичный ореол рассеяния; 2 — вторичный ореол рассеяния; 3 — окисленные руды (Железная шляпа); 4 — кора выветривания (водопроницаемая трещиноватая порода); 5 —rudовмещающие коренные породы; 6 — осадочные водоносные породы; 7 — водный ореол рассеяния; 8 — водоупорные породы; 9 — источники грунтовых вод с фоновым (a) и аномальным (б) содержанием гидрохимических поисковых признаков; 10 — направление движения вод; 11 — местный базис эрозии

По стабильности проявления в природных водах гидрогеохимические ореолы делятся на *постоянные* и *временные*. Первые характерны для глубоких водоносных горизонтов с постоянным режимом. Вторые образуются в неглубоких грунтовых или поверхностных водах. В период интенсивного сезонного разбавления эти аномалии могут временно исчезать.

Водные ореолы рассеяния всегда вытянуты по направлению потока поверхностных или подземных вод из-за преимущественно фильтрационной природы их формирования.

В зависимости от условий проявления на поверхности земли обычно выделяются *открытые* и *закрытые* гидрогеохимические аномалии.

К первым относятся аномалии, которые проявляются на поверхности земли в виде разнообразных открытых очагов разгрузки ореольных вод (родники, заболоченности, водотоки и т. д.). На рис. 84 показаны различные типы открытых водных ореолов (Голева, 1965).

Вторые связаны с рудными телами, расположенными ниже местных базисов эрозии в слаборасчлененных предгорных и равнинных областях (см. рис. 84). В отличие от открытых, они не вскрываются современным эрозионным рельефом и не обнаруживаются в поверхностных водопроявлениях.

Размеры водных ореолов рассеяния вокруг интенсивно окисляющихся рудных залежей колеблются от 0,5 до 3,0 км. В благоприятных условиях водные потоки с повышенными концентрациями различных металлов могут быть прослежены на расстояние до 5—8 км.

ТАБЛИЦА 45
ЭЛЕМЕНТЫ-ИНДИКАТОРЫ РАЗЛИЧНЫХ ПО СОСТАВУ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Тип месторождения	Элементы-индикаторы рудных тел	
	интенсивно окисляющихся	слабоокисляющихся
Медноколчеданное	Cu, Zn, Pb, As, Ni, Co, F, Cd, Se, Ge, Au, Ag, Sb	Zn, Pb, Mo, As, Ge, Se, F
Полиметаллическое	Pb, Zn, Cu, As, Mo, Ni, Ag, Cd, Sb, Se, Ge	Pb, Zn, As, Mo, Ni
Мolibденовое	Mo, W, Pb, Cu, Zn, Be, F, Co, Ni, Mn	Mo, Pb, Zn, F, As, Li
Вольфрамо-бериллиевое	W, Mo, Zn, Cu, As, F, Li, Be, Rb	W, Mo, F, Li
Ртутно-сурьмянное	Hg, Sb, As, Zn, F, B, Se, Cu	Ag, As, Zn, B, F
Золоторудное	Au, Ag, Sb, As, Mo, Se, Pb, Cu, Zn, Ni, Co	Ag, Sb, As, Mo, Zn
Оловорудное	Sn, Nb, Pb, Cu, Zn, Li, F, Be	Sn, Li, F, Be, Zn
Титано-магнетитовое	Ti, Fe, Ni, Co, Cr	Ni, Fe
Сподуменовое	Li, Rb, Cs, Mn, Pb, Nb, Sr, F, Ga	Li, Rb, Cs, F
Медно-никелевое	Ni, Cu, Zn, Co, Ag, Ba, Sn, Pb, U	Ni, Zn, Ag, Sn, Ba
Бериллиево-флюоритовое	Be, F, Li, Rb, W	Be, F, Li
Барито-полиметаллическое	Ba, Sr, Cu, Zn, Pb, As, Mo	Ba, Sr, As, Mo

В табл. 45 приведены наиболее типичные гидрохимические ассоциации (Голева, 1965) элементов-индикаторов, характерные для водных ореолов месторождений различных полезных ископаемых.

Изучение водных ореолов различных месторождений показало, что они имеют зональное строение, т. е. по мере удаления от рудных тел вследствие влияния процессов разбавления, гидролиза, сорбции и т. д. концентрации элементов изменяются с различным градиентом, что приводит к «выпадению» отдельных элементов из указанных выше ассоциаций в различных частях водных ореолов рассеяния.

При этом в окорудной зоне встречаются практически все элементы из вышеперечисленных ассоциаций. Промежуточная зона водных ореолов рассеяния чаще всего характеризуется повышенными концентрациями меди, свинца, селена и германия. А наиболее удаленные от рудных тел периферические зоны водных ореолов рассеяния характеризуются аномальными концентрациями более ограниченной группы

элементов-индикаторов, таких как молибден, цинк, мышьяк, иногда ртуть.

Эффективность использования гидрогоеохимического метода при поисковых работах в значительной степени определяется условиями обводненности исследуемых районов. Очевидно, что в районах с достаточным увлажнением результаты гидрогоеохимического опробования благодаря большому числу рудопроявлений (по сравнению с аридными районами) будут более представительными.

Отличительной особенностью гидрогоеохимических аномалий (по сравнению с литогоеохимическими) является весьма равномерное распределение элементов-индикаторов в пределах аномальных полей. Благодаря этому каждая отдельно взятая гидрохимическая пробы достаточно надежно может охарактеризовать значительную площадь. Эта особенность гидрохимических аномалий предопределяет эффективность использования этого метода на стадии мелкомасштабных поисковых работ, когда решается задача обследования значительных площадей с целью выделения перспективных рудных полей и районов*. Именно поэтому гидрогоеохимический метод рассматривается как составная часть комплекса методов, используемых на этапе региональной геологической съемки.

Отмеченная выше равномерность распределения элементов-индикаторов в пределах их водных ореолов рассеяния из достоинства для региональных поисковых работ превращается в свою противоположность, если рассматривать возможности этого метода на стадии более детальных съемок (м-б 1 : 10 000 и крупнее). На этой стадии использование гидрогоеохимического метода представляется менее эффективным как по указанной выше причине, так и из-за трудности выявления закономерной связи между рудными скоплениями и особенностями развития водных ореолов рассеяния элементов-индикаторов, осложненной существенным влиянием на формирование гидрохимических аномалий различных факторов (гидрогоеологических, структурно-геологических и др.). Эффективность применения гидрогоеохимического метода на стадии детальных поисков в значительной степени определяется числом существующих в районах исследований водопроявлений, во многих случаях недостаточным для детального оконтуривания и интерпретации гидрохимических аномалий.

Следовательно, на стадии детальных поисковых работ ведущими из геохимических методов являются литогоеохимические (по первичным и вторичным ореолам рассеяния элементов-индикаторов).

* По экономической эффективности этот метод уступает столь же информативному методу донных осадков. В этой связи гидрогоеохимическое опробование при региональных поисках рекомендуется использовать в основном для изучения выходов подземных вод.

Глава VIII

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ПОИСКАХ

Основой использования биогеохимических методов для поисков минеральных месторождений является тесная органическая взаимосвязь между биосферой и окружающей ее внешней средой — гидросферой, атмосферой и поверхностью литосфера.

Непосредственная связь биосферы с окружающей средой осуществляется через растительность, которая использует в качестве питательных веществ определенные компоненты атмосферы, а также минеральные соли, извлекаемые в составе водных растворов из поверхностных участков литосферы. В результате растения накапливают в своих тканях многие микроэлементы, состав и количественные взаимоотношения которых в значительной мере определяются особенностями питающего субстрата — почв и подстилающих их коренных пород.

Биогеохимия, как наука, создана В. И. Вернадским в начале XX столетия. В дальнейшем ее направления, имеющие большое значение для геохимических методов поисков, были развиты А. П. Виноградовым, Д. П. Малюгой, М. А. Глазовской, Л. И. Грабовской и др. При этом были разработаны как научные основы, так и методы использования биогеохимических (точнее фитогеохимических*) особенностей растительного мира для поисков минеральных месторождений.

Рассматривая способность растений к накоплению тех или иных микроэлементов, А. П. Виноградов выделил два типа концентрации (назовем ее фитогенией): *групповую* и *селективную*. В случае групповой концентрации все растения, произрастающие на определенной площади, содержат повышенные количества тех или иных химических элементов в зависимости от присутствия этих элементов (в высоких содержаниях) в почве и подстилающей породе. При селективной концентрации накопление отдельных химических элементов или их ассоциаций осуществляется определенными видами, или чаще родами растений. Таким образом, в растительном мире могут быть выделены растения-концентратоны тех или иных элементов, которые позволяют говорить о существовании специфической литиевой, борной, кальциевой, алюминиевой флоры и т. д. А. П. Виноградовым разработано учение о *биогеохимических провинциях*, характеризующихся определенным уровнем содержания одного или нескольких химических элементов (недостаточное, нормальное, избыточное) и определенной биологической реакцией.

В настоящее время нет исчерпывающих математически обработанных данных о распределении химических элементов в растениях, однако общая картина может быть наглядно иллюстрирована данными (табл. 46), рассчитанными А. П. Виноградовым (1950).

* Фитон (греч.) — растение.

ТАБЛИЦА 46

СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В «ГРАНИТНОМ» СЛОЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ПОЧВАХ И РАСТЕНИЯХ, млн^{-1} .
ПО А. П. ВИНОГРАДОВУ

Элемент	«Гранитная» оболочка земной коры	Почва	Растение (в золе)	Коэффициент концентрации (растение/почва)	Элемент	«Гранитная» оболочка земной коры	Почва	Растение (в золе)	Коэффициент концентрации (растение/почва)
Li	30	30	6*	0,2	Cu	22	20	20	1,0
Be	2,5	3*	3*	1,0	Zn	51	50	900	18
B	10	10	400	40	Ga	19	20	20	1,0
F	720	200	10	0,05	As	1,6	5	0,3	0,06
Na	22 000	6300	20 000	0,3	Se	0,14	0,01	?	?
Mg	12 000	6300	70 000	11	Br	2,2	5	150	30
Al	80 000	71300	14 000	0,2	Rb	180	130*	120*	0,9
Si	309 000	330000	150 000	0,5	Sr	230	300	300	1,0
P	800	800	70 000	88	Mo	1,3	3	9*	3,0
S	300	850	50 000	59	Ag	0,05	0,1*	1	10
Cl	170	100	100*	1,0	Cd	0,15	0,5	0,01	0,02
K	26 400	13600	30 000	2,2	Sn	2,7	4*	5	1,2
Ca	25 000	13700	30 000	2,2	I	0,5	5	50	10
Ti	3 300	4600	1 000	0,2	Cs	3,8	4*	4*	1,0
V	76	80*	61	0,8	Ba	680	500	600*	1,2
Cr	34	50*	90*	1,8	Au	0,001	0,001*	0,007*	?
Mn	700	850	7 500	8,8	Hg	0,03	0,01	0,001	0,1
Fe	36 000	38000	6 700	0,17	Pb	16	10	10	1,0
Co	7,3	10	15	1,5	U	2,6	1	0,5	0,5
Ni	26	30*	20	0,7					

* Уточненные данные

Для того чтобы содержание микроэлементов в растениях могло служить индикатором особенностей распределения последних в коренных породах, подстилающих почвы, должна существовать хорошо выраженная корреляционная зависимость между распределением химических элементов в рассматриваемых средах. О существовании такой зависимости дают представление данные табл. 47, составленные по материалам биогеохимических поисков, проводившихся в Восточном Забайкалье.

ТАБЛИЦА 47

КОРРЕЛЯЦИОННАЯ ЗАВИСИМОСТЬ СОДЕРЖАНИЯ СВИНЦА И ОЛОВА В ЗОЛЕ РАСТЕНИЙ И КОРЕННЫХ ПОРОДАХ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ).
ПО Л. И. ГРАБОВСКОЙ

Коррелируемые пары	Коэффициент корреляции	
	Pb	Sn
Лиственница — порода	+0,41	+0,35
Береза — порода	+0,40	+0,81
Брусника — порода	+0,32*	+0,45
Багульник — порода	+0,54	—
Рододендрон — порода	+0,46	+0,55

* Корреляционная связь незначима (5%-ный уровень значимости).

В качестве растений-индикаторов, естественно, должны выбираться лишь те из них, в которых распределение рудных микроэлементов и их спутников хорошо коррелируется с коренными породами.

В ряде случаев (особенно для травянистой растительности) может иметь место лишь значимая корреляция с почвенным горизонтом В (табл. 48), при отсутствии геохимических корреляционных связей между растением и коренной породой, а также растением и почвенным горизонтом А (отсутствие корреляционных связей в распределении эле-

ТАБЛИЦА 48

КОРРЕЛЯЦИОННАЯ ЗАВИСИМОСТЬ СОДЕРЖАНИЯ ЛИТИЯ
В ЗОЛЕ БОВОВЫХ ТРАВ, ПОЧВЕ И КОРЕННЫХ ПОРОДАХ
(ЛЕСОСТЕПНАЯ ЗОНА ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ).
ПО Л. И. ГРАБОВСКОЙ

Коррелируемые пары	Коэффициент корреляции
Бобовые травы — почвенный горизонт А	+0,27*
Бобовые травы — почвенный горизонт В	+0,48
Бобовые травы — коренная порода	+0,40*

* Корреляционная связь незначима (5%-ный уровень значимости).

ТАБЛИЦА 49

НАКОПЛЕНИЕ РУДНЫХ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ЗОЛЕ РАСТЕНИЙ, мг·н⁻¹

Элемент	Над безрудными участками (местный фитогеохимический фон)	Над месторождениями
Cu	15—30	От 50—60 до 100—200 (в зависимости от концентрации меди в рудах); в отдельных случаях более 1000
Pb	От 0,2 до 30; редко до 50	От 40 до 500, местами до 1000 и более
Zn	20—100 (в травах); от 100 до 1000 (в древесных породах)	Более 300 в травах, 500—3000 (в древесных породах)
Ag	От 0,01 до 3	От 0,04 до 10 (в зависимости от фона), максимальные содержания 30—60
Au	Менее 0,01	Более 0,01, изредка до 10
Mo	От 0,1 до 20	От 20 до 350 (в зависимости от фона); в отдельных случаях до 1000
Sn	От 1 до 6	Более 10, обычно 40—150, достигает 550
Ni	От 5 до 30	Более 100, иногда до 2000
Co	До 30	Более 50
Bi	Менее 5	10 и более (до 100)
Li	От менее 1 до 15	Более 10—15, обычно 40—200, в отдельных видах растений более 1000
Be	От 0,5 до 4, редко до 7—8	От 5 до 20, в отдельных случаях достигает 30—40
Nb	Менее 10	10—50
Zr	До 10	Более 10, достигает 100

ментов-индикаторов в растениях и почвенном горизонте А является характерным для ряда геохимических ландшафтов, подчеркивая малую представительность этого почвенного горизонта).

Исходя из наличия корреляционных связей между распределением микроэлементов в растениях и коренных породах, аномальные содержания элементов-индикаторов минеральных месторождений в растениях должны соответствовать геохимическим аномалиям этих элементов в коренных породах и почвах. В настоящее время имеется большое количество информации, свидетельствующей о наличии повышенных содержаний рудных элементов и их спутников в растениях, произрастающих над соответствующими месторождениями. В общей форме об этом дает представление табл. 49.

При использовании биогеохимических ореолов минеральных месторождений для поисковых целей необходимо иметь в виду, что различные виды растений обычно существенно отличаются по степени накопления тех или иных элементов-индикаторов, что может быть иллюстрировано коэффициентами концентрации микроэлементов в различных видах растений по отношению к их содержанию в почве (табл. 50).

ТАБЛИЦА 50

КОЭФФИЦИЕНТЫ КОНЦЕНТРАЦИИ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ-ИНДИКАТОРОВ В РАЗЛИЧНЫХ ВИДАХ РАСТЕНИЙ (В ЗОЛЕ) ПО ОТНОШЕНИЮ К ИХ СОДЕРЖАНИЮ В ПОЧВАХ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Виды растений	Li		Be		Pb	
	На фоновых площадях	Над месторождением редких металлов	На фоновых площадях	Над месторождением редких металлов	На фоновых площадях	Над месторождением редких металлов
Береза	0,02	0,09	0,10	0,06	1,3	0,16
Лиственница	0,02	0,16	0,20	0,18	1,1	0,19
Рододендрон	0,02	0,11	0,20	0,10	1,0	0,13
Брусника	0,02	0,38	0,50	0,30	1,7	0,23
Багульник	0,02	0,22	0,20	0,04	1,3	0,17
Стеллерия карликовая	0,40	0,55	0,59	0,30	0,3	—
Полынь Гмелина	0,37	0,55	—	—	—	—
Прострел	0,30	0,43	—	—	—	—
Горицвет	0,22	0,31	0,59	0,25	—	—
Бобовые травы	0,20	0,33	0,09	0,12	—	—
Злаковые травы	—	—	0,40	0,20	—	—
Василистник	5,30	20,0	0,40	0,18	—	—

Как видно из табл. 50, в подавляющем большинстве случаев почвы характеризуются большей степенью накопления микроэлементов, что особенно четко проявляется в пределах геохимических аномалий. Исключением являются растения-концентраторы отдельных микроэлементов. Так, например, к числу растений-концентраторов относится василистник (*Thalictrum*), накапливающий в своих тканях литий. На фоновых площадях при обычном содержании лития в золе растений от 3 до 17 млн^{-1} концентрация этого элемента в василистнике в среднем со-

ставляет 160 млн⁻¹, т. е. колеблется от 80 до 280 млн⁻¹ (с вероятностью 0,05 для граничных значений). Таким образом, опробование валистника в числе других трав при проведении поисков без знания удивительных фитогеохимических свойств этого растения может легко ввести в заблуждение в результате появления «резко аномальных» содержаний лития в озоленных пробах. Еще более значительное различие в накоплении лития между валистником и прочими растениями наблюдается в пределах геохимических аномалий, отличающихся повышенным содержанием лития. Так, например, на площади поля редкометальных пегматитов содержания лития в золе деревьев и трав колебались от 1 до 61 млн⁻¹. Валистник, произраставший на этой же площади, в среднем содержал 1500 млн⁻¹ лития при колебаниях от 200 до 2800 млн⁻¹. Другими примерами растений концентраторов являются различные виды астрагалов, содержащие до десятых долей процента селена на живую массу растений; наперстянка (*Digitalis purpurea*), в золе которой содержится до 9% марганца; хвощ (*Equisetum sylvaticum*), накапливающий тантал (до сотых долей процента в золе); патриния сибирская (*Patrinia sibirica*), концентрирующая берилий, и другие элементы.

Общее представление о соотношении концентраций некоторых элементов-индикаторов в золе различных видов растений, произрастающих на одних и тех же площадях, дает табл. 51.

ТАБЛИЦА 51

СООТНОШЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ЛИТИЯ И БЕРИЛЛИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ВИДАХ
РАСТЕНИЙ
ПО Л. И. ГРАБОВСКОЙ

Виды растений	Li		Be	
	Фон	Геохимическая аномалия	Фон	Геохимическая аномалия
<i>Горно-таежные ландшафты</i>				
Лиственница	1,0	1,0	1,0	1,0
Береза	0,64	0,63	0,33	0,25
Рододендрон	0,72	0,72	0,55	0,70
Багульник	1,36	1,40	0,67	1,78
Брусника	1,97	2,02	1,67	1,67
<i>Лесостепенные ландшафты</i>				
Вейник наземный	1,0	1,0	—	—
Патриния сибирская	—	—	1,0	1,0
Бобовые травы	1,5	1,6	0,11	0,33
Злаковые травы	1,8	1,8	0,50	0,55
Стеллеря карликовая	3,0	2,5	0,75	0,83
Валистник	40,0	167,0	0,50	0,50
<i>Степные ландшафты</i>				
Ковыль	1,0	1,0	0,67	0,63
Пижма сибирская	1,7	1,5	1,0	1,0
Полынь холодная	1,7	1,6	1,0	0,95
Валистник малый	45,0	75,0	—	—

Таким образом, биогеохимическое опробование растений в поисковых целях требует не только индивидуализированного подхода к различным их видам, но также знания ведущих особенностей концентрации

микроэлементов-индикаторов конкретными родами и видами растений, используемых в качестве индикаторов. Подобные знания необходимы еще и потому, что разные части растений неодинаково накапливают различные микроэлементы. В этой связи имеет определенное значение, какие части растения (листья, ветви, корни) опробовались в процессе поисков. В табл. 52 сведены данные о преимущественной концентрации некоторых микроэлементов различными органами растений, а табл. 53 содержит количественную информацию о распределении Be и Zr между листьями, ветвями и корнями березы, осины и лиственницы.

ТАБЛИЦА 52
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ МЕЖДУ
РАЗЛИЧНЫМИ ОРГАНАМИ РАСТЕНИЙ

Микро- элементы	Органы растений	
	с максимальной концентрацией микроэлементов	с минимальной концентра- цией микро- элементов
Pb	Корни	Кора
Mo	Листья	То же
Zn	Листья	Древесина
Cu	Корни	Кора
Li	Листья деревьев и надземные час- ти трав	То же
Ta и Nb	Хвоя и листья деревьев, плоды и семена трав	»

ТАБЛИЦА 53
СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ БЕРИЛЛИЯ И ЦИРКОНИЯ В ЗОЛЕ
РАЗЛИЧНЫХ ОРГАНОВ ДРЕВЕСНЫХ ПОРОД В ПРЕДЕЛАХ
ГЕОХИМИЧЕСКОЙ АНОМАЛИИ, млн⁻¹.
ПО Л. И. ГРАБОВСКОЙ

Породы и органы деревьев	Be	Zr
Береза бородавчатая (<i>Betula verricosa</i>)		
Листья	6	14
Ветви	2,6	7
Кора	1,5	4
Лиственница даурская (<i>Zarix dahurica</i>)		
Хвоя	8	60
Ветви	7	56
Кора	5	12
Осина (<i>Populus tremula</i>)		
Листья	6	—
Ветви	5	—
Кора	2	—

На накопление микроэлементов растениями существенное влияние оказывает и их возраст. Процессы биосинтеза протекают наиболее интенсивно в молодых растениях и замедляются по мере их старения, вследствие чего в старых растениях способность к поглощению микроэлементов из окружающей среды часто проявлена слабее, чем в молодых. По данным Л. И. Грабовской (1965), разница в накоплении микро-

ТАБЛИЦА 54

СОДЕРЖАНИЕ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ-ИНДИКАТОРОВ
В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ДРЕВЕСНЫХ ПОРОДАХ НАД
РЕДКОМЕТАЛЬНЫМ МЕСТОРОЖДЕНИЕМ В ЛЕСОСТЕПНОЙ
ЗОНЕ СИБИРИ.
ПО Л. И. ГРАБОВСКОЙ

Вид растения	Возраст, годы	Среднее содержание в золе, млн ⁻¹		
		Be	Li	Zr
Береза бородавчатая (листья)	4—5	12	40	10
	40—50	6	70	40
Осина (листья)	4—5	8	200	70
	50—60	6	12	10

элементов разновозрастными растениями достигает 1,5—2, а иногда 8—10 раз (табл. 54).

Следует также иметь в виду, что потребность в микроэлементах, а следовательно, и уровень их накопления, меняются в зависимости от фаз развития растений. Некоторые из них максимально концентрируют определенные микроэлементы весной, другие осенью, а у третьих периоды накопления микроэлементов повторяются дважды в течение года. Стремление к концентрации тех или иных микроэлементов у многих растений заметно усиливается в периоды цветения или плодоношения. Так, например, в условиях степной зоны Сибири бериллий, иттрий, иттербий накапливаются цветущими растениями *Pulsatella patens* (в мае) и *Potentilla tanacetifolia* (в конце июля — начале августа), лантан и церий цветущими травами семейства *Leguminosae* (в июле). Тантал и ниобий концентрируются злаковыми травами, а литий растениями рода *Thalictrum* (vasилистник) в период плодоношения (Грабовская, 1965). На степень накопления микроэлементов в ряде случаев влияют также различия в освещенности растений солнцем. При этом разница в содержании микроэлементов в одних и тех же видах растений, произрастающих в одинаковых условиях, но в различной степени освещенных солнцем, достигает 3—4 раз. Л. И. Грабовская приводит в качестве примера лиственницу, в золе хвои которой, отобранный со стороны хорошо освещенной солнцем, содержание берилля составляло 5 млн⁻¹, а с затемненной 1,5 млн⁻¹.

Вариации в степени усвоения различных микроэлементов растениями в пределах фоновых и аномальных площадей определяют возможность использования в качестве индикационного признака не только абсолютные колебания содержаний рудных элементов и их спутников в золе растений, но также и некоторые характерные отношения. Так, Х. В. Уорре и Р. Е. Делавольт (Warren, Delavault, 1949) указывают на постоянство отношения Cu/Zn на безрудных участках и закономерное изменение этого отношения при возникновении геохимических аномалий, связанных с наличием медной или цинковой минерализации. По их данным, величина отношения Cu/Zn выше 0,23 свидетельствует о присутствии медной минерализации, а уменьшение этого отношения ниже 0,07 — цинковой минерализации. При поисках месторождений урана успешно может быть использовано отношение Th/U, уменьшение которого в золе растений обычно свидетельствует о наличии урановой минерализации в коренных породах.

Д. П. Малюга (1963) установил, что величина отношения Co/Ni/Cu в золе растений, в обычных условиях составляющая 1/2,5/10, в районах

силикатных месторождений никеля становится равной 1/15/3. Другим примером может служить массив бериллиеносных апогранитов, над которым отношение Be/Mo/Sn/Pb составляло 1/1/0,2/0,3, в то время как для фоновых площадей характерным являлось отношение 1/1,4/7/4,3.

Вычисление оценок параметров фитогеохимического фона и минимально-аномальных содержаний элементов-индикаторов в процессе биогеохимических поисков производится теми же методами, которые обсуждались выше при описании первичных и вторичных литогеохимических ореолов. В качестве примера рассмотрим параметры распределения свинца в хвое лиственницы в пределах геохимического фона горных мерзлотно-таежных ландшафтов Забайкалья (район Этыки): распределение нормальное, среднее — (35 ± 4) млн $^{-1}$, стандарт — 16, коэффициент вариации — 44,8; минимально-аномальные содержания: 61 (5%-ный уровень значимости) и 73 млн $^{-1}$ (1%-ный уровень значимости).

Вероятность (P) появления вычисленных минимально-аномальных и превышающих их содержаний в пределах фитогеохимических ореолов известных месторождений этого района составляет соответственно (для 61 и 73 млн $^{-1}$) 0,60 и 0,48. Для того чтобы при опробовании ореольной площади в геохимическую выборку попало не менее трех проб с критическими содержаниями свинца, необходимо отобрать восемь (для $P = 0,60$) или одиннадцать (для $P = 0,48$) проб (см. табл. в приложении). Таким образом, используя метод аналогии и учитывая вероятные размеры геохимической аномалии, нетрудно рассчитать оптимальную сеть опробования хвои лиственницы при поисках.

Наряду с собственно биогеохимическими критериями при использовании растений в качестве индикаторов при поисках минеральных месторождений должны учитываться и так называемые геоботанические признаки.

Геоботанические особенности растений, которые могут иметь значение при поисках, разделяются на несколько групп. Первая из них охватывает приуроченность определенных видов растений к специфическим геохимическим условиям среды. При этом выделяются растения — *универсальные индикаторы* концентраций тех или иных микроэлементов в почвах, и растения — *локальные индикаторы* определенных микроэлементов.

Первые растут только на участках с повышенными содержаниями конкретных микроэлементов, являясь прямыми указателями наличия рудных тел и месторождений. К их числу, например, относятся галмейная фиалка (*Viola calaminaria*) и галмейная ярутка (*Thlaspi calaminaria*) для цинка, а также некоторые виды родов *Astragalus*, *Stanleya* и *Xylorrhiza* для селена.

Вторые широко распространены, однако частота их встречаемости заметно увеличивается на участках, обогащенных тем или иным микроэлементом. Таким образом, растения этой группы в определенных условиях могут маркировать скрытые под почвой или наносами зоны рудной минерализации.

Лучше других изучены растения — локальные индикаторы меди, принадлежащие к семействам *Caryophyllaceae* и *Labiateae*, а также к мхам (*Bryophyta*). В Швеции по «медиистым» мхам было открыто три месторождения сульфидных руд, содержащих медь. Несколько медных месторождений было обнаружено в Замбии по растению *Osimut pomblei*. Известны также растения — локальные индикаторы олова, никеля, кобальта, урана и редких металлов.

Другая группа геоботанических особенностей растений включает изменения формы и окраски цветов и листьев, характера опушения растений, плотности стеблей, ветвей и лиственного покрова, связанные с наличием в почвах повышенных содержаний определенных микроэлементов. Под влиянием высоких содержаний некоторых элементов в почвах у растений даже могут возникнуть различные заболевания, выражющиеся в появлении уродливых форм, а в отдельных случаях геохимические аномалии определенных микроэлементов могут быть частично или

ТАБЛИЦА 55

ИЗМЕНЕНИЯ У РАСТЕНИЙ, СВЯЗАННЫЕ С ПОВЫШЕННЫМИ СОДЕРЖАНИЯМИ
НЕКОТОРЫХ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ПОЧВАХ

Элемент	Характер изменений
U, Th, Ra	В небольших дозах ускоряют рост и развитие растений. При высоких концентрациях ведут к появлению уродливых форм побегов, карликовости, появлению темноокрашенных или осветленных листьев
Фтор (топазовые грейзены)	Чрезвычайно раннее пожелтение и опадение листьев
B	Задержка в росте, созревании семян, карликовость, стелющиеся формы. Темно-зеленые листья, опаленность краев листьев. При наличии высоких концентраций в почве полное или частичное исчезновение растительности
Mg	Покраснение стеблей и черенков листьев, скручивание и отмирание краев листьев
Cr	Пожелтение листьев, в некоторых случаях поредение растительного покрова, вплоть до полного его исчезновения
Cu	Посветление листьев, омerteщение их кончиков, покраснение стеблей, образование стелющихся, вырождающихся форм. В отдельных случаях полное исчезновение растительности
Ni	Вырождение и исчезновение некоторых форм, появление белых пятен на листьях, уродливые формы, редукция лепестков венчика
Co	Появление белых пятен на листьях
Pb	Поредение растительного покрова, появление угнетенных форм, развитие аномальных форм у цветов и соцветий
Zn	Хлороз листьев и отмирание их кончиков, появление белых недоразвитых и карликовых форм
Nb	Появление белых налетов на стеблях и листьях некоторых видов растений
Be	Уродливые побеги у молодых особей сосны
TR	Резкое увеличение размеров листьев у некоторых древесных пород

Примечание. Таблица составлена по данным Е. Кэннон, Л. И. Грабовской и других исследователей.

полностью лишены растительности. В табл. 55 приведен характер изменений, наблюдавшихся у растений в связи с повышенным содержанием микроэлементов в почвах.

ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ БИОГЕОХИМИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ ПОИСКАХ МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Наиболее существенной положительной особенностью биогеохимического (фитогеохимического) метода поисков минеральных месторождений является его повышенная глубинность, обусловленная характером развития корневой системы растений. Однако, по сравнению с другими геохимическими поисковыми методами, рассматриваемый метод отличается повышенной трудоемкостью и более высокой стоимостью, которые обусловлены спецификой отбора и обработки фитогеохимических проб*. В этой связи применение биогеохимического метода оказывается целесообразным и эффективным в условиях, когда по тем или иным причинам нельзя использовать более экономичные литогеохимические методы поисков.

Подобные условия чаще всего возникают в пределах ландшафтов, характеризующихся развитием погребенных или выщелоченных с поверхности вторичных литогеохимических ореолов рассеяния, при наличии покрова аллохтонных отложений мощностью от 3—5 до 10—20 м или зоны интенсивного выщелачивания микроэлементов из верхних горизонтов почв. Так, например, использование биогеохимического метода целесообразно в условиях пустынных и полупустынных ландшафтов, несущих покровы эоловых песков мощностью до 30 м. Растения, произрастающие в резко выраженных аридных условиях, как правило, имеют глубокую корневую систему, проникающую на глубину до 25 м. К их числу относятся: песчаная акация (*Acacia raddiana*, *Acacia ehrenbergiana*), саксаул черный (*Haloxylon aphyllum*), верблюжья колючка (*Alhagi pseudoalhagi*), астрагал золотистый (*Astragalus aureus*), люцерна (*Medicago sativa*) и др. Опробование листьев деревьев в ряде случаев оказывается эффективным в условиях закрытых равнинных ландшафтов с мощностью аллохтонных отложений от 3 до 15 м. Следует иметь в виду, что глубинность биогеохимического метода обычно несколько превышает глубину проникновения корней в результате капиллярного поднятия грунтовых вод, связи корневой системы с трещинными водами и т. д.

Применение биогеохимического метода эффективно на болотах и торфяниках, где отбор почвенных проб обычно существенно затруднен. Как отмечает Л. И. Грабовская, биогеохимические ореолы в этих условиях довольно четко оконтуривают рудные тела, тогда как почвенные ореолы обычно очень нечеткие. Трудности с отбором литогеохимических проб, как правило, возникают также на площадях распространения крупноглыбового элювия, делювия или морены, где рыхлый почвенный материал проваливается вниз между крупными обломками, препятствуя взятию почвенной пробы. Опробование растений решает проблему геохимических поисков в пределах подобных участков. Наконец, биогеохимический метод может применяться в тропических и субтропических

* При проведении биогеохимических поисков в отряде или партии желательно иметь геоботаника или ботаника.

областях в районах, где почвы и верхние горизонты коры выветривания подвергаются интенсивному промыву, сопровождающемуся выносом микроэлементов — индикаторов рудоносности.

Сеть опробования при биогеохимических поисках определяется масштабом работ, а также конкретной задачей поисков. Биогеохимические поиски, как правило, ставятся в районах, где более ранними мелкомасштабными поисковыми работами уже были выявлены перспективы на те или иные виды минерального сырья. На этой стадии поисковых работ (масштаб 1 : 50 000 и крупнее) уже имеются хотя бы ориентировочные представления о возможных типах минеральных месторождений, которые могут присутствовать на изучаемой площади, и вероятных размерах связанных с ними биогеохимических ореолов. Эти данные являются основой для выбора оптимальной сети опробования. При этом следует иметь в виду, что если вероятность встречи минимально-аномальных и более высоких содержаний в пределах фитогеохимического ореола составляет не менее 0,5, то для того, чтобы иметь три аномальных значения содержаний в геохимической выборке, представляющей ореол, необходимо отобрать максимум 10 проб, а если задаться лишь одним «падением» в ореол, то достаточно будет 4 проб. При более высокой (чем 0,5) вероятности встречи выбранных критических значений содержаний в ореоле количество проб соответственно уменьшается (см. прил. 1).

Опробование растительности, как и другие виды геохимического опробования, проводится по профилям и маршрутам, задаваемым вкрест предполагаемого простирания рудных тел или рудоконтролирующих структур.

Пункты фитогеохимического опробования представляют собой участок местности площадью 25 м² для районов развития лесной растительности и от 1 до 5 м² для районов степей, полупустынь и пустынь. Такая площадь достаточно представительно характеризует растительность опробуемого участка и позволяет отобрать необходимое для пробы количество материала. Отбор и обработка (высушивание и озоление) фитогеохимических проб регулируются действующей Инструкцией по геохимическим методам поисков рудных месторождений (1965, с. 127—137). При этом рекомендуется выполнение определенных объемов опытных работ, без которых в ряде случаев трудно выбрать оптимальные условия проведения фитогеохимического опробования.

С учетом рассмотренных выше биогеохимических особенностей накопления микроэлементов растениями для опробования выбирают определенный вид растения или несколько видов. При этом руководствуются распространностью данного вида (выбранное растение должно быть достаточно равномерно распространено на опробуемой площади), глубиной проникновения его корневой системы (чем глубже, тем лучше), а также способностью выбранного растения к накоплению микроэлементов-индикаторов (этот вопрос целесообразно выяснить в процессе опытных работ). Растения концентраторы элементов-индикаторов рудоносности обычно не избираются в качестве объекта опробования в связи со сложным характером колебания в них содержаний концентрируемого элемента, часто не коррелирующихся прямо с распределением этого элемента в почве. В случае когда на различных участках исследуемой площади в связи со сменой растительных ассоциаций приходится опробовать различные виды растений, для каждого вида в отдельности оцениваются параметры фитогеохимического фона, а также

изучаются особенности накопления этим видом микроэлементов-индикаторов.

В связи с тем, что различные органы растений по-разному концентрируют микроэлементы, в пробу отбирают определенную часть растения

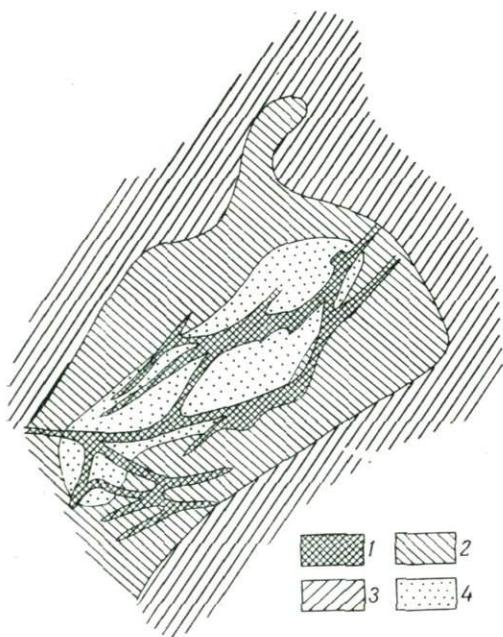
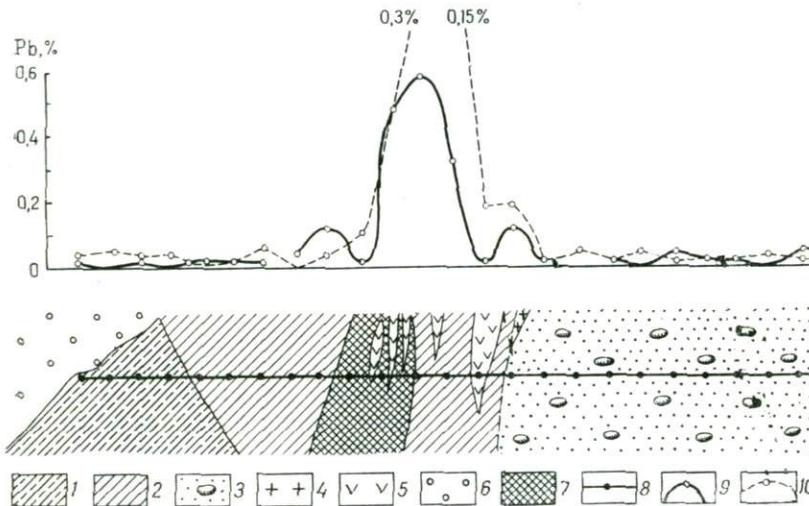


Рис. 85. Биогеохимические ореолы рассеяния берилля в районе редкометальных апогранитов (по Л. И. Грабовской)

1 — рудное тело; 2—4 — содержание Be в золе, % (2 — 0,0001—0,0003; 3 — 0,0004—0,0009; 4 — 0,0009—0,0019)

Рис. 86. Биогеохимический профиль через полиметаллическое месторождение (по Л. И. Грабовской)

1 — песчано-глинистые сланцы и роговики; 2 — осветленные песчано-глинистые сланцы; 3 — песчаники и конгломераты; 4 — гранит-порфиры; 5 — лампрофирсы; 6 — современные аллювиальные отложения; 7 — оруденелая тектоническая зона; 8 — пункты опробования березы; 9 — содержание элементов в листьях; 10 — содержание элементов в ветвях



(листья, стебли, ветви и т. д.). При этом необходимо опробовать растения примерно равного возраста. Учитывая сезонную изменчивость содержания микроэлементов в растениях, опробование целесообразно проводить в максимально сжатые сроки (не свыше двух, трех недель). При наличии в растительной ассоциации древесных пород обычно им должно отдаваться предпочтение по сравнению с травами и кустарником. Чаще

всего в пробу отбираются листья, хвоя с одновозрастных ветвей деревьев или кустарника, а также двух-трехгодичные ветви с листьями или хвоей. Соответствие возраста деревьев определяется ориентировочно по близости толщины ствола и примерно равной высоте. С целью получения представительных усредненных данных пробы отбираются равномерно со всех сторон дерева или кустарника. При опробовании трав обычно отбирают в пробу стебли и листья.

Масса фитогеохимической пробы определяется необходимостью получения достаточного количества золы для спектрального анализа (порядка 30 мг). Для этого масса пробы должна составлять примерно 20 г. При необходимости выполнения более сложных анализов масса пробы увеличивается до 100—400 г.

Результаты биогеохимических поисков оформляются в виде карт и планов биогеохимических (фитогеохимических) аномалий и соответствующих разрезов, на которых представлены данные опробования растительности (рис. 85, 86). Кроме моноэлементных карт могут составляться карты характерных индикаторных отношений между близкими по свойствам элементами, отношение которых в почвах и подстилающих породах резко изменяется при переходе от геохимического фона к ореолу минерального месторождения. При поисках медных месторождений таким отношением может быть Zn/Cu, для оловянных месторождений Zn/Sn, Zr/Sn, V/Sn, для месторождений редких металлов Mg/Li и т. д.

Оценка выявленной фитогеохимической аномалии заключается в выяснении связи ее происхождения с геохимическим ореолом месторождения или же с явлениями местного накопления тех или иных микрэлементов в специфическом элементарном ландшафте. Ложные фитогеохимические ореолы могут быть вызваны резкой сменой состава подстилающих пород (например, штоком ультрабазитов среди кислых пород), резким изменением pH почв и некоторыми другими факторами.

Фитогеохимические аномалии, интерпретации особенностей которых позволяют судить о их связи с геохимическими ореолами месторождений, проверяются в зависимости от конкретных условий использованием комплекса геофизических методов и последующим малометражным бурением с целью вскрытия рудного тела или его литогеохимического (первичного или вторичного) ореола.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОБОТАНИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ ПРИ ПОИСКОВЫХ РАБОТАХ

Использование геоботанических ореолов минеральных месторождений при поисковых работах имеет большие перспективы в связи с растущей ролью аэрогеологических и космогеологических методов поисков. Возможность цветного фотографирования растительности с использованием разнообразных фильтров, осуществляемого с самолетов и искусственных спутников Земли, позволяет фиксировать малейшие изменения в цвете растительного покрова, включая тона, неразличимые невооруженным глазом. Таким образом, могут обнаруживаться геоботанические цветовые аномалии, в том числе и вызываемые повышенными концентрациями рудных элементов и их спутников в почве и растениях.

Геологической службой США были проведены эксперименты по сравнению спектров отражения некоторых пород деревьев (*Picea rubens* и *Abies balsamea*), произрастающих в пределах геохимического фона

и в границах весьма контрастной почвенной аномалии меди и молибдена. Для спектров отражения *Picea rubens* было установлено различие в инфракрасной области спектра, в то время как спектры отражения *Abies balsamea* оказались существенно различными во всех областях.

Имеются также сведения об успешном использовании аэроботанических поисков на медь в областях влажных труднопроходимых джунглей, где площади развития медно-порfirовых руд выделялись по специфической ассоциации деревьев, не зависящей от других ландшафтных факторов (в том числе и от высоты участка).

При наземных поисках геоботанические признаки используются при самых различных масштабах, начиная со стадии рекогносцировочных поисков и до поисков в детальных масштабах, проводимых в закрытых или полузакрытых районах. Эти поисковые признаки, обобщенные В. В. Поликарпочкиным в Инструкции по геохимическим методам поисков (1965, с. 132), включают:

а) необъяснимую с точки зрения изменения внешних условий местобитания смену растительных ассоциаций с отклонениями видового состава от типических;

б) появление специфических растений-индикаторов;

в) изменение внешнего облика растений (появление обычно не свойственных растению форм листьев, цветов и т. п., необычная раскраска, особенно пышное развитие и т. п.);

г) отклонения в ритме развития растений (ранее или, наоборот, позднее цветение, ранний или поздний опад листьев и т. п.);

д) признаки угнетения или необъяснимое другими причинами отсутствие растительности.

В районах, для которых установлена эффективность использования геоботанических признаков, при поисках минеральных месторождений проводится систематическая геоботаническая съемка, заключающаяся в составлении специальных геоботанических карт, на которых выделяются площади, перспективные для проведения более детальных поисковых работ с применением соответствующего комплекса геохимических и геофизических методов.

Глава IX

АТМОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Наличие газовых ореолов в атмосфере над минеральными месторождениями различных типов было известно уже давно, однако состав и особенности их строения и поведения до настоящего времени изучены недостаточно. Причиной этого, в первую очередь, является отсутствие эффективных методик, с помощью которых можно было бы измерять низкие природные концентрации большинства газовых компонентов атмохимических ореолов месторождений полезных ископаемых.

Газовая съемка с определением летучих углеводородов, а также гелия, уже вошла в практику геологических поисков месторождений нефти и природного газа. При поисках месторождений урана с начала 40-х годов широко используются газовые ореолы радона, присутствующие в атмосфере и в почвенном воздухе над участками магматических, метаморфических или осадочных пород, несущих повышенные концентрации урана. Использование же в поисковых целях других газообразных компонентов атмохимических ореолов лишь только начинается и для большинства из них еще не вышло из стадии опытных работ. В 1971 г. во

всем мире с поисковыми целями было отобрано около 43 тыс. атмохимических проб (в это число не входят газовые пробы, отбирающиеся в процессе эманационных съемок при поисках урана).

В состав атмохимических ореолов минеральных месторождений входят все компоненты, присутствующие в рудах месторождений и продуктах гипергенного разрушения в виде газов, а также жидкие и твердые компоненты руд, обладающие в атмосферных условиях поверхности земной коры высоким давлением паров, что облегчает их переход в газообразное состояние при температурах нижнего слоя атмосферы (табл. 56).

ТАБЛИЦА 56

СОСТАВ АТМОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ
МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Источник газовых компонентов ореолов	Состав газов
Газовая составляющая пород	Br, Cl, F, CO ₂
Газовые продукты радиоактивного распада	Rn
Газовые продукты гипергенных реакций рудных и жильных минералов	SO ₂ , CO ₂ , H ₂ S, F
Твердые и жидкые компоненты пород и руд, обладающие высокой летучестью	Hg, I

разное состояние при температурах нижнего слоя атмосферы (табл. 56). Ниже приведены данные о фоновом содержании возможных газов-индикаторов в атмосфере, мкг/м³ (McCarthy, 1973):

Hg*	SO ₂	H ₂ S	F	Cl	Br	I
0,02	2	3—30	0,05	1—5	2	0,1

* Данные для ртути, по-видимому, завышены. В действительности фоновые содержания ртути в воздухе обычно не достигают 0,01 мкг/м³.

В настоящее время хорошо изучены газовые ореолы ртути, связанные с собственно ртутными месторождениями, а также с месторождениями сульфидов, содержащими ртуть в виде незначительной примеси. Впервые пары ртути в почвенном воздухе были обнаружены Е. Сергеевым в 1961 г. над рудными зонами месторождения Хайдаркан, содержащими киноварь.

Всесторонние исследования, проведенные В. З. Фурсовым на ряде месторождений ртути СССР, М. А. Карасиком и А. П. Большаковым (1965) в районе Никитовского месторождения киновари, а также И. А. Хайретдиновым на месторождениях ртути в Туве, позволяют судить о том, что концентрация ртути в почвенном воздухе при среднем фоновом содержании, колеблющемся в пределах 100—200 $\text{нг}/\text{м}^3$ *, возрастает над месторождениями киновари до тысяч, десятков тысяч и даже сотен тысяч $\text{нг}/\text{м}^3$.

В. З. Фурсов (1970) подсчитал, что в почвенном воздухе при содержании в почве 80—200 млн.^{-1} ртути в зависимости от температуры равновесное количество паров ртути составит от 100 (при 2—10°C) до 500 $\text{нг}/\text{м}^3$ (при 20°C). Пары ртути могут проникать через толщу пористых рыхлых образований на десятки метров. Газовые ореолы рассеяния ртути в морене мощностью более 20 м, перекрывающей месторождение полиметаллических сульфидных руд, были выявлены в Канаде. Отбор проб почвенного газа по сетке 30×60 м в районе рудника Кортес (штат Невада, США) позволил оконтурить по содержанию паров ртути месторождение вкрапленных руд золота, перекрытое толщей гравия мощностью до 30 м (Distribution of gold, 1969).

С помощью газовой съемки на ртуть в закрытых районах может изучаться трещинная тектоника картируемой площади. В. З. Фурсов (1968), изучавший последствия ташкентского землетрясения, отметил, что воздух, выкачанный из скважин над скрытыми тектоническими нарушениями, содержал в 15 раз больше ртути, чем почвенный воздух, отобранный вдали от трещинных зон. Существенное повышение содержания паров ртути в почвенном воздухе над активными сейсмическими зонами также отмечается И. А. Хайретдиновым (1971), который подчеркивает, что эта особенность атмохимических аномалий ртути должна учитываться при интерпретации результатов газовых геохимических съемок.

В атмосферном воздухе по мере удаления от поверхности земли концентрация ртути падает достаточно резко. Так, например, по данным Геологической службы США концентрация паров ртути в воздухе в районе ртутного рудника Орд (штат Аризона, США) достигала 20 000 $\text{нг}/\text{м}^3$ непосредственно на уровне земли. На высоте 120 м содержание ртути понизилось до 120 $\text{нг}/\text{м}^3$. Характерно, что эта аномалия в воздухе показала четкую зависимость от направления ветра. С надветренной стороны аномалия прослеживалась на расстоянии 30 м от рудника, в то время как с подветренной стороны фоновые содержания ртути в воздухе наблюдались уже на расстоянии 10 м от источника паров ртути. При более низком содержании ртути в почвенном воздухе уменьшение последнего при переходе из почвенного в атмосферный воздух может быть еще более значительным. Так, в районе рудника Кобальт (шт. Онтарио, Канада) в почвенном воздухе было найдено 2000 $\text{нг}/\text{м}^3$.

* 1 нг — нанограмм — равен $1 \cdot 10^{-9}$ части грамма.

ртути, а в воздухе на высоте 1 м над почвой всего 10—12 нг/м³ (McCarthy, 1973). Следует отметить, что использование надпочвенных атмогеохимических ореолов ртути в качестве поискового критерия встречает ряд трудностей, обусловленных влиянием погодных условий и связанной с этим сложностью интерпретации воздушных аномалий. Характерным примером могут служить описанные Мак Карти (McCarthy, 1973) эксперименты, проведенные в полевой сезон 1971 г. на руднике Першиг (США). Изучение проб воздуха, отобранных на высотах до 120 м над уровнем почвы в районе этого рудника, показало изменчивое в зависимости от атмосферных условий содержание ртути на различных высотах. При содержании ртути у поверхности земли 400 нг/м³, содержание на высоте 120 м лишь в отдельные моменты достигало 350 нг/м³. Существенное снижение концентрации ртути в воздухе отмечалось после дождя. Следует отметить, что по сравнению с аномалиями, находимыми в почвенном воздухе, надпочвенные атмогеохимические аномалии над месторождениями сульфидов, не содержащими высоких концентраций ртути, часто очень слабы (до 10—20 нг/м³). Последнее позволяет судить об ограниченных перспективах применимости этого метода при более или менее детальном масштабе поисков.

В то же время при проведении рекогносцировочных геохимических поисков, с целью выделения перспективных районов для последующего более детального изучения, метод прямого определения ртути с самолета, вертолета или автомашины заслуживает серьезного внимания.

Положительные результаты использования вертолетов для диагностики аномалий ртути в воздухе описаны В. З. Фурсовым (1970). Геологическая служба США, начиная с 1965 г., ведет разработку атмогеохимических поисков ртути с самолета. Успешные опыты по обнаружению аномалий ртути в воздухе с движущейся автомашиной описывает Мак Карти (McCarthy, 1973). В Австралии аномалии ртути в воздухе были обнаружены над месторождениями меди, никеля и цинка. При фоновом содержании ртути в воздухе, равном 1 нг/м³, содержание ртути в воздухе над проявлениями сульфидной минерализации поднималось до 11 нг/м³. При этом размеры атмогеохимической аномалии в несколько раз превосходили размеры месторождений в плане. В провинции Онтарио (Канада) в процессе атмогеохимической съемки, проводившейся с движущейся автомашиной, были выявлены газовые ореолы ртути над месторождением самородного серебра и тетраэдрита. Повышенные количества ртути в воздухе сохранялись и в зимний период при понижении температуры до —10 °C.

Газовые ореолы SO₂ характерны для месторождений, содержащих в своем составе сульфиды. Сернистый газ, который образуется в процессе окисления минералов, содержащих серу, накапливается в почвенном воздухе над месторождениями в количествах от 25 до 50 частей на миллиард при фоновой концентрации от 2 до 10 частей на миллиард. Атмогеохимические ореолы SO₂ были обнаружены над весьма различными типами месторождений, содержащих в составе руд сульфиды, в разнообразных климатических условиях. Отмечается проникновение SO₂ через толщи рыхлых отложений значительной мощности.

Гораздо меньше сведений имеется о присутствии в газовых ореолах месторождений, содержащих сульфиды, H₂S. Аномальные количества сероводорода были, в частности, определены А. Ф. Фредериксоном (Frederikson, Lennerts, Keloy, 1971) в воздухе над золоторудными месторождениями в районе Крипл Крик (штат Колорадо, США). Они более

чем в два раза превышали фоновое содержание этого газа в воздухе над месторождениями.

Окисление сульфидов и образование SO_2 при увлажнении окисляющегося материала сопровождается появлением сначала сернистой, а затем серной кислоты в поверхностных растворах, омывающих измененные минералы. Серная кислота при наличии в рудах флюорита или карбонатов взаимодействует с ними с образованием соответственно фтористоводородной кислоты или углекислого газа. Таким образом, совместное присутствие в рудах флюорита и сульфидов может явиться причиной появления в воздухе над рудной зоной аномальных концентраций фтора. Точно так же повышенные концентрации углекислоты должны маркировать скопления сульфид-карбонатных руд.

Дополнительным источником галоидов фтора и хлора в воздухе над разрушающимся рудным месторождением могут явиться газово-жидкие включения в жильных и рудных минералах месторождений, содержащие в своем составе растворимые соли хлоридов и фторидов.

Наличие атмогеохимических аномалий фтора и хлора было зафиксировано над некоторыми месторождениями грейзеновой формации, а также золоторудными месторождениями штата Колорадо (США). Аномальные содержания галоидов в три с лишним раза превышали среднее значение геохимического фона, установленное для района.

Данные по распределению CO_2 в атмогеохимических ореолах рудных месторождений весьма ограничены. Наиболее интересная информация по этому вопросу была опубликована А. В. Нетребой и др. (1971), обнаружившими высокие (более 5%) концентрации CO_2 в почвенном газе над зонами разломов, контролирующими ртутную минерализацию.

Весьма скучные сведения имеются также по газовым аномалиям брома и иода. Дж. Мак Карти (McCarthy, 1973) в своей сводной работе по газовым ореолам рудных месторождений приводит данные А. Бэринджера о наличии аномальных концентраций брома и иода над известными месторождениями медно-порфировых руд в штате Аризона, а также над нефтеносными районами в штате Калифорния (США).

ОПРОБОВАНИЕ АТМОГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ И АНАЛИЗ ГАЗОВ

Изучение атмогеохимических ореолов предусматривает отбор проб почвенного воздуха или опробование воздуха на некоторой высоте над поверхностью земли. Способ отбора проб в каждом конкретном случае тесно связан с методикой последующего анализа газовых компонентов ореола. Весьма низкие содержания газов-индикаторов в ореолах минеральных месторождений значительно затрудняют аналитическую процедуру, являясь главным фактором, задерживающим развитие рассматриваемых методов поисков.

Наиболее прогрессивными с этой точки зрения являются прямые методы определения газов с помощью высокочувствительных приборов, позволяющих измерять фоновые содержания отдельных газов в воздухе. К числу таких приборов относятся атомно-абсорбционные измерители микроколичеств ртути, используемые у нас в стране, а также выпускаемые рядом компаний в США и Канаде («Бэринджер», «Скинтрекс» и др.), масс-спектрометры специального назначения, применяемые для непосредственного измерения ультрамикроколичеств хлора, фтора, ртути и сероводорода в воздухе (Frederikson, Lennerts, Kely, 1971) и, на-

конец, так называемый корреляционный спектрометр, с помощью которого можно определять в воздухе ничтожную примесь сернистого газа, брома и иода. Использование приборов такого рода, установленных на самолете, вертолете или автомашине, позволяет при поисках вести непрерывное мобильное опробование воздуха.

При использовании менее чувствительных методов анализа приходится отбирать большие объемы воздуха, концентрируя из него нужный газ тем или иным способом. Для этого воздух пропускается через твердый фильтр с коллектором или через жидкость, в которой собирается нужный для анализа газовый компонент.

Например, в качестве коллектора для ртути в подобных методиках применяются золото или серебро, амальгамирующие пары ртути; серные газы, в свою очередь, хорошо концентрируются при пропускании воздуха через воду и т. д. Для последующего анализа концентрированных газов используются методы газовой хроматографии, избирательного ионного электрода и др. Сконцентрированная на коллекторе или в водном растворе ртуть может анализироваться при помощи различных методов, включая колориметрический и спектральный анализы.

Отбор проб воздуха над поверхностью земли обычно осуществляется путем прямого введения его в высокочувствительный измеряющий прибор, установленный на двигающемся транспорте (самолете, вертолете или автомобиле) или же в специальный агрегат, включающий коллектор газа. Доказана возможность прямого оптического определения повышенных концентраций паров ртути и иода в воздухе с летательных аппаратов, включая искусственные спутники Земли. Предварительные эксперименты, проведенные в стрatosфере с помощью шаров-зондов компанией «Бэринджер Ресеарч Лимитед» (Канада), дали положительные результаты.

Отбор проб почвенного воздуха производится путем активного или пассивного его выкачивания из почвы. Активное выкачивание почвенно-го воздуха осуществляется при помощи специальных насосов из мелких скважин или же непосредственно с поверхности почвы. Пассивный метод откачки широко используется, например, в Геологической службе США. Для этой цели применяется пластиковое полушарие, в верхней части которого имеется отверстие с укрепленным в нем серебряным фильтром-коллектором. Полушарие устанавливается на поверхность почвы после того, как с нее снят верхний слой толщиной 1—2 см. Через 2 ч серебряный фильтр снимают и направляют для анализа (McCarthy, 1973).

Опробование надпочвенного воздуха на различной высоте над поверхностью земли с движущейся автомашиной, самолета или вертолета, с непрерывной регистрацией изменения количества анализируемых газов в воздухе, имеет, как уже отмечалось, значительные перспективы при мелкомасштабных рекогносцировочных поисках, особенно в слабоизученных регионах вдали от промышленных предприятий, которые могут явиться загрязнителями атмосферы.

Геохимическое опробование почвенного воздуха может применяться при детальных поисках в условиях отсутствия или недостаточного числа обнажений с целью выявления атмохимических ореолов минеральных месторождений, скрытых под наносами.

Следует подчеркнуть, что прогресс в области атмохимических поисков в значительной мере зависит от совершенствования аналитической аппаратуры.

Глава X

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ И УСЛОВИЯ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ МАСШТАБА И ЗАДАЧ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Каждая стадия геологопоисковых и разведочных работ характеризуется сочетанием определенных задач, которые могут решаться с помощью геохимических методов, а также специфическими особенностями комплексирования этих методов между собой и с другими, в частности геофизическими, поисковыми методами. Максимальная эффективность применения геохимических методов поисков и разведки может быть достигнута только при правильном соблюдении рациональной стадийности их применения в соответствии с положениями действующей инструкции.

Стадия мелкомасштабной геологической съемки и поисков (масштаб 1 : 200 000—1 : 100 000). Основные направления этого этапа геохимических исследований очень четко определены «Инструкцией по геохимическим методам поисков рудных месторождений» (1965):

1. Попутное (с геологической съемкой) изучение особенностей региональной геохимической специализации магматических, метаморфических и осадочных пород с целью выявления потенциально-рудоносных геологических комплексов, а также получение геохимических данных для решения ряда геологических вопросов, связанных с изучением магматизма, метаморфизма, литологии, условий осадконакопления, уровня эрозионного среза территории и т. д.

2. Одновременные с геологическими съемками рекогносцировочные литогеохимические поиски того же масштаба по вторичным потокам рассеяния в современной гидросети. Иногда эти работы целесообразно сочетать с гидрогеохимическими поисками.

Главной задачей регионального геохимического прогнозирования и рекогносцировочных поисковых работ в рассматриваемых масштабах является выявление и оконтуривание районов для постановки более детальных поисковых работ на конкретные полезные ископаемые. В некоторых случаях рекогносцировочные поиски по донным осадкам гидрографической сети в слабо изученных районах могут опережать геологическую съемку.

В условиях открытых районов с развитой гидрографической сетью, вскрывающей, хотя бы частично, коренные породы из двух перечисленных методов, преимущество должно быть отдано методу донных осадков. К открытым районам относятся площади, в пределах которых коренныерудовмещающие породы обнажаются на дневной поверхности или же перекрыты элювиально-делювиальными отложениями ограниченной мощности, в которых в результате разрушения рудных тел и их первичных ореолов формируются открытые вторичные ореолы рассеяния. Подобные условия преимущественно характерны для горных районов.

нов с расчлененным рельефом, а также для равнинных площадей, где коренные породы перекрыты аллохтонными и автохтонными отложениями сравнительно небольшой мощности. В открытых районах со слабой обнаженностью коренных пород геохимические поиски по донным осадкам поверхностных водотоков являются единственным методом, позволяющим получить систематическую геохимическую информацию о районе поисковых работ.

По объему получаемой информации этот метод значительно превосходит существенно более трудоемкий шлиховой метод, поскольку комплекс элементов-индикаторов в потоках рассеяния гораздо более представителен по сравнению с минеральной ассоциацией тяжелой фракции шлихов. На примере горно-таежных ландшафтов Забайкалья можно судить, что даже для редкometальных месторождений, обычно содержащих тяжелые рудные минералы, метод донных осадков позволяет выявлять месторождения и рудопроявления, не фиксируемые шлиховым опробованием (Безверхний, 1968). Комплексирование геохимических поисков по донным осадкам с шлиховым опробованием целесообразно при поисках золота и платины.

Опробованию коренных пород в условиях открытых районов представляется вспомогательная роль источника дополнительной геохимической информации, касающейся особенностей распределения элементов-индикаторов в наиболее интересных с поисковой или геологической точек зрения типах пород, встречаемых в обнажениях. Во всех случаях геохимическому опробованию подлежат все обнаруживаемые в маршрутах потенциально-рудоносные образования: зоны минерализации, разломов, измененных пород, жильные тела и т. д. Подобные образования могут оказаться практически интересными рудопроявлениями или же первичными геохимическими ореолами скрытой перспективной минерализации. В целом же следует иметь в виду, что мелкомасштабное геохимическое картирование по коренным породам дает ценную информацию о геохимической специализации геологических комплексов, однако при работах в рассматриваемых масштабах этот метод не может служить средством выявления на закартированной площади как первичных, так и вторичных геохимических ореолов минеральных месторождений. В то же время геохимические поиски по донным осадкам поверхностных водотоков позволяют судить как о геохимической специализации различных типов пород, так и о присутствии в районе поисков геохимических аномалий, которые могут оказаться первичными или вторичными ореолами месторождений полезных ископаемых.

Геохимическое картирование по коренным породам при рекогносцировочных поисковых работах в открытых районах приобретает более важное, а в некоторых случаях и ведущее значение в условиях, когда опробование донных осадков по тем или иным причинам затруднено. Подобные условия обычно возникают в аридных областях, где рациональное сочетание опробования донных осадков и геохимического картирования по коренным породам дает наибольший эффект. Отбор донных осадков местами также может быть затруднен в горных районах с большой скоростью водотоков, что следует иметь в виду при организации мелкомасштабных геохимических поисков в резко расчлененных горных областях.

В равнинных областях с плохой обнаженностью и недостаточно развитой гидросетью дополнительная поисковая информация может быть получена путем гидрохимического опробования колодцев и вы-

ходов грунтовых вод, сочетающегося с отбором проб донных осадков из поверхностных водотоков.

В закрытых районах, где коренные породы перекрыты мощными толщами дальнеприносных (аллохтонных) осадков и реки не вскрывают коренных пород, метод донных осадков в большинстве случаев не является эффективным.

Единственным более или менее полным источником геохимической информации при мелкомасштабной съемке закрытых районов служит керн картировочных скважин, задаваемых по редкой сети в процессе геологической съемки территории. В этой связи геохимическое картирование по коренным породам для условий закрытых районов является главным методом, который позволяет оценивать перспективы изучаемого района по особенностям геохимической специализации пород, вскрытых картировочными скважинами, а также рационально направлять дальнейшие поисковые работы.

Возможность рекогносцировочной оценки перспектив закрытых районов по результатам геохимического изучения керна картировочных скважин существенно повышает эффективность поисков в закрытых районах, резко сокращая объемы детализационного бурения на последующих стадиях поисковых работ. Хорошим примером могут служить поиски медно-никелевых руд, связанных с массивами ультраосновных пород и ультрабазитов в пределах закрытых территорий древних платформ. Собственно массивы ультраосновных-основных пород под мощной толщей аллохтонных отложений успешно оконтуриваются в процессе геофизических съемок. Однако в дальнейшемрудоносность каждого отдельного массива без использования геохимических методов может быть оценена только путем систематического разбуривания закрытого массива сетью глубоких скважин. Возможность оценки потенциальной рудоносности массива по данным геохимического изучения керна единичных скважин позволяет во много раз сократить объемы поискового бурения, сосредоточив буровые работы лишь в пределах потенциально-рудоносных массивов и комплексов.

Пробы, отобранные в процессе мелкомасштабных геохимических поисков из донных осадков гидрографической сети, а также из коренных пород, после соответствующей обработки* анализируются на широкий круг элементов.

Последнее объясняется как возможностью развития в пределах исследуемой площади различных по составу рудных месторождений, так и многокомпонентностью ореолов, сопровождающих месторождение любой рудной формации. Это обстоятельство, а также значительное число отбираемых геохимических проб требуют использования наиболее дешевых методов анализа, среди которых экспрессный приближенно-количественный спектральный анализ пока вне конкуренции.

Перечень элементов, на которые должны анализироваться отобранные геохимические пробы, определяется прежде всего металлогеническими особенностями исследуемого района и обязательно должен включать основные элементы-индикаторы типоморфных для района рудных формаций. Кроме этих элементов, пробы должны анализироваться на элементы-индикаторы других возможных рудных формаций, в районе еще не установленных.

* Требования к обработке геохимических проб см. в «Инструкции по геохимическим методам поисков рудных месторождений» (1965).

Е. М. Квятковский, рассматривая рациональный комплекс элементов-индикаторов при геохимических поисках, отмечает, что в рудах эндогенных месторождений практически любого генетического типа в достаточно высоких концентрациях всегда присутствует хотя бы один из перечисленных ниже 13 ведущих элементов-индикаторов: бериллий, фтор, сера, ванадий, хром, никель, медь, мышьяк, молибден, олово, ртуть, свинец, уран.

ТАБЛИЦА 57

ЭЛЕМЕНТЫ-ИНДИКАТОРЫ РАЗЛИЧНЫХ ПО СОСТАВУ МИНЕРАЛЬНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Тип месторождения	Главные элементы-индикаторы, обязательные определяемые приближенно-количественным спектральным анализом	Дополнительные элементы-индикаторы, определяемые специальными методами
Медно-никелевые в основных и ультраосновных породах	Cu, Ni, Co, Zn	S
Редкометалльные апограниты и пегматиты	Be, Sn, Nb, Ta, W	Li, Cs, Rb, F
Оловянно-вольфрамовые кварцево-гнейзеновой формации	Be, Sn, W, Mo, Bi	Li, Rb, F
Редкометалльные карбонатиты	Nb, Zr	U, P
Вольфрам-молибденовые в скарнах	W, Mo, Sn, Cu, Be, Bi	—
Висмутовые в скарнах	Bi, Cu, Pb, Zn	—
Оловянно-сульфидные	Sn, Sb, Pb, Cu, Ag, Zn	—
Полиметаллические	Pb, Zn, Cu, Ag, Ba	—
Золоторудные	Sb, As, Ag	Au
Медно-порфировые	Cu, Zn, Mo, W, As, Sb	—
Медные	Cu, Pb, Zn, Ag, Mo	—
Урановые гидротермальные	Pb, Mo, Zn, Ag, Cu	U
Сурьмяно-ртутные и ртутные	As, Sb, As, Ba	Hg
Целестиновые	Sr	—
Фосфориты	—	P
Общий перечень	Be, Sn, Mo, W, Nb, Zr, Bi, Ta, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Ag, Sb, As, Ba, Sr	Li, Cs, Rb, Au, Hg, U, F, S, P

Несколько более расширенный перечень элементов-индикаторов приведен в табл. 57. Этот перечень в основном включает элементы, определяемые методом экспрессного приближенно-количественного спектрального анализа. Только небольшое число элементов требует применения более трудоемких, специальных методов анализа. Это редкие щелочи и фтор-индикаторы месторождений редких металлов, золото, уран и ртуть — прямые индикаторы золоторудных, ртутных и урановых месторождений. Если анализ всех геохимических проб на элементы, определяемые экспрессным спектральным анализом, является обязательным, то анализу на редкие щелочи, фтор, уран, ртуть, золото, серу, фосфор могут быть подвергнуты только пробы из тех участков, где экспрессным спектральным анализом установлены аномальные концентрации других элементов-индикаторов этих типов месторождений (см. табл. 57).

Геохимические поиски в масштабе 1 : 200 000—1 : 100 000 комплексируются с воздушными и наземными геофизическими съемками в соответствующих масштабах. Это особенно важно для закрытых районов, где единственным источником геохимической информации, как уже отмечалось, является керн картировочных скважин. В этих условиях целесообразно некоторое опережение геофизических съемок по отношению к картировочному бурению, сопровождающемуся геохимическим картированием коренных пород.

Результатом геохимического картирования и поисков в масштабе 1 : 200 000—1 : 100 000 являются геолого-геохимические карты прогноза, определяющие рациональное направление дальнейших поисковых работ на изученной территории. На этих картах, в первую очередь, должны быть оконтурены участки, которые, исходя из особенностей распределения аномальных содержаний элементов-индикаторов в донных осадках поверхностных водотоков, заслуживают более детального изучения с целью выявления вероятных площадных геохимических аномалий.

Для районов, где проводилось геохимическое картирование по коренным породам, на картах выделяются также массивы и комплексы пород, которые по особенностям геохимической специализации являются перспективными на тот или иной тип оруденения и, с этой точки зрения, заслуживают более детального опоискования.

Судя по мировому опыту последних двадцати лет, геохимические поиски в масштабе 1 : 200 000—1 : 100 000 являются основой мелкомасштабных геологопоисковых работ.

Стадия геологического картирования и поисков в масштабе 1 : 50000. Геохимические поиски в этом масштабе отличаются от рассмотренных выше большей детальностью выполняемого геохимического картирования по донным осадкам (или по коренным породам), а также постановкой на перспективных участках изучаемой территории, выделенных в процесс мелкомасштабных работ, площадных геохимических поисков с целью выявления первичных и вторичных геохимических ореолов рудных месторождений.

Комплексирование геохимических методов в этих случаях всецело определяется ландшафтно-геохимическими условиями района работ, в частности соотношением обнаженных и закрытых участков на площади проведения поисков. В соответствующих условиях, исключающих эффективное использование литогеохимических методов на этом этапе поисковых работ, в перспективных участках могут проводиться биогеохимические поиски, а также гидрохимическое опробование подземных вод.

Подобные условия в ряде случаев возникают в аридных областях, где коренные породы закрыты толщей дальнеприносных песков, а также в болотистых и залесенных районах с покровом осадков и почв, не превышающих критическую глубину, через которую корневая система деревьев может проникнуть до коренных пород или хотя бы до коры выветривания.

Так, например, использование песчаной акации в пустынях Северной Африки, а также саксаула и некоторых других видов пустынной растительности в аридных областях Средней Азии, оказалось эффективным в районах, где отбор проб донных осадков был затруднен. Применимость биогеохимических методов была успешно доказана также для закрытых и заболоченных участков в пределах Украинского кристаллического массива, Восточного Забайкалья и других районов.

В свою очередь, гидрогеохимическое опробование колодцев и родников в ряде случаев является единственным источником поисковой геохимической информации в условиях равнинных аридных и субаридных областей, перекрытых толщей рыхлых дальнеприносных отложений мощностью до 10—15 м.

Детализация опробования потоков рассеяния, несущих аномальные содержания элементов-индикаторов в донных осадках гидросети, на этой стадии поисков обычно приводит к оконтуриванию площади, являющейся источником сноса. В пределах выделенных, таким образом, перспективных участков ставятся площадные поиски с отбором проб по сетке в соответствии с масштабом работ. Задача площадного опробования в данном случае состоит в выявлении вторичных и первичных геохимических аномалий (в зависимости от степени обнаженности участка), с целью их последующего более детального изучения. Для обеспечения расширения эффективного радиуса действия единичных проб, отбираемых при этом масштабе поисков по достаточно редкой сети, необходимо широкое привлечение методов и приемов анализа и обработки проб, позволяющих «усилить» слабоконтрастные аномалии. Среди них прежде всего должны быть названы методы построения суммированных (аддитивных и мультиплексивных) ореолов, подробно рассмотренные выше. Использование этих методов является особенно важным при построении геохимических основ к прогнозным картам рудоносного фундамента закрытых районов, поскольку монозлементные аномалии в силу их слабой контрастности и ограниченных размеров для этих целей практически не пригодны.

Для расширения радиуса эффективного действия картировочных скважин в закрытых районах с определенным металлогеническим обликом (районы, перспективные на сульфидные, оловорудные и другие типы месторождений) с успехом может быть использован также метод избирательного анализа различных фракций проб, в частности тяжелых.

Как показывает практика, геохимическое опробование потенциально-рудоносных геологических образований, выполненное непосредственно в процессе геологической съемки открытых районов в масштабе 1:50 000, позволяет зафиксировать наиболее крупные геохимические аномалии и с определенной степенью надежности установить их природу (связь с рудными формациями различных типов), примерный уровень эрозионного среза относительно возможных рудных залежей и т. п.

В ряде случаев в процессе поисковых работ рассматриваемого масштаба в пределах отдельных перспективных участков, выделенных при проведении регионального геохимического прогнозирования, целесообразно детализировать поисковые работы до масштаба 1:25 000—1:10 000. Подобно тому, что отмечалось для поисков более мелкого масштаба, геохимические методы на рассматриваемой стадии поисковых работ комплексируются с региональными геофизическими съемками.

Результатом геохимического картирования в масштабе 1:50 000 являются соответствующие прогнозные геолого-геохимические карты, на которых выделяются первичные и вторичные (в том числе биогеохимические и гидрогеохимические) геохимические аномалии, выявленные в процессе поисков, а также массивы магматических пород, метаморфические и осадочные геологические комплексы, признанные потенциально перспективными по характеру геохимической специализации.

Стадия детальных поисков в масштабе 1 : 25 000—1 : 10 000 и крупнее. Детальные геохимические поиски проектируются по результатам геохимических съемок более мелких масштабов и ставятся на площадях, перспективность которых доказана на более ранней стадии поисковых работ. Задачей геохимических поисков в масштабе 1 : 25 000—1 : 10 000 и крупнее является систематическое изучение ранее выделенных перспективных площадей с целью оконтуривания и предварительной оценки всех присутствующих на этой площади геохимических аномалий. В зависимости от ландшафтно-геохимических условий района производится комплексирование литогеохимических методов поисков по первичным и вторичным геохимическим ореолам с биогеохимическим и гидрогоеохимическим методами. Основным поисковым методом на стадии детальных геохимических поисков является систематическое опробование поверхности по сетке, параметры которой выбираются таким образом, чтобы получить полное представление о масштабах и геохимических особенностях аномалий, развитых в пределах картируемой территории.

На площадях, характеризующихся достаточной обнаженностью коренных пород, эффективным является проведение поисков по первичным геохимическим ореолам.

При интерпретации выявленных геохимических аномалий в коренных породах последовательно решаются следующие основные задачи.

Определение формационной природы аномалий. Эта задача в большинстве случаев решается на основе учета металлогенических особенностей исследованного района (типы развитых в районе месторождений), а также результатов минералогических наблюдений, выполненных в процессе геохимического опробования или последующего полевого осмотра аномалий (наличие типоморфных для отдельных типов месторождений минеральных ассоциаций и др.). Используется также метод аналогии — сравнение выявленных аномалий с ореолами известных в районе месторождений. При отсутствии подобных месторождений для указанной цели могут быть использованы ряды поперечной зональности элементов-индикаторов, приведенные выше.

Оценка уровня эрозионного среза геохимических аномалий. Одним из важнейших компонентов интерпретации геохимической аномалии является оценка уровня ее эрозионного среза. Отметим, что речь идет об уровне эрозионного среза аномалии относительно рудного тела, с которым данная аномалия связана. Нетрудно убедиться, что этот уровень в общем случае не будет совпадать с уровнем эрозионного среза участка исследований. Благодаря кулисному расположению рудных тел в разрезе могут быть встречены случаи, когда на участке с максимальной глубиной эрозии среза будут развиты надрудные геохимические ореолы (над слепым оруденением), а на участках, менее эродированных, — подрудные ореолы (глубокий эрозионный срез аномалий).

Для оценки уровня эрозионного среза геохимической аномалии используется вертикальная зональность первичных ореолов, подробно рассмотренная выше. При этом следует иметь в виду, что в процессе поисков обычно выявляются сложные по строению аномалии, образовавшиеся в результате совмещения в пространстве ореолов сопровождающих более или менее разобщенные в пространстве рудные тела. В связи с тем, что уровни эрозионного среза ореолов каждого из этих тел могут быть резко различными, в пределах общей аномалии должны быть выделены вероятные *элементарные аномалии* (аномалии, отвечающие

отдельным рудным телам) с последующей оценкой уровня эрозионного среза каждой из них в отдельности. Элементарные аномалии обычно легко фиксируются эпицентрами аномалий элементов-индикаторов и, в первую очередь, основных компонентов данного типа оруденения. Подобный дифференциальный подход к интерпретации геохимических аномалий необходим потому, что часто в непосредственной близости от слепого и слабоэродированного оруденения встречаются подрудные ореолы или же ореолы, развитые на уровне корневых частей практически полностью эродированных рудных тел.

На участках с частичной (островной) обнаженностью результаты опробования коренных пород нередко дают искаженное представление об интенсивности и других особенностях первичных ореолов. Следует иметь в виду, что интенсивное разрушение коренных пород и формирование рыхлого чехла прежде всего проходит на тектонически наиболее нарушенных участках, сопровождающихся околоврудными изменениями пород и т. д., т. е. именно в пределах потенциально рудоносных геологических образований. В подобных случаях первичные ореолы могут быть полностью или частично перекрыты рыхлыми отложениями и по этой причине пропущены при опробовании только коренных пород. Таким образом, при поисковых работах в рассматриваемых масштабах на площадях с частичной обнаженностью целесообразно в первую очередь проводить площадное опробование элювиально-делювиальных отложений с целью выявления, оконтуривания и изучения вторичных ореолов рассеяния. «Комбинированное» площадное геохимическое опробование, когда в пределах частично обнаженных площадей опробуются как рыхлые отложения, так и коренные породы, методически является ошибочным. В подобных случаях площадное опробование рыхлого чехла может сопровождаться опробованием коренных пород только по единичным профилям. При этом выделение и сравнение первичных и вторичных ореолов должно производиться с учетом параметров фонового распределения элементов-индикаторов раздельно в коренных породах и рыхлых отложениях, так как значения этих параметров обычно существенно отличаются.

Систематическое опробование рыхлых отложений по сетке является также основным поисковым методом на слабо обнаженных и полностью закрытых площадях, где ландшафтно-геохимические условия позволяют ожидать наличия открытых остаточных или наложенных вторичных ореолов рассеяния. Задачей опробования в данном случае является сбор достаточного количества геохимической информации для уверенного определения типа и формационной принадлежности гипергенной геохимической аномалии. При наличии резко ослабленных с поверхности или глубоко погребенных геохимических аномалий используются биогеохимические методы, существенно повышающие глубинность поисков, а также гидрогоеохимическое опробование подземных вод. Однако информация, получаемая при помощи этих методов на стадии детальных поисков, как правило, не может считаться достаточной. В этой связи главным методом детального геохимического изучения закрытых перспективных площадей, выявленных на более ранних стадиях поисковых работ, является глубинная литогоеохимическая съемка. При проведении подобных работ чрезвычайно важно и необходимо применять специальные приемы увеличения информативности скважин, что достигается использованием рассмотренных выше методов суммирования ореолов элементов-индикаторов.

Поскольку результаты детальных геохимических поисков часто являются основанием для постановки предварительных разведочных работ, на этой стадии особенно эффективным является комплексирование геохимических и геофизических методов. Геофизические методы, включающие главным образом различные модификации электроразведки, как правило, позволяют уточнить оптимальные параметры буровых скважин и горных выработок, а также определить наиболее рациональные места для их заложения. Возможность выявления структурных особенностей закрытых перспективных участков при помощи геофизических методов должна обязательно учитываться при комплексировании геохимических и геофизических работ с целью детального изучения вторичных геохимических аномалий.

Стадия детальных геохимических поисков завершается проверкой выявленных геохимических аномалий. В случае открытых первичных ореолов рекомендации по их дальнейшей предварительной разведке основываются на данных определения формационной принадлежности и интерпретации геохимической зональности ореола с целью оценки уровня его эрозионного среза. Последний, исходя из особенностей парагенезиса элементов-индикаторов в эндогенном геохимическом ореоле, должен оцениваться также и дляrudопроявлений, выявленных в процессе поисковых работ. Выше рассматривались примеры, характеризующие эффективность подобной оценки.

При интерпретации гипергенных геохимических аномалий особенно тщательно должны анализироваться ландшафтно-геохимические условия района работ, часто играющие ведущую роль в особенностях распределения и парагенезиса элементов-индикаторов во вторичных ореолах рассеяния. В сложных случаях может оказаться, что особенности распределения элементов-индикаторов в гипергенном поле их рассеяния не позволяют достаточно надежно установить формационную принадлежность геохимических аномалий и потребуют привлечения результатов опробования коренных пород, выполненного по единичным профилям (частично обнаженные участки) или же по искусственным обнажениям (канавы и др.). Выше уже отмечалось, что критерии вертикальной зональности первичных ореолов при интерпретации гипергенных геохимических аномалий могут быть использованы только при условии ранее установленной довлетворительной корреляции первичных и вторичных ореолов рассеяния элементов-индикаторов. В этой связи изучение вторичных аномалий в почвах и элювиально-делювиальных отложениях на рассматриваемой стадии поисков сопровождается проходкой неглубоких шурфов или скважин с целью выяснения, является ли данная аномалия вторичным ореолом рассеяния рудного месторождения (или его эндогенного ореола) и однозначного определения формационной ее принадлежности.

Данные, получаемые на основании изучения вторичных ореолов рассеяния, уточняются опробованием коренных горных пород, вскрытых выработками или скважинами, и изучением эндогенных геохимических ореолов. Последнее особенно необходимо, если обнаруженная в рыхлых отложениях аномалия обусловлена разрушением эндогенного ореола скрытого рудного тела.

Результатом детальных геохимических поисков являются геохимические планы ореолов соответствующего масштаба, а также их разрезы по горным выработкам или буровым скважинам, вскрывающим аномалию. На основании документации, а также анализа геохимических и гео-

физических данных даются конкретные рекомендации по проведению горных работ или бурения для проверки выявленной аномалии и вскрытия рудного тела.

Стадия разведки месторождений. Разведочные работы, как известно, являются чрезвычайно дорогими и в связи с этим разработка методов, направленных на повышение их эффективности, является весьма актуальной. Исследования последних лет показывают, что одним из наиболее перспективных путей повышения эффективности разведочных работ являются разработка и внедрение в практику геохимических методов и в первую очередь методики изучения первичных геохимических ореолов. Роль первичных ореолов на этом этапе геологоразведочных работ особенно возрастает благодаря тому, что разведочные работы вскрывают рудные тела и рудовмещающие коренные породы и создают весьма благоприятные условия для объемного изучения первичных геохимических ореолов, выяснения особенностей их развития в пространстве и оценки на этой основе перспектив рудоносности отдельных участков.

При разведке рудных месторождений геохимические методы могут быть использованы для решения различных задач.

Оценка перспектив рудоносных зон, подлежащих детальной разведке на глубину. Очевидно, что решение данной задачи по существу сводится к определению уровня эрозионного среза исследуемых рудоносных зон. Другими словами, нужно определить, какие части этих зон (верхние, средние или корневые) выведены на дневную поверхность. В методическом плане решение этой задачи ничем не отличается от оценки перспектив рудоносности рудопроявлений, подробно рассмотренной выше. Следует только отметить, что значительные затраты, связанные с детальной разведкой этих рудоносных зон, требуют высокой надежности прогноза оруденения на глубину, поэтому на участках, подлежащих разведке, необходимо проводить детальное площадное геохимическое опробование коренных пород.

Конкретные примеры оценки перспектив на глубину рудоносных зон по результатам опробования коренных пород на поверхности рассмотрены выше и здесь не приводятся (см. участки Майдантал, Камазак-Марзбулак, рис. 58—60).

Эти, а также другие примеры показывают, что опережающее детальную разведку геохимическое опробование может существенно уточнить оценку перспектив рудоносности рудопроявлений и позволит сэкономить большие средства благодаря исключению из сферы долгостоящих разведочных работ глубокоэродированных рудопроявлений.

Поиски слепого оруденения. Известно, что из-за кулисного расположения рудных тел в пределах рудоносного интервала выходящее на поверхность и разведуемое в первую очередь рудное тело (рудная зона) является не единственным и сопровождается слепыми телами, успешное обнаружение и разведка которых существенно повышают эффективность разведочных работ в целом.

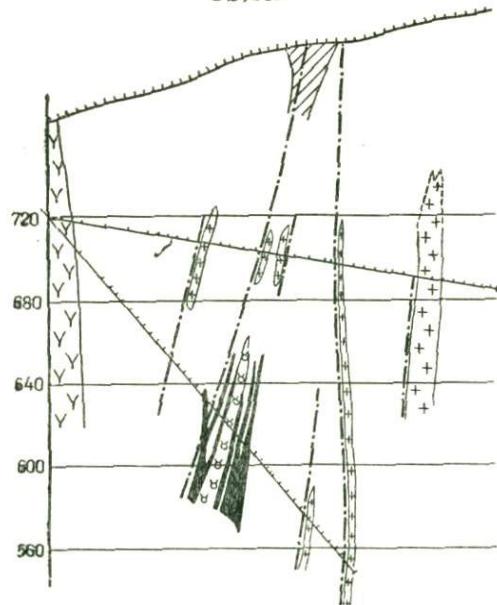
Геохимическое опробование горных выработок и буровых скважин, пройденных при разведке известных рудоносных зон, позволяет выявить первичные ореолы не только известных и разведуемых зон (для оценки их перспектив на глубину), но и ореолы, связанные со слепыми рудными телами, залегающими рядом или же глубже известных. Другими словами: геохимическое опробование выработок и керна буровых скважин позволяет существенно увеличить эффективный радиус их действия.

Характерным примером, иллюстрирующим это положение, являются результаты геохимического опробования коренных пород на поверхности скарново-полиметаллического месторождения Северный Курусай II. На поверхности этого участка наряду с аномалиями, фиксирующими известные выходы рудоносных зон, была выявлена аномалия элементов-индикаторов без признаков рудной минерализации. Эта аномалия расположена в пределах ближайшего северо-западного фланга разведаемого месторождения и размещается в доломитах, внешне стерильных и не несущих следов рудной минерализации и скарнирования. В пределах аномалии установлены повышенные содержания бария, сурьмы, серебра, свинца и других элементов (рис. 87). Широкое развитие элементов-индикаторов надрудных сечений ореолов полиметаллического оруденения (бария, мышьяка, сурьмы, серебра) и практически полное отсутствие аномалий индикаторов подрудных сечений (меди, молибдена) указывали на надрудный характер этой аномалии, что позволило признать участок перспективным на слепое оруденение и рекомендовать его к разведке. На основании особенностей распределения элементов-индикаторов был также сделан вывод о преобладании в составе предполагаемых слепых рудных тел свинца, более ценного компонента руд. На это указывало высокое свинцово-цинковое отношение (отношение средних содержаний на поверхности составляло 4). Для проверки аномалии из ближайшей к участку подземной горной выработки на глубине 100 м была пробурена скважина, которая рудных тел не обнаружила. Вслед за первой скважиной на этой же глубине были пройдены еще две скважины, которые также не дали положительного результата. Геохимическое опробование керна пройденных скважин позволило установить резкое расширение с глубиной ореолов свинца, цинка, серебра — основных компонентов руд, что позволило сделать вывод о более глубоком залегании предполагаемого оруденения. Скважина, пробуренная в соответствии с этой рекомендацией, на глубине 200 м вскрыла богатое рудное тело промышленного значения, перспективы которого на глубину, судя по значениям индикаторных отношений, значительны.

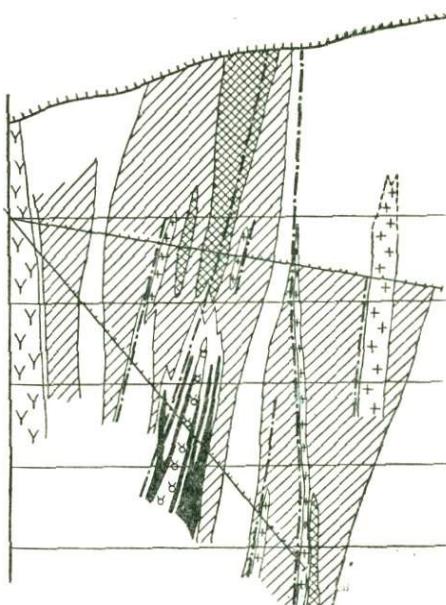
Второй пример взят из практики работ Шведской горнорудной компании «Болиден». Геохимическое опробование керна подземных скважин было выполнено на скарново-полиметаллическом месторождении Гарпенберг, залегающем в метаморфизованных породах архейского возраста. Особенности развития первичных геохимических ореолов вокруг рудных тел описаны выше. Как следует из рис. 23, на глубине, несмотря на полное выклинивание рудных тел, появляются две аномалии, представленные надрудными ореолами данного типа оруденения (интенсивные ореолы серебра, свинца и др.). Этот вывод полностью подтверждается графиком изменения с глубиной отношения линейных продуктивностей частных и мультиплекативных ореолов. Как видно из рис. 88, монотонное и конкретное убывание указанного индикаторного отношения наблюдается до уровня выклинивания известных рудных тел, после чего происходит резкое увеличение этого отношения, что фиксирует появление с глубиной новой «вспышки» ореолов надрудных элементов. Был сделан вывод о наличии на глубине слепых рудных тел. Разведка глубоких горизонтов одной из аномалий обнаружила на глубине 500 м крупное слепое рудное тело.

Рассмотренные выше примеры показывают, что при разведке рудных месторождений геохимические поиски слепого оруденения включают в себя: а) обнаружение первичных ореолов слепых тел и б) установле-

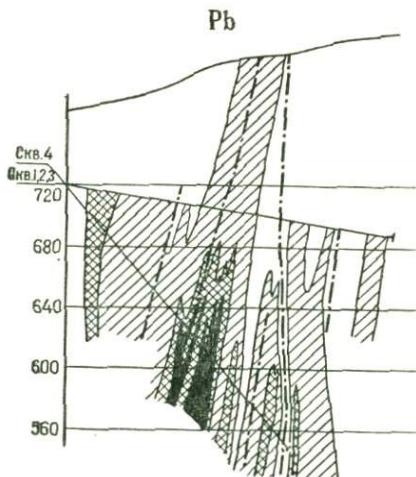
Sb, As



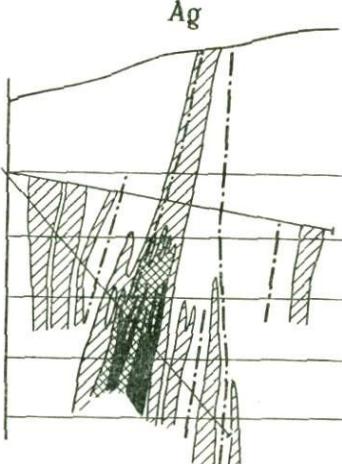
Ba



Pb



Ag



ние надрудного или подрудного характера этих ореолов, т. е. выделение среди геохимических аномалий наиболее перспективных, представленных надрудными геохимическими ореолами. Решение этой задачи является наиболее важным при поисках слепого оруденения, поскольку в рудных районах, особенно интенсивно денудируемых, число аномалий, представленных подрудными ореолами, значительно и их надежная отбраковка является обязательным условием успешного ведения поисков слепого оруденения.

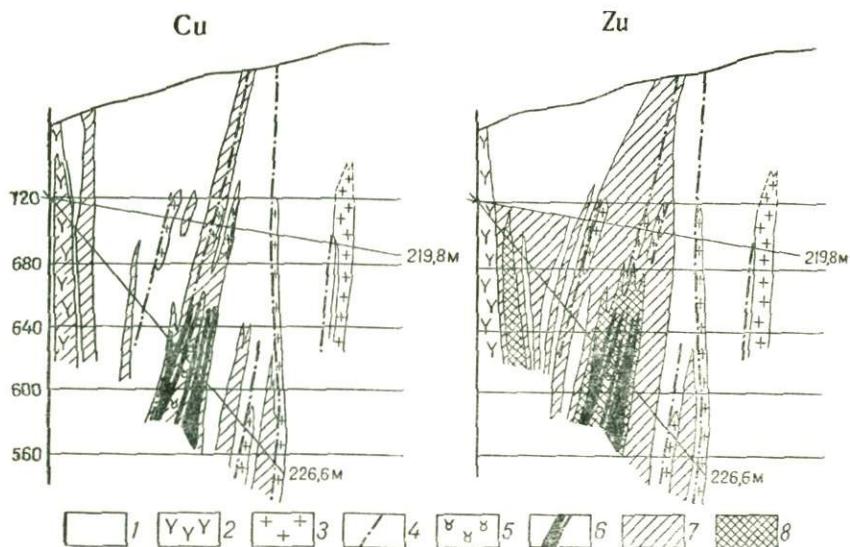


Рис. 87. Первичные ореолы вокруг рудных тел месторождения Северный Курусай II
 1 — доломиты и известняки; 2 — диориты; 3 — кварцевые порфирь; 4 — разрывные нарушения;
 5 — скарны; 6 — рудное тело; 7—8 — содержания элементов в ореолах, % (7—As и Sb 5·10⁻³;
 Ba 0,01—0,1; Pb 0,005—0,01; Ag 1·10⁻⁴—3·10⁻⁴; Cu 0,005; Zn 0,005—0,01; 8 — Ba>0,1; Pb>0,01;
 Ag>3·10⁻⁴; Zn>0,01)

При решении этой задачи, как уже отмечалось, используется зональность первичных ореолов, подробно рассмотренная в предыдущих разделах настоящей работы.

Корректировка направления разведочных работ. Исследования показывают, что первичные ореолы весьма успешно могут быть использованы также для корректировки направления разве-

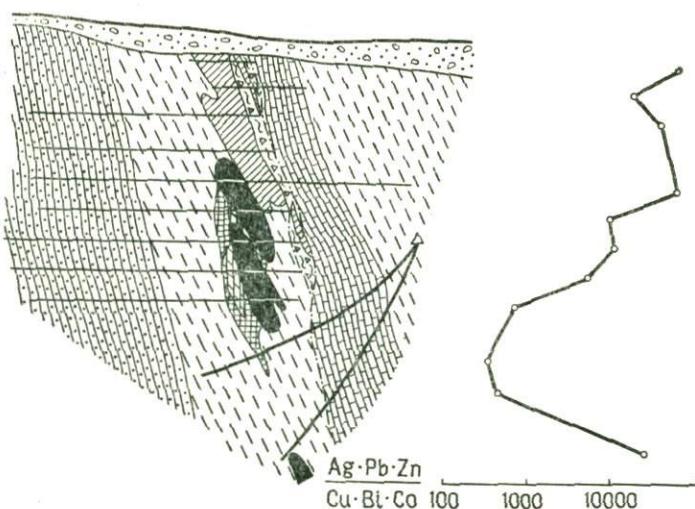


Рис. 88. Изменение мультиплексивного показателя с глубиной по разрезу месторождения Гарпенберг (Швеция). Условные обозначения см. на рис. 23

дочных работ путем оперативного геохимического опробования горных выработок и керна буровых скважин. Иллюстрацией подобной корректировки дальнейшего направления разведочных работ может служить рассмотренный выше пример разведки аномалии на фланге месторождения Северный Курусай II (см. рис. 87), где по результатам оперативного геохимического опробования керна первых разведочных скважин было установлено более глубокое залегание слепого оруденения. Не исключено, что без геохимического «сопровождения» разведочных работ перспективы рудносности участка по результатам первых скважин, не вскрывших рудных тел, могли быть оценены отрицательно.

В качестве примера корректировки разведочных работ рассмотрим результаты геохимических исследований, выполненных на месторождении Скарновая зона (Курусайское рудное поле, Таджикская ССР).

Это месторождение расположено в зоне эфузивного разлома к западу от месторождения Курусай II. Оруденение локализуется в скарнах, развитых по мраморам в пределах тектонического блока между дайкой кварцевых порфиров и дацитовыми порфирами. Зона эфузивного разлома на участке месторождения падает на юго-запад под углом $70-75^\circ$. На рис. 89 изображено рудное тело, вскрытое на третьем горизонте горными выработками.

Для определения дальнейших направлений разведочных работ, в частности перспектив рудносности на глубину, на этом горизонте были опробованы пройденные горные выработки, в результате чего были установлены интенсивные ореолы элементов-индикаторов данного типа оруденения. Как следует из рис. 89, 90, известное рудное тело отчетливо фиксируется аномальными концентрациями элементов. Наряду с этим, на фоне общей зараженности выработок этими элементами на северо-западном продолжении известного рудного тела была выявлена интенсивная аномалия свинца и ряда других элементов-индикаторов. Сеть существующих горных выработок не позволила оконтурить эту аномалию полностью, в связи с чем для ее интерпретации были использованы величины средних содержаний элементов в аномалиях (а непродуктивность).

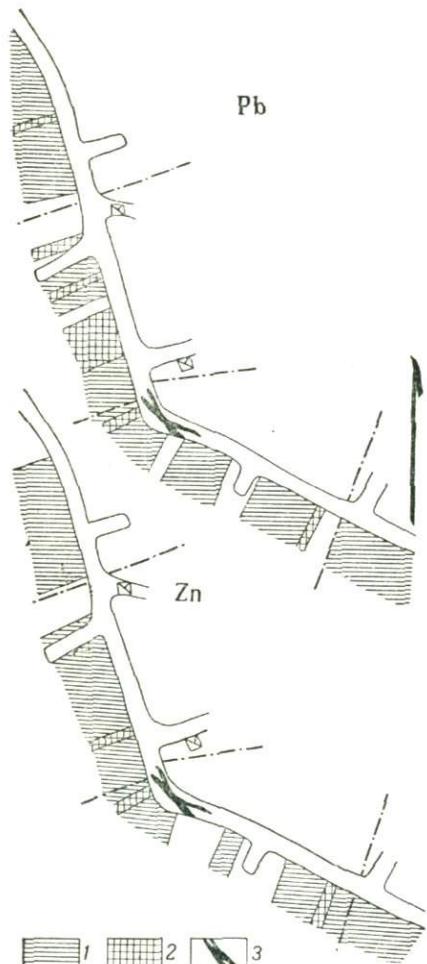


Рис. 89. Первичные ореолы свинца и цинка на третьем горизонте месторождения Скарновая зона

Содержание элементов, % 1 — 0,01—0,1; 2 — >0,1; 3 — рудное тело

женности выработок этими элементами на северо-западном продолжении известного рудного тела была выявлена интенсивная аномалия свинца и ряда других элементов-индикаторов. Сеть существующих горных выработок не позволила оконтурить эту аномалию полностью, в связи с чем для ее интерпретации были использованы величины средних содержаний элементов в аномалиях (а непродуктивность).

В табл. 58 приведены параметры (величины отношений средних содержаний пар элементов) аномалий, расположенной северо-западнее от

известного рудного, тела и для сравнения параметры по ореолам, изученным вокруг слепого рудного тела Северный Курусай II (см. рис. 87).

Эти данные позволили считать выявленную аномалию надрудной и высказать предположение о наличии на глубине другого слепого рудного тела, пространственно сближенного с известным. При этом был сделан вывод о неглубоком залегании предполагаемого рудного тела: на это указывала близость величин индикаторных отношений рассмат-

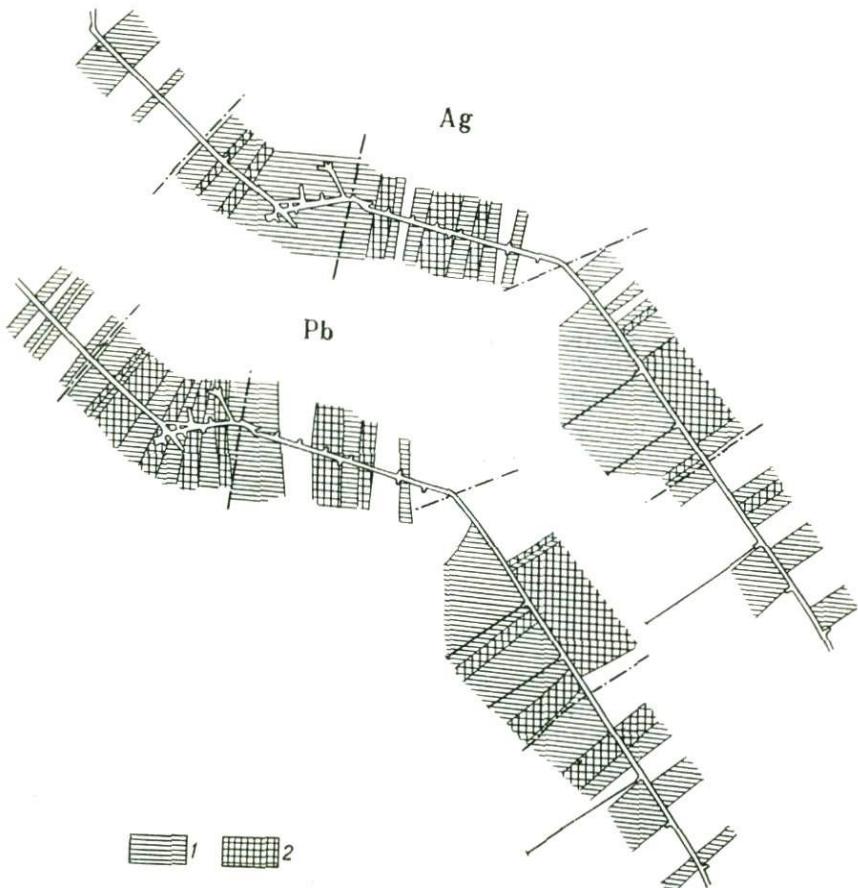


Рис. 90. Первичные ореолы серебра и свинца на втором горизонте месторождения Скарновая зона
Содержания элементов, %: 1 — Ag $5 \cdot 10^{-6}—1 \cdot 10^{-3}$; Pb $0,01—0,1$; 2 — Ag $>1 \cdot 10^{-3}$; Pb $>0,1$

риваемой аномалии и ореолов, развитых на уровне верхних частей рудных тел эталонного разреза (скв. 65).

По результатам геохимического опробования перспективы известного рудного тела также были оценены положительно. Основанием этому послужили относительно высокие значения индикаторных отношений.

Как видно из табл. 58, в величинах индикаторных отношений рудной и западной аномалий существенные расхождения устанавливаются только для тех отношений, где в знаменателе стоит вольфрам — наименее подвижный из приведенных в табл. 58 элементов-индикаторов.

Последующая разведка подтвердила правильность данных рекомендаций: штреком, пройденным на четвертом горизонте на участке за-

ТАБЛИЦА 53
ВЕЛИЧИНЫ ОТНОШЕНИЯ СРЕДНИХ СОДЕРЖАНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ

Пары элементов	Эталонный разрез	III горизонт	
		Западная аномалия	Ансмалия рудного тела
As/Zn	0,3—0,01**	0,05	0,05
Ba/Zn	9,7—0,12	0,28	0,39
Pb/Zn	3,6—1,5	2,8	2,0
As/W*	—	4,4	0,8
Ba/W	—	27,0	6,5
Pb/W	—	275	32,6

* В ореолах вольфрам не обнаружен из-за низкой чувствительности ранее применявшегося метода анализа.

** Приведены интервалы значений от надрудных до верхнерудных сечений ореолов.

падного фланга рудного блока, было вскрыто мощное слепое рудное тело с высокими содержаниями свинца и цинка.

По результатам геохимического опробования штрека на втором горизонте также были выявлены аномалии. Одна из них (аномалия I) представляет собой надрудные ореолы рассмотренных выше тел. Другая приурочена к мраморизованным и скарнированным известнякам и по величинам отношений средних содержаний элементов-индикаторов также соответствует надрудным сечениям ореолов. Ниже приведены отношения средних содержаний элементов (аномалия II).

As/Zn	0,1
Ag/Zn	0,008
Pb/Zn	1,0

Эти данные позволили считать эту аномалию перспективной на слепое оруденение и рекомендовать ее к разведке. Для ее проверки из штрека четвертого горизонта были пробурены две наклонные (под углом 55—60°С) скважины, которые вскрыли промышленное рудное тело.

В заключение рассмотрим случай, когда разведочная выработка пройдена по простирианию рудного тела (рудоносной зоны) при отсутствии поперечных выработок, обычно используемых для геохимического опробования. В этих случаях могут быть применены дубликаты бороздовых проб (сплошных или секционных), отбираемых в забоях выработок по линиям, направленных вкrest простириания рудоносных зон. Эти пробы, как известно, анализируются на ограниченный круг элементов, являющихся основными компонентами руд. Поэтому наряду с использованием этих анализов дубликаты проб должны быть подвергнуты спектральному анализу на широкий круг элементов, типоморфных для данного типа оруденения.

Результаты спектрального анализа являются чрезвычайно важными, поскольку именно в этот дополнительный набор входят наиболее ценные индикаторы зональности ореолов — надрудные и подрудные элементы, содержания которых в рудных телах относительно невысоки, и поэтому не имеют промышленного значения. Опробование забоя выработок представляет информацию об особенностях распределения элементов непосредственно в рудной зоне и не позволяет оконтурить

первичные ореолы, поэтому для оценки уровня рудоносных зон могут быть использованы средние содержания элементов.

При интерпретации результатов опробования рудоносных зон следует иметь в виду, что вследствие ураганно-высоких содержаний элементов в рудных телах (а также участках, непосредственно примыкающих к нему) и, что особенно важно, чрезвычайно высокой дисперсии концентраций элементов флюктуации парных индикаторных отношений значительны, что существенно снижает надежность их практического применения. В этой связи более эффективно использовать мультиплексивный показатель (Соловьев, 1966).

В табл. 59 приведены отношения средних содержаний основных элементов-индикаторов, рассчитанных по рудной зоне и первичным ореолам (см. рис. 46).

ТАБЛИЦА 59

ВЕЛИЧИНЫ ИНДИКАТОРНЫХ ОТНОШЕНИЙ РУДНОЙ ЗОНЫ И ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ
(МЕСТОРОЖДЕНИЕ ВОСТ. КАНИМАНСУР)

Горизонт опробования	Ag/Pb	Ag/Cu	Pb/Cu	Pb/Bi	Pb, Ag Cu, Bi
<i>Рудная зона</i>					
Поверхность	0,42	10	24	240	2400
Горизонт I	0,008	0,35	35	240	1015
Горизонт II	0,02	0,036	1,8	9,0	0,32
Горизонт III	3,5	0,19	0,06	0,33	0,063
Коэффициент контрастности	0,12	53,2	400	72,7	38090
<i>Первичные ореолы</i>					
Поверхность	0,007	0,18	21,8	215	38,7
Горизонт I	0,0009	0,022	24,0	1020	22,4
Горизонт II	0,0005	0,01	19,3	288	2,88
Горизонт III	0,0027	0,0014	0,53	0,56	0,001
Коэффициент контрастности	2,6	1286	41,1	384	38700

Примечание. По рудной зоне использованы средние содержания элементов, а по ореолам — линейные продуктивности.

Как следует из табл. 59, наиболее выдержанная и контрастная зональность как для рудной зоны, так и первичных ореолов (включающих в себя также и рудную зону) устанавливается мультиплексивным показателем (надрудные и подрудные элементы выбраны исходя из вертикальной зональности ореолов).

Ревизия ранее проведенных разведочных работ. Известно, что не все месторождения после завершения разведочных работ передаются на промышленное освоение в основном из-за ограниченных разведанных запасов месторождений, не обеспечивающих рентабельность их освоения. Постановка на подобных месторождениях геохимических работ в ряде случаев позволяет выявить участки, перспективные на слепые (слабоэродированные) залежи, обнаружение и разведка

которых позволит прирастить запасы месторождений и возможно перевести их в разряд рентабельных для промышленного освоения.

Примером подобной геохимической ревизии могут служить результаты работ, выполненных на участке Промежуточном (Курусайское рудное поле), где проведенной ранее разведкой было обнаружено одиночное слепое рудное поле.

Геохимическое опробование поверхности и скважин, выполнение много лет спустя после разведки, позволило выявить и оконтурить над этим рудным телом интенсивные ореолы бария, мышьяка, свинца, серебра и цинка, которые имеют значительную вертикальную протяженность (для большинства элементов протяженность ореолов над слепым рудным телом превышала 500 м).

В результате обработки данных геохимического опробования на некотором удалении от рудного тела была выявлена самостоятельная полоса с аномальными содержаниями бария, мышьяка свинца и серебра, во многом сходная с ореолами, развитыми над известным рудным телом. Как показало опробование керна, с глубиной эта аномалия расши-

ТАБЛИЦА 60
ВЕЛИЧИНЫ ЛИНЕЙНОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ И ИХ ОТНОШЕНИЙ
(УЧАСТОК ПРОМЕЖУТОЧНЫЙ)

Элемент	Номер ореола	Уровень ореола	Среднее содержание, %	Коэффициент минерализации	Ширина аномалии, м	Линейная продуктивность, м %	Отношение к продуктивности меди
As	I	Поверхн.	0,001	0,125	100	0,0125	0,25
	II	Поверхн.	0,001	0,1	130	0,013	0,25
	II	Скважина	0,0043	0,183	130	0,105	0,037
Ba	I	Поверхн.	0,01	0,125	100	0,125	2,5
	II	Поверхн.	0,01	0,10	130	0,13	2,5
	II	Скважина	1,05	0,187	130	25,525	8,97
Ag	I	Поверхн.	0,00004	0,125	100	0,0005	0,01
	II	Поверхн.	0,00005	0,10	130	0,00065	0,013
	II	Скважина	0,00043	0,75	130	0,0419	0,015
Pb	I	Поверхн.	0,003	0,125	100	0,0375	0,75
	II	Поверхн.	0,004	0,40	130	0,206	4,0
	II	Скважина	0,25	1	130	32,50	11,4
Zn	I	Поверхн.	0,0042	1	100	0,42	8,4
	II	Поверхн.	0,004	0,428	130	0,2226	4,3
	II	Скважина	0,14	0,875	130	15,925	5,6
Cu	I	Поверхн.	0,004	0,125	100	0,05	—
	II	Поверхн.	0,004	0,10	130	0,052	—
	II	Скважина	0,035	0,625	130	2,844	—
Bi	I	Поверхн.	0,00015	0,125	100	0,0019	0,038
	II	Поверхн.	0,00015	0,1	130	0,00195	0,033
	II	Скважина	0,00043	0,375	130	0,02096	0,0074

Примечания: I — ореолы над известным рудным телом;
II — выявленная аномалия.

ряется, возрастает также ее интенсивность. В табл. 60 приведены величины линейных продуктивностей указанной полосы и для сравнения ореолов над известным рудным телом, а также некоторые параметры ореолов, развитых над известным рудным телом (I) и рассчитанные для

новой полосы (II). Как видно, величины отношения линейных продуктивностей для пар мышьяк — медь, барий — медь, серебро — медь, висмут — медь исключительно близки. Существенные расхождения устанавливаются только для пар свинец — медь и цинк — медь.

В ореолах обеих полос с глубиной намечается уменьшение продуктивности ореола мышьяка и увеличение для остальных.

Эти данные позволили сделать вывод о надрудной природе выявленной аномалии и рекомендовать ее к разведке для обнаружения слепого рудного тела. Близость известного «эталонного» рудного тела позволила ориентировочно определить глубину залегания предполагаемого. При этом было сделано допущение об идентичности геолого-структурных условий локализации рудных тел и окаймляющих ореолов. Однако при этом существенное затруднение вызывало отмеченное выше «аномальное» поведение ореолов свинца и цинка, которое могло быть обусловлено или меньшей глубиной залегания предполагаемого рудного тела по сравнению с известными, или же его относительной обогащенностью свинцом. Второе предположение представлялось более правдоподобным, так как в случае неглубокого залегания слепого оруденения наблюдалось бы расхождение в величинах отношений продуктивностей ореолов всех пар элементов, а не только двух. Проведенные впоследствии разведочные работы подтвердили справедливость этого вывода: примерно на глубине 450 м на небольшом удалении (50 м) от известного тела было обнаружено относительно крупное слепое рудное тело промышленного значения с высоким содержанием свинца ($Pb\ 10,7\%$; $Zn\ 8,8\%$).

Рассмотренные выше результаты геохимических работ на месторождении Центральная Орлиная горка (Рудный Карамазар) по-существу также представляют собой пример ревизии ранее проведенных разведочных работ. Как было показано выше, геохимическое опробование коренных пород на поверхности, а также разведочных горных выработок и керна скважин подтвердили данные разведки о выклинивании с глубиной полиметаллического оруденения.

Глава XI

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ СТАТИСТИКИ ПРИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВЫХ РАБОТАХ

Качественное и количественное совершенствование технических средств и методов исследования химического состава вещества, характерное для современной геохимии, приводит к резкому увеличению объема геохимической информации, для обработки и осмысливания которого необходимо использование специального математического аппарата.

Основой методов математической статистики, используемых в геологии и геохимии, является теория вероятностей. Поэтому знакомство с основными ее положениями является необходимой предпосылкой применения статистических методов, позволяющей правильно использовать законы математической статистики при анализе природных явлений.

При этом необходимо иметь в виду, что использование статистических методов в геологии и геохимии в первую очередь должно служить повышению достоверности и точности выводов, основанных на всестороннем анализе конкретного фактического материала. Статистические методы не могут применяться без четкого представления о сущности геологических или геохимических задач, для решения которых предполагается их использование. Являясь мощным оружием в руках квалифицированного геолога или геохимика, математическая статистика может привести к грубым просчетам и ошибкам при формальном ее использовании без учета всего комплекса природных факторов.

Одним из основных понятий теории вероятностей, используемых в математической статистике, является понятие о функции распределения случайной величины. Функция распределения является универсальной характеристикой случайной величины и позволяет дать полное математическое описание любой совокупности случайных величин, объединенных каким-либо общим признаком качественного или количественного характера. Поскольку совокупности, обладающие одинаковыми свойствами, имеют и равные функции распределения, последние могут использоваться как объективный критерий при оценке однородности или разнородности различных совокупностей.

Для использования методов математической статистики в геохимических исследованиях и поисковых работах необходимо ввести также понятия геохимической совокупности и геохимической выборки.

Геохимической совокупностью называется совокупность значений содержания химического элемента, отражающая статистические закономерности распределения этого элемента в конкретных природных образованиях. На практике исследованию подвергаются отдельные выборки из общей геохимической совокупности, содержащие ограниченное (конечное) число членов (результатов определения содержания химического элемента) и отвечающих понятию *геохимическая выборка*.

В зависимости от статистического закона распределения случайной величины ее функция распределения описывается определенным набором статистических параметров. Выявление закона (вида) распределения и вычисление параметров распределения случайной величины в исследуемой геохимической совокупности является первой и главной задачей статистической обработки геохимической информации. При этом, поскольку исследователь всегда имеет дело лишь с геохимическими выборками, с той или иной степенью достоверности представляющими изучаемую геохимическую совокупность, в процессе статистической обработки выборки могут быть получены лишь приближенные оценки (характеристики) соответствующих параметров распределения. Эти оценки параметров тем более отличаются от истинных, чем меньше объем геохимической выборки. Однако возможность определения в каждом конкретном случае точности вычисленных оценок позволяет успешно использовать их для общей характеристики данной совокупности в целом. Таким образом, с помощью вычисленных оценок параметров распределения, зная функцию распределения, можно решать ряд геологических и геохимических задач, основанных на использовании закономерностей распределения химических элементов в природных образованиях. Ниже перечислены некоторые из задач, имеющие прямое отношение к проблеме поисков месторождений полезных ископаемых.

1. Определение статистических параметров распределения содержаний химических элементов для математического обоснования геохимических выводов, полученных в процессе исследования конкретных природных объектов.

2. Оценка колебания содержаний и определение максимальных (критических) содержаний элементов-индикаторов в пределах геохимического фона.

3. Выявление аномальных содержаний в исследуемых геохимических выборках.

4. Математическое обоснование поисковых геохимических критериев.

5. Обоснование геохимической общности или различия конкретных геохимических объектов при разработке поисковых критериев или проведении поисковых работ.

6. Выявление статистической зависимости между варьирующими геохимическими признаками, характеризующими определенный природный объект (задача корреляции и регрессии).

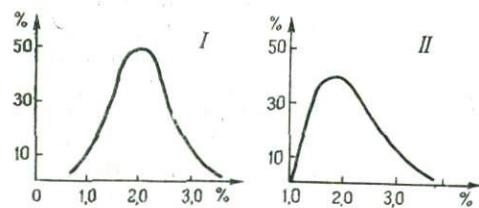
Решение поставленных, достаточно простых с точки зрения математической статистики задач требует лишь элементарных знаний из области теории вероятностей и математической статистики.

Предполагается, что читатели знакомы с основными положениями теории вероятностей из курса высшей математики, поэтому в приведенных ниже примерах практического применения методов математической статистики в геохимии опущены определения элементарных статистических понятий.

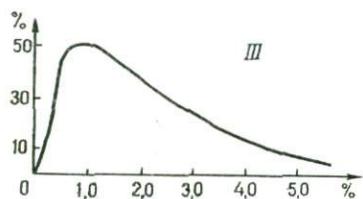
Определение статистических оценок параметров распределения химических элементов в природных образованиях для обоснования геохимических выводов. При исследовании конкретных геохимических выборок, характеризующих определенные природные образования, первым этапом статистического анализа является установление закона (вида функции) распределения содержаний химического элемента, определенных путем анализа соответствующих проб.

Распределению содержаний можно придать большую наглядность, выразив его графически. Для этого по оси X следует отложить содержания в выбранном масштабе, а по оси Y — соответствующее число проб, имеющих данные содержания. Для наглядности полученные точки соединяются отрезками прямых. Такая фигура называется многоугольником распределения (полигоном). Распределение содержаний можно представить и в виде столбиковой диаграммы (гистограммы).

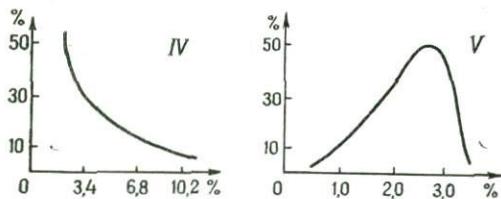
Предположим теперь, что мы увеличиваем число наблюдений. В этом случае, по мере их увеличения, и полигоны, и гистограммы распределений будут все более приближаться к плавной кривой. Такая кривая будет являться пределом многоугольника распределения при неограниченном возрастании количества измерений. Этот предел называет-



II



III



IV

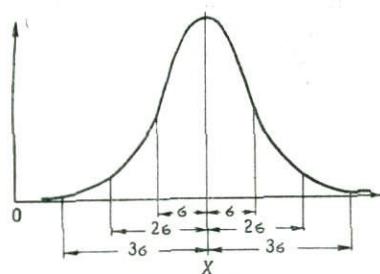


Рис. 91. Типы вариационных кривых
(по оси абсцисс — частота, %, по оси ординат — содержание, %)

Рис. 92. Нормальная кривая распределения вероятностей

ся кривой распределения рассматриваемой нами совокупности, а аналитическое выражение, задающее кривую в выбранной системе координат, называется функцией распределения или законом распределения величины X .

С помощью функции распределения можно определить вероятность появления любой интересующей нас величины, в том числе вероятность встречи и тех содержаний, которые не были установлены в изученной серии проб. Для этого достаточно вычислить соответствующую ординату кривой распределения. Соответствующие вычисления не слишком сложны, так как специальные таблицы с результатами этих вычислений имеются во всех курсах математической статистики и теории вероятностей.

Каждый из статистических законов распределения характеризуется соответствующей функцией распределения и параметрами, позволяющими всесторонне описать совокупность, распределенную в соответствии с данным законом. Из достаточно большого множества функций распределения (вариационных кривых) в практике геохимических исследований наиболее часто встречаются кривые первых двух типов (рис. 91).

Симметричная кривая I типа (гауссова кривая) описывает нормальный закон распределения вероятностей, наиболее замечательной особенностью которого является равная вероятность положительных и отрицательных отклонений от среднего значения (рис. 92). Последнее в случае нормального распределения соответствует наиболее часто встречающемуся в данной геохимической совокупности содержанию (мода статистической кривой).

Параметрами нормального распределения являются среднее арифметическое μ , дисперсия σ^2 и среднее квадратичное отклонение σ . Уравнение, описывающее кривую нормального распределения, имеет вид:

$$y = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad (1)$$

Случайная величина x может принимать любое значение в пределах от $-\infty$ до $+\infty$. Вся площадь, ограниченная гауссовой кривой, принимается равной единице. В этом случае вероятность того, что x находится между двумя определенными значениями x_1 и x_2 , равна части площади под этой кривой, ограниченной ординатами точек x_1 , x_2 и выражается в долях единицы.

Одним из важнейших свойств нормального распределения, используемого в статистике, является математическая закономерность, позволяющая определить число членов статистической совокупности, расположенных в интервале

$$\mu - z \cdot \sigma_x; \quad \mu + z \cdot \sigma_x, \quad (2)$$

где μ — среднее значение любой нормально распределенной величины; σ_x — ее стандартное отклонение;

z — коэффициент, выбираемый в зависимости от нужной доверительной вероятности.

Например, интервал (2) при $z=1$ охватывает 68,3% членов статистической совокупности; при $z=2$ соответственно 95,4% членов статистической совокупности; а при $z=3$ соответственно 99,73% членов статистической совокупности.

На этом свойстве нормального распределения основано одно из важных положений математической статистики — так называемое правило «трех сигм»: размах колебаний любой нормально распределенной величины x не должен превышать с вероятностью $p=0,9973$ (или 99,73%) утроенное среднее квадратичное (стандартное) отклонение этой величины $3\sigma_x$. В соответствии с правилом «трех сигм» любое значение в статистической совокупности, отклонение которого от среднего не превышает утроенное стандартное отклонение, считается практически вероятным.

На практике в процессе статистического анализа результатов конкретных геохимических выборок используются приближенные оценки перечисленных параметров — среднего арифметического (\bar{x}), дисперсии (s^2) и среднего квадратического (стандартного) отклонения (s) содержаний.

Таким образом, если мы хотим в статистической совокупности определить доверительный интервал колебания случайной величины x , в котором практически были бы заключены все значения x , необходимо пользоваться выражением

$$x - 3\sigma; \quad x + 3\sigma. \quad (3)$$

Конечно, выражение «все значения x » условно (не все, а 99,97% всех значений x). Чаще всего доверительные интервалы в статистических расчетах определяются с вероятностью 0,05, или, что то же самое, с 5%-ным уровнем значимости. Коэффициент z для 5%-ного уровня значимости составляет 1,96.

Нормальный закон распределения имеет очень важное значение в теории вероятностей и математической статистике. На основе этого закона составлен ряд статистических таблиц, широко используемых при анализе совокупностей, подчиняющихся нормальному закону.

Нормальное распределение вероятностей реализуется в том случае, если распределение случайной величины определяется достаточно большим количеством взаимонезависимых и примерно равнодействующих факторов. Однако в природе подобные условия выполняются далеко не всегда. В результате эмпирические кривые, характеризующие распределение в конкретных геохимических выборках, в большинстве случаев имеют асимметричный вид, отличный от кривой нормального распределения. Естественно, что для описания этих распределений, существенно отличающихся от нормального, нельзя использовать формулы, основанные на нормальном законе, а также соответствующие ему расчетные статистические таблицы.

Среди асимметричных статистических кривых в геохимии наиболее распространены кривые II типа (см. рис. 91), отличающиеся левосторонней или так называемой положительной асимметрией. Характерным свойством подобных распределений является изменение формы кривой на симметричную при замене содержаний, составляющих распределение, их логарифмами. В результате возможно и в этом случае использовать все закономерности, основанные на функции нормального распределения, однако статистические операции следует производить не с содержаниями, а с их логарифмами.

Таким образом, возникло представление о весьма важном для геохимических построений законе логарифмически-нормального (логнормального) распределения. Оценками параметров логнормального распределения (в отличие от распределений, подчиняющихся нормальному закону) являются среднее арифметическое, дисперсия и среднее квадратичное (стандартное) отклонение логарифмов содержаний (или других численных значений). Таким образом, логарифмически-нормальный закон распределения является нормальным законом распределения логарифмов содержаний.

Следует отметить, что нормальным и логнормальным законами распределения не исчерпывается возможное разнообразие распределений химических элементов в природных объектах. Так, например, в совокупностях, отличающихся весьма неравномерным распределением содержаний, в ряде случаев имеют место кривые III типа (см. рис. 91) с положительной асимметрией, превышающей асимметрию логнормального распределения.

Наблюдаются также распределения, кривая которых отличается правосторонней (отрицательной) асимметрией. Описание распределений, характеризующихся кривыми III и IV типов (см. рис. 91) по сравнению с распределениями, подчиняющимися нормальному или логнормальному закону, представляет значительно более сложную задачу, которая в настоящей работе рассматриваться не будет.

Таким образом, операции по статистической обработке конкретных геохимических выборок практически сводятся к проверке соответствия

эмпирических распределений тому или иному закону распределения и вычислению оценок параметров распределения случайной величины x в данной геохимической совокупности. Известные оценки параметров распределения в дальнейшем служат основой для решения ряда геологических и геохимических задач и определения представительности выборов, исходящих из анализа конкретной геохимической информации.

В качестве первого этапа математической обработки аналитического материала рекомендуется данные о содержаниях химических элементов в пробах разнести по интервалам содержаний, т. е. составить ряды распределений. При выборе интервалов следует руководствоваться следующими соображениями:

1) возможностью без большой ошибки приравнять все значения содержания элемента в пробах, отнесенных к данному интервалу, к среднему значению для интервала;

2) для удобства обработки интервал содержаний следует выбирать возможно большим, не нарушая при этом, однако, первое условие.

Практика показывает, что в большинстве случаев наиболее рациональным является число интервалов содержаний порядка 10—15 (минимальное число интервалов — пять). Интервалы содержаний могут быть как одинаковыми, так и различными. Проще, разумеется, брать их одинаковыми.

В каждом интервале различают нижнюю (x_{\min}) и верхнюю (x_{\max}) границы; величина интервала $K = x_{\max} - x_{\min}$. Среднее значение каждого интервала определяется как полусумма его граничных значений.

$$x_i = \frac{x_{\max} - x_{\min}}{2}. \quad (4)$$

Рекомендуется для облегчения вычислений интервал выбирать так, чтобы среднее его значение было представлено целой цифрой.

Обычно границы интервалов содержаний последовательно записываются в столбец и производится подсчет проб по интервалам. При этом нужно иметь в виду, что значения содержаний, численно равные граничному значению, целесообразно относить к нижнему интервалу. Все значения, хотя бы незначительно превышающие верхнее граничное, включаются в следующий интервал. Например, имеем два интервала: 62—64 и 64—66. Все значения содержаний, равные и меньше 64, но большие 62, включаются в первый интервал. Значения большие 64, но меньшие или равные 66, включаются во второй интервал и т. д.

При подсчете числа проб, попадающих в данный интервал, удобно делать пометки в виде конверта. Сначала ставят четыре точки в виде прямоугольника (четыре пробы), соединяют их прямыми линиями, проводят две диагонали (еще шесть проб) и получают фигуру, напоминающую обратную сторону конверта и соответствующую десяти пробам.

Общее число проб, включенных в каждый интервал, называется частотой данного интервала. Частное от деления частоты на общее число проб представляет собой относительную частоту (или частность) $W_i = n_i/N$, где n_i — число проб, включенных в данный интервал, N — общее число проб данной выборки. Сумма относительных частот всех интервалов должна равняться единице. Это правило может быть использовано для контроля за правильностью разноски проб по интервалам содержаний.

Ниже (табл. 61) в качестве примера приводится разноска результатов опробования гранитов из различных районов земного шара на литий.

ТАБЛИЦА 61
РАЗНОСКА РЕЗУЛЬТАТОВ АНАЛИЗА ГРАНИТОВ НА ЛИТИЙ

Средние значения, млн ⁻¹	Число проб	Средние значения, млн ⁻²	Число проб
5	1	50	8
10	7	55	4
15	13	60	8
20	20	65	1
25	15	70	6
30	26	75	2
35	8	80	1
40	9	95	2
45	12	100	3
		120	3

Приведенная в качестве примера геохимическая выборка невелика по объему и в случае необходимости получения особо точных данных может быть обсчитана без группировки. Однако в целях упрощения расчета она, как будет показано ниже, может быть сгруппирована по более крупным интервалам без существенного ущерба для точности.

Выберем величину интервала, равную 16 млн⁻¹. В результате получим восемь интервалов (табл. 62).

ТАБЛИЦА 62
РАСЧЕТ ОЦЕНОК ПАРАМЕТРОВ НОРМАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ЛИТИЯ

Интервалы, млн ⁻¹	Середина интервала x_i	Число проб n	$x_i \cdot n$	$\Delta x =$ $= x_i - \bar{x}$	$(\Delta x)^2$	$(\Delta x)^2 \cdot n$	$(\Delta x)^3$	$(\Delta x)^3 \cdot n$
0—16	8	21	168	-29	841	17 661	-24 389	-512 169
16—32	24	61	1464	-13	169	10 309	-2197	-134 017
32—48	40	29	1160	3	9	261	27	783
48—64	56	20	1120	19	361	7 220	6 859	137 180
64—80	72	10	720	35	1225	12 250	42 875	428 750
80—96	88	2	176	51	2601	5 202	132 651	265 302
96—112	104	3	312	67	4489	13 467	300 763	902 29
120	120	3	360	93	8649	25 947	804 357	2 413 171
		$N = 149$	$\Sigma 5480$			$\Sigma 92 317$		$\Sigma 3 501 289$

После составления ряда распределения вычисляют основные оценки параметров распределения содержаний элемента — среднее арифметическое содержание, выборочные дисперсию и среднеквадратичное (стандартное) отклонение содержаний.

Среднее арифметическое содержание вычисляется по формуле:

$$\bar{x} = \frac{\sum x_i}{N}, \quad (5)$$

где x_i — значения содержания элемента;

N — общее число проб.

Для сгруппированных данных формула примет вид:

$$\bar{x} = \frac{x_1 \cdot n_1 + x_2 \cdot n_2 + \dots + x_n \cdot n_n}{N} = \frac{\sum x_i \cdot n_i}{N}, \quad (6)$$

где x_1, x_2, \dots, x_n — среднее значения интервалов содержаний;

n_1, n_2, \dots, n_n — частоты соответствующих интервалов;

N — общее число проб, равное сумме частот всех интервалов.

Обращаясь к табл. 62, найдем

$$\bar{x} = \frac{5480}{149} = 36,77 \approx 37 \text{ млн}^{-1}$$

(расчет для несгруппированного ряда, представленного в табл. 61, дает $x=38 \text{ млн}^{-1}$).

Второй важной оценкой параметров распределения является оценка выборочной дисперсии, которая обозначается s^2

$$s^2 = \frac{1}{N-1} \cdot \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \quad (7)$$

или для сгруппированного ряда

$$s^2 = \frac{1}{N-1} \cdot \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \cdot n_i. \quad (8)$$

Среднее квадратичное (стандартное) отклонение s представляет собой корень квадратный из выборочной дисперсии. Выборочная дисперсия и стандартное отклонение характеризуют меру рассеивания содержаний элемента вокруг среднего.

Из приведенного в табл. 62 примера

$$s^2 = \frac{92\,317}{148} = 623,76; \quad s = 24,97.$$

Для характеристики относительного рассеивания содержаний в практике широко пользуются коэффициентом вариации, который показывает, насколько велико рассеивание по сравнению со средним значением. Коэффициент вариации вычисляется по формуле:

$$v = \frac{s}{\bar{x}} \cdot 100 \quad (9)$$

$$\text{или для нашего примера } v = \frac{24,97}{37} \cdot 100 = 67,5\%.$$

На практике среднее содержание химических элементов определяется, как правило, по ограниченному числу проб, поэтому возникает необходимость в установлении точности вычисленного среднего содержания.

В математической статистике для оценки точности среднего арифметического определяют его вероятностную ошибку, пользуясь выражением:

$$\pm \lambda = \frac{z \cdot s}{\sqrt{N}}, \quad (10)$$

ТАБЛИЦА 63

$$\text{НОРМИРОВАННАЯ ФУНКЦИЯ ЛАПЛАСА } \Phi(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^z e^{-\frac{t^2}{2}} dt$$

z	Сотые доли для r									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0,0	0,0000	040	080	120	160	199	239	279	319	359
0,1	398	438	478	517	557	596	636	675	714	753
0,2	793	832	871	910	948	987	026	064	103	141
0,3	0,1179	217	255	293	331	368	406	443	480	517
0,4	554	591	628	664	700	736	772	808	844	879
0,5	915	950	985	019	054	088	123	157	190	224
0,6	0,2257	291	324	357	389	422	454	486	517	549
0,7	580	611	645	673	703	734	764	794	823	852
0,8	881	910	939	967	995	023	051	078	106	133
0,9	0,3159	186	212	238	264	289	315	340	365	389
1,0	413	437	461	485	508	531	554	577	599	621
1,1	643	665	686	708	729	749	770	790	810	830
1,2	849	869	888	907	925	944	962	980	997	015
1,3	0,4032	049	066	082	099	115	131	147	162	177
1,4	192	207	222	236	251	265	279	292	306	319
1,5	332	345	357	370	382	394	406	418	429	441
1,6	452	463	474	484	495	505	515	525	535	545
1,7	554	564	573	582	591	599	608	616	625	633
1,8	641	649	656	664	671	678	686	693	699	706
1,9	713	719	726	732	738	744	750	756	761	767
2,0	772	778	783	788	793	798	803	808	812	817
2,1	821	826	830	834	838	842	846	850	854	857
2,2	860	864	867	871	874	877	880	883	886	889
2,3	892	895	898	900	903	906	908	911	913	915
2,4	918	920	922	924	926	928	930	932	934	936
2,5	937	939	941	942	944	946	947	949	950	952
2,6	953	954	956	957	958	959	960	962	963	964
2,7	265	966	967	968	969	970	971	971	972	973
2,8	974	975	975	976	977	978	978	979	980	980
2,9	0,4981	981	982	983	983	984	984	985	985	986
3,0	986	986	987	987	988	988	988	989	989	989
3,1	990	990	990	991	991	991	992	992	992	992
3,2	993	993	993	993	994	994	994	994	994	994
3,3	995	995	995	995	995	995	996	996	996	996
3,4	996	996	996	996	997	997	997	997	997	997
3,5	997	997	997	997	997	998	998	998	998	998
3,6	998	998	998	998	998	998	998	998	998	998
3,7	998	998	999	999	999	999	999	999	999	999
3,8	999	999	999	999	999	999	999	999	999	999
3,9	999	999	999	999	999	999	999	999	999	999
4,0	999	999	999	999	999	999	999	999	999	999
4,1	999	999	999	999	999	999	999	999	999	999
4,2	999	999	999	999	999	999	999	999	999	999
4,3	999	999	999	999	999	999	999	999	999	999
4,4	999	999	999	999	999	999	999	999	999	999
4,5	999	999	999	999	999	999	999	999	999	999
5,0	999	999	999	999	999	999	999	999	999	999

где $\pm \lambda$ — ошибка среднего арифметического, определенная с заданной вероятностью;

s — среднее квадратичное (стандартное) отклонение содержаний;

N — число проб в выборке;

z — аргумент нормированной функции Лапласа, изменяющейся в зависимости от заданной вероятности, с которой определяют ошибку

(табл. 63). Обычно принято ограничиваться 5%-ным уровнем значимости, что соответствует вероятности 0,95 (95%). В этом случае $z = 1,96$ (или округленно $z=2$) и

$$\pm \lambda_{5\%} = \frac{2s}{\sqrt{N}}. \quad (11)$$

В приведенном примере

$$\pm \lambda_{5\%} = \frac{2 \cdot 23,4}{\sqrt{149}} = \frac{46,8}{12,2} = 3,88 \approx 4,$$

т. е. $x = 37 \pm 4$ млн⁻¹.

Ошибка среднего арифметического, определенная с 5%-ным уровнем значимости, в данном случае позволяет утверждать, что для распределений лития в гранитах, аналогичных исследованному, вероятность появления средних содержаний более 41 млн⁻¹ и менее 33 млн⁻¹ составляет не более 5%.

Очень часто в практике поисковых и разведочных работ геологи еще пользуются оценками среднего арифметического содержания элементов, не имея представления об их истинной точности. При этом возможно составление ошибочных суждений и выводов, которые, будучи принятые на веру, могут оказывать отрицательное влияние на направление поисковых работ.

Необходимость оценки точности вычисленных характеристик (в частности, точности средних содержаний каких-либо элементов) при анализе результатов геохимических исследований может быть иллюстрирована следующим примером.

В метасоматически измененных гранитах по 12 систематически отобранным пробам было определено среднее содержание тория ($\bar{x}_{Th} = 26$ млн⁻¹) и меди ($x_{Cu} = 52$ млн⁻¹).

В информации об этой работе можно ограничиться только изложением полученных средних цифр, как это часто и делается, предоставив читателю самому судить о представительности сообщенных данных. Однако легко показать, что, таким образом, можно ввести в заблуждение и себя и читателя в вопросе определения ценности публикуемой информации.

Ниже приведены оценки параметров распределения тория и меди в биотит-амазонит-альбитовых апогранитах:

	\bar{x} , млн ⁻¹	s , млн ⁻¹	v , %
Th	26	4,05	16
Cu	52	72,6	140

По формуле (11) определим с вероятностью 0,95 (или, что то же, с 5%-ным уровнем значимости) ошибку вычисленного среднего арифметического:

$$\text{для тория } \pm \lambda_{5\%} = \frac{2 \cdot 4,05}{\sqrt{12}} = 2,3;$$

$$\text{для меди } \pm \lambda_{5\%} = \frac{2 \cdot 72,6}{\sqrt{12}} = 42,0.$$

Таким образом, относительная ошибка среднего арифметического содержания для тория ($\bar{x}_{Th} = 26 \pm 2,3$ млн⁻¹) составляет менее 10%, в то время как для меди ($\bar{x}_{Cu} = 52 \pm 42$ млн⁻¹) она превышает 80%.

В 95 случаях из 100 \bar{x}_{Cu} в аналогичных выборках может колебаться от 10 до 92 млн m^{-1} , что свидетельствует о малой достоверности полученной нами оценки среднего арифметического содержания меди в изученной породе. Причиной малой достоверности \bar{x}_{Cu} в данном случае является большая дисперсия (неравномерность) распределения содержаний меди в изученном массиве апогранитов и относительно малое число отобранных проб*.

Если желательна более точная оценка среднего содержания меди в породе (хотя бы с относительной ошибкой $\pm 20\%$ или $\pm 30\%$), следует отобрать дополнительное количество проб. Пользуясь формулой (11) и зная стандарт распределения содержаний элемента, легко вычислить необходимое число проб в выборке.

Во избежание серьезных ошибок оценка точности вычисляемых геохимических параметров является совершенно необходимой при определении качества руд, выявленных в процессе поисковых работ. Как известно, перспективная оценка значимости рудопроявлений, обнаруженных при поисках, обычно производится по результатам анализа ограниченного числа проб на основании среднего арифметического, определенного с весьма малой точностью. Оценка вероятной ошибки среднего значения в этом случае значительно увеличивает объективность выводов.

Определение закона распределения. Для оценки принадлежности статистического ряда к нормальному или логнормальному закону распределения используются две характеристики: асимметрия и эксцесс распределения. Асимметрия является численной характеристикой, выражющей меру скосленности кривой, т. е. отклонения ее от нормального вида вправо или влево. Величина ее вычисляется по формуле

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

где m_3 — так называемый центральный выборочный момент третьего порядка, определяющийся из выражения

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

$$\text{откуда } A = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^3}{s^3 \cdot N}. \quad (12)$$

Для кривой нормального распределения асимметрия должна быть равна нулю.

Для характеристики большего или меньшего подъема или понижения графика эмпирической кривой распределения, по сравнению с нормальной кривой, используется показатель, носящий название эксцесса E :

$$m_4 = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^4}{N}; \quad E = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^4}{s^4 \cdot N} - 3. \quad (13)$$

* Причиной высокой дисперсии распределения содержаний может быть также недостаточная точность (воспроизводимость) аналитического метода.

В «нормальном» случае эксцесс равен нулю, так как для нормального распределения отношение $\frac{m_4}{s_4}$ равно 3.

При построении многоугольника или гистограммы распределения можно определить, насколько они близки или далеки от симметричного вида, т. е. можно ориентировочно предположить, относится ли к типу нормальных кривых или нет кривая распределения, сглаживающая эмпирический многоугольник. Однако подобная оценка является лишь качественной и может привести к ошибочному заключению.

Поэтому для определения соответствия данного распределения нормальному закону необходимы оценки асимметрии и эксцесса. Учитывая возможную погрешность этих оценок, зависящую, в первую очередь, от числа проб, вычисляют, является ли отклонение A и E от нулевого значения случайным или значимым. Стандартное отклонение A и E вычисляется по формулам:

$$\sigma_A = \sqrt{\frac{6}{N}}; \quad \sigma_E = z \sqrt{\frac{6}{N}}. \quad (14)$$

Предположим, что вычисленные для имеющейся совокупности данных опробования фактические величины асимметрии и эксцесса соответственно равны A_1 и E_1 . Тогда, в соответствии с основным правилом математической статистики (правилом «трех сигм»), отклонения этих эмпирических величин от нуля в случае соответствия нормальному распределению (по абсолютной величине) не должны превосходить $3\sigma_A$ и $3\sigma_E$ (утроенного стандартного отклонения этих величин).

Таким образом, условием применимости нормального распределения будет соблюдение неравенства

$$\frac{A}{\sqrt{\frac{6}{N}}} \leq 3; \quad \frac{E}{2\sqrt{\frac{6}{N}}} \leq 3. \quad (15)$$

Если эти условия соблюдаются, то можно считать, что имеющиеся асимметрия и эксцесс кривой несущественны и распределение подчиненоциальному закону. В учебниках математической статистики и теории вероятностей излагаются и другие, обычно более трудоемкие методы оценки соответствия распределений нормальному закону.

При геохимических исследованиях проверка соответствия распределения содержаний нормальному закону часто показывает существенную положительную асимметрию, которая обычно может быть уже замечена при визуальной оценке табличных данных и четко выступает при построении кривой распределения. В этом случае изучаемое нами распределение не согласуется с нормальным законом и нельзя использовать его параметры для статистического анализа (при четкой положительной асимметрии кривой распределения дисперсию и стандартное отклонение содержаний можно и не вычислять).

В этом случае вычисляется среднее арифметическое логарифмов содержаний

$$\bar{\lg x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \lg x_i \cdot n_i, \quad (16)$$

а также выборочная дисперсия и среднее квадратичное (стандартное) отклонение логарифмов содержаний

$$s_{lg}^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\lg x_i - \bar{\lg x})^2 \cdot n_i; \quad (17)$$

$$s_{lg} = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\lg x_i - \bar{\lg x})^2 \cdot n_i}. \quad (18)$$

Коэффициент вариации содержаний при логнормальном распределении определяется из выражения:

$$v = \left(e^{\mu^2 \sigma_{lg}^2} - 1 \right), \quad (19)$$

для которого рассчитаны таблицы, исходящие из величин стандартного отклонения логарифмов.

С целью проверки соответствия распределения логнормальному закону асимметрии и эксцесс вычисляются по формулам:

$$A_{lg} = \frac{\sum_{i=1}^N (\lg x_i - \bar{\lg x})^3 \cdot n_i}{N \cdot s_{lg}^3}; \quad E_{lg} = \frac{\sum_{i=1}^N (\lg x_i - \bar{\lg x})^4 \cdot n_i}{N \cdot s_{lg}^4} - 3. \quad (20)$$

Стандартное отклонение A_{lg} и E_{lg} вычисляется так же, как и при обработке статистического ряда содержаний.

Условием логнормального распределения будет соблюдение неравенств:

$$\sqrt{\frac{A_{lg}}{6}} \leq 3; \quad \frac{E_{lg}}{2\sqrt{\frac{6}{N}}} \leq 3. \quad (21)$$

Таким образом, статистическими оценками параметров логнормального распределения являются:

$$\bar{\lg x}; s_{lg}^2; s_{lg}; A_{lg}; E_{lg}.$$

В приведенном выше примере асимметрия (скошенность) кривой распределения содержаний лития ясно видна уже при группировке выборки, исходя из частот интервалов содержаний. В подобных случаях оценку асимметрии содержаний можно было бы и не производить и сразу после вычисления среднего арифметического содержания переходить к операциям с логарифмами содержаний. Однако в качестве примера, по данным табл. 62, вычислим эту асимметрию:

$$s^3 = 12813; \quad A = \frac{3501289}{12813 \times 149} = 1,8; \quad \sqrt{\frac{1,8}{\frac{6}{149}}} = \sqrt{\frac{1,8}{0,04}} = 9.$$

Как видим, распределение содержаний лития в гранитах имеет резкую положительную асимметрию, свидетельствующую, что исследованное распределение не согласуется с нормальным законом.

С целью определения согласованности распределения содержаний лития в гранитоидах с логнормальным законом и вычисления соответст-

вующих оценок параметров распределения найдем десятичные логарифмы для крайних членов выборки, представленной в табл. 62. Это будут 0,6990 и 2,0792. Разность между этими значениями составляет около 1,4. Следовательно, если мы хотим получить сгруппированную выборку минимум из 8 интервалов, величина интервала должна быть принята равной 0,2 (табл. 64).

ТАБЛИЦА 64
РАСЧЕТ ОЦЕНОК ПАРАМЕТРОВ ЛОГНОРМАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

Интервал $\lg x_l$	Середина ин- тервала $\lg x_l$	n	$n \cdot \lg x_l$	$\Delta \lg x = \frac{\lg x - \lg x_l}{\lg x_l}$	$(\Delta \lg x)^2$	$(\Delta \lg x)^2 \cdot n$	$(\Delta \lg x)^3$	$(\Delta \lg x)^3 \cdot n$	$(\Delta \lg x)^4$	$(\Delta \lg x)^4 \cdot n$
0,6—0,8	0,7	1	0,7	-0,79	0,62	0,62	-0,49	-0,49	0,39	0,39
0,8—1,0	0,9	7	6,3	-0,59	0,35	2,45	-0,21	-1,47	0,12	0,84
1,0—1,2	1,1	13	14,3	-0,39	0,15	1,95	-0,06	-0,78	0,02	0,26
1,2—1,4	1,3	35	45,5	-0,19	0,04	1,40	-0,01	-0,35	0,00	—
1,4—1,6	1,5	34	51,0	0,01	0,00	—	0,00	—	0,00	—
1,6—1,8	1,7	42	71,4	0,21	0,04	1,68	0,01	0,42	0,00	—
1,8—2,0	1,9	14	26,6	0,41	0,17	2,38	0,07	0,98	0,03	0,42
2,0—2,2	2,1	3	6,3	0,6	0,37	1,11	0,23	0,69	0,14	0,42
	N 149	$\Sigma 222,1$				$\Sigma 11,69$	$\Sigma -1,00$		$\Sigma 2,33$	

Вычислим оценки среднего арифметического дисперсии и стандартного отклонения логарифмов содержаний:

$$\bar{\lg x} = \frac{222,1}{149} = 1,49; \quad s_{\lg}^2 = \frac{11,59}{149} = 0,0783; \quad s_{\lg} = 0,280.$$

Заметим, что оценки параметров распределения лития, полученные по той же выборке без предварительной группировки, равны $\bar{\lg x} = 1,504$ и $s_{\lg} = 0,256$, т. е. практически не отличаются от значений, полученных по сгруппированной выборке. Проведем проверку согласованности распределения логарифмов содержаний лития с нормальным законом:

$$s_{\lg}^3 = 0,0219; \quad A_{\lg} = \frac{-1,0}{0,0219, 149} = -0,306;$$

$$\sqrt{\frac{-0,306}{\frac{6}{149}}} = \frac{-0,306}{0,2} = -1,153;$$

$$s_{\lg}^4 = 0,0061; \quad E_{\lg} = \frac{2,33}{0,0061(\cdot)149} = -0,443;$$

$$\frac{-0,443}{2 \sqrt{\frac{6}{149}}} = -1,102.$$

Как видим, асимметрия и эксцесс распределения логарифмов содержаний лития в гранитоидах несущественны, поскольку отношение значений асимметрии и эксцесса к их стандартным отклонениям значительно меньше трех. Таким образом, распределение лития в гранитои-

дах удовлетворительно согласуется с логнормальным законом, что позволяет использовать величины среднего арифметического, дисперсии и стандартного отклонения логарифмов содержаний лития в качестве параметров распределения при статистических расчетах.

Вычисление пределов колебания содержаний элементов. В практике геохимического картирования и поисков часто приходится решать задачу оценки размаха колебания содержаний элемента-индикатора в данном типе пород.

Выше были рассмотрены основные параметры, характеризующие распределение содержаний элементов в различных геологических образованиях (среднее, дисперсия, стандартное отклонение) и способы их вычисления. В качестве дополнительной оценки целесообразно вычислить пределы колебаний содержаний элементов с вероятностью 0,01 для граничных значений. Этот параметр, являясь производным от основных параметров распределения, наглядно иллюстрирует дисперсию содержаний интересующих элементов.

При этом используются следующие уравнения:

$$a_{\max} = \bar{x} \pm ts \text{ для нормального закона (22);}$$

$$\lg a_{\max} = \lg \bar{x} + ts_{\lg} \text{ для логнормального закона (23),}$$

где a_{\max} и a_{\min} представляют собой минимальное и максимальное граничные значения содержания данного элемента в выборке, определяемые с заданной вероятностью (или логарифмы содержаний в случае логнормального распределения).

x ; $\lg x$ — соответственно средние арифметические содержаний и логарифмов содержаний;

s ; s_{\lg} — стандартные отклонения содержаний и логарифмов содержаний.

Теоретическое значение коэффициента t для односторонней вероятности 0,01 равно 2,33. Значения t для конечных выборов объемом менее 500 проб, существенно отличающиеся от теоретического, находятся из таблиц критерия Стьюдента, имеющихся во всех учебниках математической статистики и теории вероятностей (табл. 65).

Определим размах колебания содержаний лития с вероятностью 0,01 для граничных значений в приведенной выше совокупности, представляющей распределение его в гранитах различных континентов.

Значения параметров логнормального распределения лития равны:

$$\lg x = \frac{222,1}{149} = 1,49 \text{ и } s_{\lg} = \frac{342,69}{149} (1,49)^2 = 2,30 - 2,22 = 0,08; s_{\lg} = 0,28.$$

$$\lg a_{\max} = 1,49 \mp 0,280; t (\text{для выборки из 149 проб}) \text{ равно } 2,35;$$

$$\lg a_{\max} = 1,49 + 2,35 \cdot 0,280 = 1,49 + 0,658 = 2,148.$$

Из таблицы антилогарифмов находим $a_{\max} = 141 \text{ млн}^{-1}$; $\lg a_{\min} = 1,49 - 0,658 = 0,832$, откуда $a_{\min} = 6,79 \approx 7 \text{ млн}^{-1}$; размах колебаний $7 - 141 \text{ млн}^{-1}$.

Таким образом, мы вычислили, что в совокупности, представляющей граниты различных континентов, на каждую сотню проб лишь одна-две могут содержать меньше, чем 7 млн^{-1} и более, чем 141 млн^{-1} лития.

ТАБЛИЦА 65

ЗНАЧЕНИЯ α (в %) ПРЕДЕЛОВ ДЛЯ t -РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТЮДЕНТА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ЧИСЛА f СТЕПЕНЕЙ СВОБОДЫ

$f \backslash q$	10.0	5.0	2.5	2.0	1.0	0.5	0.3	0.2	0.1	Двусторонние
f	5.0	2.5	1.25	1.0	0.5	0.25	0.15	0.1	0.05	Односторонние
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	6,314	12,706	25,452	31,821	63,657	127,3	212,2	318,3	636,6	
2	2,920	4,303	6,205	6,965	9,925	14,089	18,216	22,327	31,600	
3	2,353	3,182	4,177	4,541	5,841	7,453	8,891	10,214	12,922	
4	2,132	2,776	3,495	3,747	4,604	5,597	6,435	7,173	8,610	
5	2,015	2,571	3,163	3,365	4,032	4,773	5,376	5,893	6,869	
6	1,943	2,447	2,969	3,143	3,707	4,317	4,800	5,208	5,959	
7	1,895	2,365	2,841	2,998	3,499	4,029	4,442	4,785	5,408	
8	1,860	2,306	2,752	2,896	3,355	3,833	4,199	4,501	5,041	
9	1,833	2,262	2,685	2,821	3,250	3,690	4,024	4,297	4,781	
10	1,812	2,228	2,634	2,764	3,169	3,581	3,892	4,144	4,587	
12	1,782	2,179	2,560	2,681	3,055	3,428	3,706	3,930	4,318	
14	1,761	2,145	2,510	2,624	2,977	3,326	3,583	3,787	4,140	
16	1,746	2,120	2,473	2,583	2,921	3,252	3,494	3,686	4,015	
18	1,734	2,101	2,445	2,552	2,878	3,193	3,428	3,610	3,922	
20	1,725	2,086	2,423	2,528	2,845	3,153	3,376	3,552	3,849	
22	1,717	2,074	2,405	2,508	2,819	3,119	3,335	3,505	3,792	
24	1,711	2,064	2,391	2,492	2,797	3,092	3,302	3,467	3,745	
26	1,706	2,056	2,379	2,479	2,779	3,067	3,274	3,435	3,704	
28	1,701	2,048	2,369	2,467	2,763	3,047	3,250	3,408	3,674	
30	1,697	2,042	2,360	2,457	2,750	3,030	3,230	3,386	3,646	
~	1,645	1,960	2,241	2,325	2,576	2,807	2,968	3,090	3,291	

На практике вероятностные пределы колебания содержаний элементов в геохимических совокупностях используются для выбора критерии отбора разнородных геологических комплексов. Рассмотрим это также на примере лития.

На одном из участков были определены колебания содержаний лития с вероятностью 0,01 для граничных значений по двум типам развитых в пределах этого региона гранитоидов. Граниты одного из этих типов (колебания содержаний лития 20—500 млн⁻¹) являются потенциально-перспективными с точки зрения связи с ними месторождений редких элементов; граниты другого типа (колебания содержаний лития 5—50 млн⁻¹) практически безрудные. В данном случае в качестве критерия может быть выбрано содержание 50 млн⁻¹, вероятность появления которого в безрудных гранитах составляет всего одну-две пробы на сто.

Для того чтобы не спутать перспективные граниты с безрудными, нужно знать также вероятность появления содержаний лития 50 млн⁻¹ и более в пределах потенциально-перспективных комплексов гранитоидов.

Вычисление вероятности появления содержаний, больших (меньших) заданного, производится при помощи интегральной функции Лапласа $\Phi(z)$, таблицы которой также имеются во всех учебниках математической статистики и теории вероятностей (см. табл. 63). При этом используются следующие формулы:

$$z = \frac{a - \bar{x}}{s}; \quad \text{и} \quad P_x > a = 0.5 - \Phi_{(z)}, \quad (24)$$

где a — заданное содержание, интересующее исследователя (или логарифм заданного содержания при логнормальном распределении);

x и s — значения среднего арифметического и стандартного отклонения содержаний (или логарифмов содержаний) соответственно;

$\Phi(z)$ — интегральная функция Лапласа;

$P_{x>a}$ — вероятность появления значений содержаний больших, чем заданное a .

Для нашего примера заданным содержанием является 50 млн^{-1} . В связи с тем, что литий в гранитах распределен логнормально, для расчета следует использовать величины параметров распределения логарифмов содержаний лития в потенциально-перспективных гранитоидах ($\lg x = 2,005$ и $s_{\lg} = 0,296$)

$$\lg 50 = 1,699; \quad z = \frac{1,699 - 2,005}{0,296} = -1,04.$$

Из таблиц интегральной функции Лапласа находим:

$$\Phi(z) = -(0,351); \text{ отсюда } P_{x>50} = 0,5 - (-0,35) = 0,85.$$

Таким образом, из ста проб в исследованной геохимической совокупности 85 проб должно содержать 50 млн^{-1} лития и более, т. е.

в каждой серии из десяти проб, отобранных по гранитному массиву в процессе картирования, должно быть встречено несколько этих критических для непродуктивных гранитов содержаний лития. Выбранный критерий является достаточно контрастным (1 пробы на сто и 85 проб на сто) и может быть рекомендован для составления прогнозной карты.

Аналогично решается задача выявления аномальных содержаний элементов-индикаторов, вошедших по результатам опробования в ту или иную геохимическую выборку. С точки зрения математической статистики, аномальным является каждое содержание химического элемента, не принадлежащее к данной геохимической выборке. Присутствие подобных содержаний в геохимической выборке является случайным и эта случайность может быть однозначно обоснована путем статистического анализа, который в данном случае заключается в оценке вероятности появления «аномального» содержания в рассматриваемой геохимической совокупности.

В процессе статистического анализа геохимической выборки проверке в отношении «аномальности» должны подвергаться максимальные встреченные значения содержаний, если они отделены от соседнего более низкого содержания существенным разрывом.

Оценка вероятности появления в данной совокупности подозреваемого «аномального» содержания производится по намеченней выше схеме. Аномальными считаются пробы, произведение вероятности появления которых на число проб в выборке ($P \cdot N$) значительно меньше единицы.

Предположим, что в исследованной нами ранее выборке имеется еще одно 150-е значение содержания лития, равное 500 млн^{-1} . Между этим значением и следующим за ним 120 млн^{-1} существует значительный разрыв, что позволяет предполагать, что содержание 500 млн^{-1} лития является аномальным.

Включение содержания 500 млн^{-1} очень незначительно изменит величины параметров распределения лития в приведенной ранее вы-

борке ($\bar{\lg}x = 1,50$; $s_{\lg} = 0,296$), что связано с ее довольно значительным объемом (150 членов).

Однако оценка вероятности появления содержания 500 млн^{-1} в данной совокупности однозначно указывает на его аномальный характер:

$$\lg 500 = 2,699; \quad z = \frac{2,699 - 1,50}{0,296} = 4,0; \quad \Phi(z) = 0,4999;$$

$$P_{x > a} = 0,5 - 0,4999 = 0,0001.$$

Таким образом, вероятность появления содержаний 500 млн^{-1} и более в данной совокупности составляет всего одну пробу на десять тысяч. Произведение $P \cdot N = 0,015$ значительно меньше единицы, что свидетельствует об аномальном характере содержания 500 млн^{-1} лития, не свойственного данной геохимической выборке.

Проверим теперь, является ли аномальным для рассматриваемой геохимической выборки содержание 150 млн^{-1} лития

$$\lg 150 = 2,176; \quad z = \frac{2,176 - 1,49}{0,280} = 2,45; \quad \Phi(z) = 0,4928;$$

$$P_{x > a} = 0,5 - 0,4928 = 0,0072.$$

Вероятность появления проб с содержанием 150 млн^{-1} лития и более в данном случае оценивается числом около семи проб на одну тысячу. Произведение $P(\cdot)N = 1,06$. Таким образом, содержание лития 150 млн^{-1} для изученной выборки, содержащей 149 проб, не является аномальным (теоретически может быть встречена одна пробы с таким содержанием) и то, что оно не было встречено в данном конкретном примере, объясняется случайностью отбора проб.

Сравнение рядов распределения. В практике геохимического картирования и поисков с целью определения общности или различия тех или иных геологических образований часто приходится сравнивать выборки, отобранные по литологически близким типам пород. При этом устанавливается существенность или несущественность различия в средних и дисперсиях, которое имеет место в сравниваемых выборках. Без такого сравнения можно ошибочно посчитать разнородными выборки, различия между которыми являются случайными, незначащими и, наоборот, оценить, как аналогичные, выборки, между которыми имеются хотя и незначительные, но существенные различия.

Для того чтобы сравнить средние двух выборок, первоначально устанавливают однородность дисперсий s_1^2 и s_2^2 (или $s_{1\lg}^2$ и $s_{2\lg}^2$). Для этого используют так называемый критерий Фишера — F, таблицы критических значений которого для 5- и 10%-ного уровней значимости имеются во всех учебниках математической статистики и теории вероятностей:

$$F = \frac{s_1^2}{s_2^2}, \quad (25)$$

причем в числителе всегда берется большая дисперсия.

Для каждой выборки определяется число степеней свободы, равное числу проб минус единица ($k = N - 1$).

Если полученное значение F меньше, чем найденное в таблице для заданного уровня значимости, расхождение между дисперсиями является незначащим.

В последнем случае приступают к сравнению средних \bar{x}_1 и \bar{x}_2 (или $\lg \bar{x}_1$ и $\lg \bar{x}_2$). Для этого вычисляют значение критерия Стьюдента, пользуясь выражением

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{s_1^2}{N_1} + \frac{s_2^2}{N_2}}}. \quad (26)$$

Если вычисленное значение t превышает 1,96, то различие между средними считается существенным (что соответствует 5%-ному уровню значимости). В противном случае гипотеза о различии между сравниваемыми средними отвергается.

Доказанное равенство дисперсий и средних обычно принимается как показатель однородности сравниваемых выборок.

В практике геологопоисковых и разведочных работ, а также в геологической литературе до последнего времени отмечаются случаи, когда серьезные теоретические или практические выводы делаются на основании ограниченного числа аналитических данных или даже с использованием единичных определений. При этом исследователь, не учитываяший случайный характер используемых им аналитических данных, часто может сделать неправильный или малодостоверный вывод, даже не подозревая, что он совершает ошибку. Поясним это на конкретных примерах.

При изучении распределения тантала в слюдах из пегматитов с целью обоснования геохимических критериев поисков танталоносных пегматитов в одном из пегматитовых месторождений были оценены параметры распределения его в мусковите и биотите.

	n	\bar{x} , млн $^{-1}$	$\lg \bar{x}$	s_{\lg}^2	s_{\lg}	v , %
Биотит	10	55	1600	0,205	0,453	59
Мусковит	12	37	1,416	0,190	0,436	55

Учитывая, что на поздних стадиях пегматитообразования биотит замещается мусковитом, можно (основываясь на средних содержаниях тантала в слюдах) сделать заключение о выносе его в процессе мусковитизации биотита и даже предположить, что этот вынос сопровождается образованием колумбита-танталита, характерного для мусковитодержащих пегматитов. Однако будут ли эти выводы, исходящие из впечатляющей разницы в определенном нами среднем содержании тантала в биотите и мусковите, достаточно обоснованы фактическим материалом. Действительно ли разница в 18 млн $^{-1}$ тантала в данном случае является существенной, обусловленной различным характером распределения элемента в биотите и мусковите.

Оценка существенности различия в распределении тантала в мусковите и биотите в данном случае также может быть произведена при помощи F — критерия Фишера и t — критерия Стьюдента по формулам (25) и (26).

	n	F	t
Биотит	10	1,08(2,90)*	1,0(1,96)
Мусковит	12		

* В скобках приведены табличные значения для 5%-ного уровня значимости.

Вычисленные значения F и t (с 5%-ным уровнем значимости) значительно ниже теоретических, что позволяет оценить наблюдаемые различия между средними значениями и дисперсиями распределения тантала в биотитах и мусковитах как несущественные. Таким образом, имеющиеся в нашем распоряжении данные недостаточны для доказательства выноса тантала при мусковитизации биотита, хотя и противоположного вывода, в данном случае в связи с недостаточным числом проб, тоже сделать нельзя.

Аналогичные ошибки часто встречаются в процессе опробования месторождений, отличающихся неравномерным и весьма неравномерным распределением полезного компонента. При сравнении подобных объектов несущественные различия в средних арифметических, обусловленные естественной случайностью отбора проб, могут быть приняты за существенные с вытекающей отсюда ошибочной оценкой того или иного объекта. Приведем в качестве примера три рудопроявления ртути, одно из которых на стадии поисковых работ было оценено ошибочно (табл. 66).

ТАБЛИЦА 66
ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РТУТИ В ТРЕХ
МЕСТОРОЖДЕНИЯХ, ЛОКАЛИЗОВАННЫХ В ИЗВЕСТНИКАХ
(ЗАКОН РАСПРЕДЕЛЕНИЯ — ЛОГНОРМАЛЬНЫЙ)

Рудопроявление	Число проб n	Среднее арифметическое		$\frac{2}{\lg}$	$s \lg$
		\bar{x} , %	$\lg \bar{x}$		
I	150	0,24	-0,830	0,210	0,46
II	20	0,09	-1,097	0,370	0,61
III	60	0,16	-0,950	0,230	0,48

Несмотря на кажущееся резкое различие средних содержаний, в рассматриваемом случае также отсутствуют основания для того, чтобы признать распределение ртути в исследованных рудопроявлениях существенно различным. Подобный вывод может быть сделан на основании статистического сравнения различия дисперсий и среднего арифметического логарифмов содержаний.

Рудопроявление	F	t
I-II	1,77(2,00)*	1,84(1,96)
I-III	1,10(1,60)	1,67(1,95)

В обоих случаях теоретические значения F , а также t превышают эмпирические оценки, полученные из выборок, что свидетельствует о несущественности наблюдавших различий. Характерно, что отбор дополнительного числа проб (100 проб) по второму объекту позволил уточнить среднее содержание ртути, которое повысилось до 0,19. Таким образом, отрицательная оценка рудопроявления, проведенная без соответствующей математической обработки результатов опробования, в данном случае оказалась преждевременной и необъективной.

Графический способ определения функции и параметров распределения элементов. Кроме описанного выше аналитического метода опре-

* В скобках приведены табличные значения (F — 1%-ный уровень значимости; t — 5%-ный).

деления функции и оценок параметров распределения данных геохимических исследований существуют также графические методы, из которых наиболее удобен способ вероятностного трафарета, впервые примененный в геохимии Н. К. Разумовским.

На этом трафарете по оси абсцисс отложены содержания элементов — внизу в линейном масштабе, а наверху — в логарифмическом. По оси ординат откладываются накопленные относительные частоты, которые получаются путем их суммирования последовательно по возрастанию интервала содержаний. Линия, соединяющая отложенные на вероятностном трафарете точки, представляет собой график накопленных относительных частот (рис. 93).

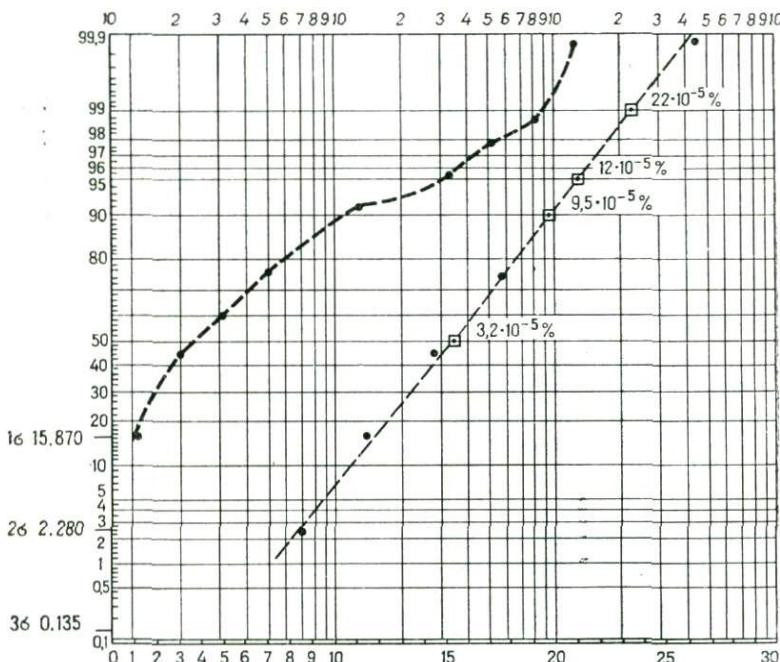


Рис. 93. Вероятностный трафарет Н. К. Разумовского для графического определения закона и статистических оценок параметров распределения в геохимической совокупности

Прямолинейный характер этого графика свидетельствует о нормальном (если содержания отложены в линейном масштабе) или логнормальном (если содержания отложены в логарифмическом масштабе) распределении результатов наблюдений.

После установления функции распределения можно графически определить основные величины параметров распределения — среднее арифметическое (\bar{x}) и стандартное отклонение (s).

Для иллюстрации техники графических построений рассмотрим пример, характеризующий распределение в гранитах содержаний сравнительно легкоизвлекаемых форм урана, так называемого подвижного урана.

Распределение урана в гранитах характеризуется следующими частотами, приведенными в табл. 67. Сумма частостей всех интервалов содержаний (накопленная частость последнего интервала содержаний)

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УРАНА В ГРАНИТАХ

Интервалы со- держаний (в арифметической прогрессии) $n \cdot 10^{-5} \%$	Частоты	Накопленные частоты	Интервалы со- держаний (в геометрической прогрессии*) $n \cdot 10^{-5} \%$	Частоты	Накопленные частоты
До 2	16,129	16,129	До 1	2,127	2,127
2—4	25,806	41,935	1—2	13,776	15,903
4—6	16,129	58,064	2—4	24,468	40,371
6—8	17,204	75,268	4—8	32,977	73,348
8—10	10,752	86,020	8—16	21,276	94,624
10—12	5,376	91,396	16—32	4,255	98,879
12—14	1,075	92,471	32—64	1,063	99,942
14—16	2,688	96,159			
16—18	2,688	97,847			
18—20	1,075	98,922			
20—22	1,075	99,997			

* Выделение интервалов содержаний в геометрической прогрессии равнозначно выделению интегралов логарифмов содержаний в арифметической прогрессии.

равна 100 %. Такая нормировка может быть использована для проверки правильности вычислений.

В рассмотренном примере функция распределения содержаний урана согласуется с логнормальным законом, на что указывает прямолинейный характер графика, построенного в логарифмическом масштабе.

По кумулятивным графикам можно, помимо функции распределения, графически определить также:

а) оценки параметров распределения — среднее арифметическое и стандартное отклонение. В нашем случае среднее арифметическое логарифмов содержаний будет соответствовать точке на графике накопленных частот с ординатой 50 %. Величина среднего квадратичного отклонения в масштабе равна абсциссе, соответствующей накопленной частоты 84,3 % минус среднее (отвечает накопленной частоты 50 %);

б) вероятность появления в данной совокупности содержаний больше заданного; определяется по формуле $P=100-a$, где a — накопленная частота, соответствующая заданному содержанию.

Поставленная задача имеет прямое отношение к методике определения аномальных концентраций с различными уровнями значимости. Для определения аномальных концентраций по существу следует решить задачу, обратную поставленной выше. Так, например, для определения минимально-аномального содержания с 1 %-ным односторонним уровнем значимости по кумулятивному графику достаточно отыскать значение абсциссы, соответствующей кумулятивной частоты 99 %, для 5 %-ного уровня значимости — кумулятивной части 95 % и т. д.*.

Для рассмотренного нами примера величины аномальных содержаний урана для 1; 5 и 10 %-ного уровней значимости, как показало графическое определение, равны соответственно $22(\cdot)10^{-5}$; $12(\cdot)10^{-5}$; $9,5 \cdot 10^{-5} \%$ (см. рис. 93). Таким образом, графический метод определения функции и оценок параметров распределения данных наблюдения является весьма простым. По сравнению с описанным выше аналитическим способом, графический является менее точным, поэтому первый

* Нужную кумулятивную частоту можно определить по формуле $a=100-P$, где P — заданный уровень значимости, %.

должен применяться в качестве контрольного, а также при необходимости получения точных значений интересующих величин.

Определение связи между варьирующими величинами. При геохимических исследованиях часто возникает задача определения связи между различными варьирующими величинами, в частности между содержаниями различных элементов в тех или иных геологических образованиях. Корреляционная зависимость может быть прямолинейной (линейной) или криволинейной. В первом случае изменение одной из исследуемых величин прямо пропорционально изменениям другой. При криволинейной корреляции условие пропорциональной зависимости нарушается, и между связанными случайными величинами устанавливается более сложная зависимость.

Мерой зависимости между случайными величинами x и y является коэффициент корреляции r . Однако его использование в качестве меры зависимости оправдано лишь тогда, когда доказано, что случайные величины x и y распределены по одному закону — нормальному или лог-нормальному. Коэффициент корреляции колеблется от -1 до $+1$. Знак плюс свидетельствует о положительной корреляционной связи, означающей, что возрастание одной из сравниваемых величин сопровождается возрастанием другой. В случае отрицательной корреляционной связи (знак минус) возрастание (убывание) одной из величин сопровождается убыванием (возрастанием) другой. Чем ближе коэффициент корреляции к единице, тем больше сила корреляционной связи между зависимыми величинами.

ТАБЛИЦА 68

РАСЧЕТ КОЭФФИЦИЕНТА КОРРЕЛЯЦИИ r

Содержание калия, %	Содержание рубидия, млн ⁻¹	x^2	y^2	xy
3,3	100	10,89	10 000	330
3,6	250	12,96	62 500	900
3,9	150	15,21	22 500	585
4,1	150	16,81	22 500	615
4,2	300	17,64	90 000	1 260
4,2	350	17,64	122 500	1 470
4,4	450	19,36	202 500	1 980
4,6	150	21,16	22 500	600
4,6	450	21,16	202 500	2 070
4,5	400	20,25	160 000	1 800
5,0	350	25,00	122 500	1 750
5,2	500	27,04	250 000	2 800
51,6	3600	225,12	1 290 000	16 050

$$\bar{x} = \frac{51,6}{12} = 4,3 \quad \bar{y} = \frac{3600}{12} = 300;$$

$$\bar{x^2} = \frac{225,12}{12} = 18,76 \quad \bar{y^2} = \frac{1 290 000}{12} = 107 500;$$

$$\bar{xy} = \frac{16 050}{12} = 1337,5 \quad s_x = \sqrt{18,76 - 18,49} = \sqrt{0,27} = 0,52$$

$$s_y = \sqrt{107 500 - 90 000} = \sqrt{17 500} = 132,3;$$

$$r = \frac{1337,5 - 1290}{0,52 \cdot 132,3} = \frac{47,5}{68,796} = +0,69$$

В практике геохимических исследований, в силу ограниченности числа членов выборки, вычисляется не истинный коэффициент корреляции ρ , а его приближенное значение r , которое может быть вычислено по формуле

$$r = \frac{\bar{x} \cdot \bar{y} - \bar{x} \cdot \bar{y}}{s_x \cdot s_y}, \quad (27)$$

где

$$s_x = \sqrt{\bar{x}^2 - (\bar{x})^2}; \quad s_y = \sqrt{\bar{y}^2 - (\bar{y})^2}. \quad (28)$$

Приведенная формула применима в случае нормального распределения данных наблюдения. В случае логнормального распределения в указанные формулы вместо значений $x_i; \bar{x}; y_i; \bar{y}$ соответственно входят $\lg x_i; \lg \bar{x}; \lg y_i; \lg \bar{y}$.

В качестве примера рассмотрим вычисление коэффициента корреляции между содержаниями (в 12 пробах) калия и рубидия в трахитах при нормальном их распределении (табл. 68).

После того как вычислены выборочный коэффициент корреляции, нужно оценить его значимость. Это делается по таблицам, содержащим критические значения коэффициента корреляции для различных степеней свободы $f = n - 2$, где n — число проб. Подобные таблицы имеют-

ТАБЛИЦА 69
КРИТИЧЕСКИЕ ЗНАЧЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА КОРРЕЛЯЦИИ

t	q				
	0,10	0,05	0,02	0,01	0,001
1	0,98769	0,99692	0,999507	0,999877	0,9999988
2	0,90000	0,95000	0,98000	0,990000	0,99900
3	0,8054	0,8783	0,93433	0,95873	0,99116
4	0,7293	0,8114	0,8822	0,91720	0,97406
5	0,6694	0,7545	0,8329	0,8745	0,95074
6	0,6215	0,7067	0,7887	0,8343	0,92493
7	0,5822	0,6664	0,7498	0,7977	0,8982
8	0,5494	0,6319	0,7155	0,7646	0,8721
9	0,5214	0,6021	0,6851	0,7348	0,8471
10	0,4973	0,5760	0,6581	0,7079	0,8233
11	0,4762	0,5529	0,6339	0,6835	0,8010
12	0,4575	0,5324	0,6120	0,6614	0,7800
13	0,4409	0,5139	0,5923	0,6411	0,7603
14	0,4259	0,4973	0,5742	0,6226	0,7420
15	0,4124	0,4821	0,5577	0,6055	0,7246
16	0,4000	0,4683	0,5425	0,5897	0,7084
17	0,3887	0,4555	0,5285	0,5751	0,6932
18	0,3783	0,4438	0,5155	0,5614	0,6787
19	0,3687	0,4329	0,5034	0,5487	0,6652
20	0,3598	0,4227	0,4921	0,5368	0,6524
25	0,3233	0,3809	0,4451	0,4866	0,5974
30	0,2960	0,3494	0,4093	0,4487	0,5541
35	0,2746	0,3246	0,3810	0,4182	0,5189
40	0,2573	0,3044	0,3578	0,3932	0,4896
45	0,2428	0,2875	0,3384	0,3721	0,4648
50	0,2306	0,2732	0,3218	0,3541	0,4433
60	0,2108	0,2500	0,2948	0,3248	0,4078
70	0,1954	0,2319	0,2737	0,3017	0,3799
80	0,1829	0,2172	0,2565	0,2830	0,3568
90	0,1726	0,2050	0,2422	0,2673	0,3375
100	0,1638	0,1946	0,2301	0,2540	0,3211

ся в приложениях к учебникам и руководствам по математической статистике. Для нашего примера $f=12-2=10$ (табл. 69, рис. 94).

Табличное критическое значение коэффициента корреляции для 5%-ного уровня значимости при $f=10$ равно 0,576, что меньше r вычисленного нами. Следовательно, положительную корреляционную связь содержаний калия и рубидия можно считать доказанной.

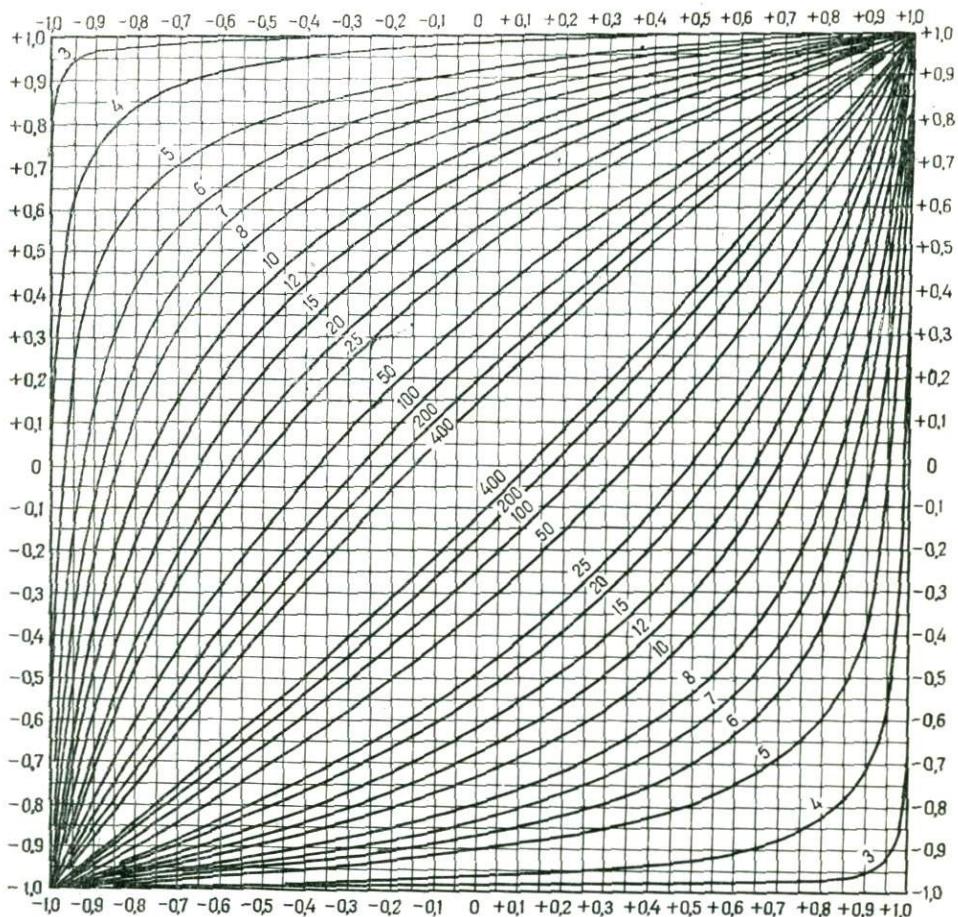


Рис. 94. Доверительные интервалы для коэффициента корреляции генеральной совокупности (доверительная вероятность 0,95)

Порядковая (ранговая) корреляция. Как известно, при геохимических поисках месторождений полезных ископаемых широко применяются полуколичественные методы анализа и, в частности, полуколичественный спектральный анализ. Данные такого анализа в силу дискретности не подчиняются нормальному (логнормальному) закону, поэтому описанная выше методика к ним обычно не применима.

Для выяснения корреляционной зависимости между содержаниями различных элементов по данным полуколичественного анализа может быть использована методика вычисления коэффициента так называемой порядковой или ранговой корреляции.

Эта методика отличается простотой вычислений и ее применение не ограничено законом распределения данных наблюдения. Для примера рассмотрим порядок вычисления коэффициента порядковой корреляции между содержаниями свинца и цинка в эндогенных ореолах вокруг полиметаллических рудных тел.

ТАБЛИЦА 70

№ п/п	Содержание свинца, %	Порядковый номер		Содержание цинка, %	Порядковый номер		Разность порядковых номеров Δ	Квадрат разности Δ^2
		предварительный	исправленный		предварительный	исправленный		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	0,01—0,03	4	3	0,03—1	8	8,5	5,5	30,25
2	0,03—0,1	9	9	0,03—1	9	8,5	0,5	0,25
3	0,03	5	6,5	0,3	11	11	4,5	20,25
4	1,0	12	12	1,0	12	12	0	0
5	0,03	6	6,5	0,03	7	6,5	0	0
6	0,01—0,03	3	3	0,01	3	2,5	0,5	0,25
7	0,1	10	10,5	0,01	4	4	6,5	42,25
8	0,01—0,03	2	3	Не обн.	1	1	2,0	4,0
9	0,03	7	6,5	0,01—0,03	5	5	1,5	2,25
10	0,03	8	6,5	0,03	6	6,5	0	0
11	0,1	11	10,5	0,1	10	10	10,5	0,25
12	0,01	1	1	0,01	2	2,5	1,5	2,25

$$\Sigma(\Delta)^2 = 102$$

Для расчета в графу 1 табл. 70 заносятся номера проб по журналу опробования, в графу 2 — содержание любого из интересующих нас двух элементов (в нашем примере — свинца). Затем в графе 3 пробы нумеруются по возрастанию содержания рассматриваемого элемента (свинца) от 1 (проба с минимальным содержанием элемента) до n , где n — число проб, участвующих в подсчете.

В случае, когда встречаются несколько проб с одинаковым содержанием, что весьма характерно для полуколичественного спектрального анализа, в силу дискретности данных последнего, каждой из них присваивается одинаковый порядковый номер, равный среднему арифметическому из предварительных номеров. Например, из приведенных в табл. 70 значений содержания в трех пробах (№ 1, 6, 8) с предварительными порядковыми номерами 2, 3 и 4 отмечается одинаковое содержание (0,01—0,03%) свинца. Среднее арифметическое из них, равное 3 ($\frac{2+3+4}{3}$) и будет исправленным порядковым номером каждой из них (графа 4).

Аналогично определяют порядковые номера для другого элемента — цинка (графы 6 и 7). Затем вычисляют разности порядковых номеров (графа 8) и их квадраты (графа 9). Коэффициент порядковой корреляции определяется по формуле

$$r_n = 1 - \frac{6 \Sigma (\Delta^2)}{n(n^2 - 1)}, \quad (29)$$

где $\Sigma(\Delta^2)$ — сумма квадратов разностей порядковых номеров;

n — число проб, участвующих в подсчете.

Однако в рассмотренном нами примере имеются повторения содержаний, поэтому формула примет другой вид.

$$r_n = 1 - \frac{6(\Sigma(\Delta)^2 \pm T_x + T_y)}{n(n^2 - 1)}, \quad (30)$$

где T_x и T_y — соответствующие поправки на повторяющиеся содержания каждого из рассматриваемой пары элементов. Эти поправки определяются выражением:

$$T_x = \sum_1^l \frac{t_i^3 - t_i}{12}. \quad (31)$$

В рассматриваемом нами примере для свинца повторение установлено для трех содержаний ($i=3$); 0,01—0,03 (в трех пробах $t=3$), 0,03 ($t=4$) 0,01 ($t=2$).

$$T_x = \frac{(3^3 - 3) + (4^3 - 4) + (2^3 - 2)}{12} = \frac{94}{12} \approx 8.$$

Для цинка аналогичным способом получим:

$$T_y = \frac{(2^3 - 2) + (2^3 - 2) + (2^3 - 2)}{12} = \frac{18}{12} = 1,5.$$

Величина коэффициента порядковой корреляции для нашего примера с учетом указанных поправок будет равна:

$$r_n = 1 - \frac{6(102 + 8 + 1,5)}{12 \cdot 143} = 1 - 0,39 = +0,61.$$

Оценка значимости корреляционной связи производится по величине суммы квадратов разностей порядковых номеров ($\Sigma(\Delta)^2$) и поправок на повторяемость содержаний.

ТАБЛИЦА 71

КРИТИЧЕСКИЕ ЗНАЧЕНИЯ СУММЫ КВАДРАТОВ РАЗНОСТЕЙ ПОРЯДКОВЫХ НОМЕРОВ

Число проб	Уровень значимости, %		Число проб	Уровень значимости, %	
	5	1		5	1
5	0—40		24	1370—3230	1115—3485
6	4—66	0—70	25	1570—3630	1287—3913
7	12—100	4—108	26	1789—4061	1475—4375
8	22—146	10—158	27	2028—4524	1681—4871
9	40—200	24—216	28	2287—5021	1906—5402
10	61—269	39—291	29	2569—5551	2149—5971
11	88352	58—382	30	2873—6117	2414—6576
12	121—451	84—488	31	3199—6721	2700—7220
13	163—565	115—613	32	3550—7362	3008—7904
14	213—697	154—756	33	3926—8042	3338—8630
15	272—848	201—919	34	4328—8762	3693—9387
16	342—1018	257—1103	35	4757—9523	4073—10207
17	423—1209	322—1310	36	5213—10327	4476—11064
18	515—1423	398—1540	37	5698—11174	4908—11964
19	621—1659	484—1796	38	6213—12065	5366—12912
20	740—1920	583—2077	39	6758—13002	5853—13907
21	873—2207	695—2385	40	7334—13086	6367—14953
22	1022—2520	820—2722			
23	1187—2861	960—3088			

Критические значения указанной суммы в зависимости от числа проб для 5- и 1%-ных уровней значимости имеются в соответствующих

таблицах (с вероятностью 95 и 99%). Если вычисленная сумма меньше нижнего предела табличных значений (табл. 71), то коэффициент корреляции является значимым и существенно положительным. Если она больше верхнего предела, то коэффициент корреляции свидетельствует о значимой отрицательной связи. В случае, когда сумма находится в интервале табличных значений, корреляционная связь признается несущественной.

Для разобранного примера сумма квадратов разностей порядковых номеров плюс поправки равна 111,5. Как видно из таблиц критических значений, эта сумма свидетельствует о существенно положительной корреляционной связи содержаний свинца и цинка, но только при 5%-ном уровне значимости, тогда как для 1%-ного уровня значимости эта связь уже не может считаться значимой. Как показывает опыт, при интерпретации данных геохимических исследований 5%-ный уровень значимости (вероятность 95%) вполне приемлем.

Использование методов корреляционного анализа в процессе геохимических поисковых и исследовательских работ позволяет решать следующие основные задачи:

а) выявлять элементы-индикаторы рудоносности путем оценки силы корреляционной связи между содержаниями промышленных элементов и сопутствующих им элементов в различных природных объектах, а также зависимости содержаний элементов в ряду: растение — почва, почва — коренная порода, растение — почва — коренная порода;

б) оценивать изменение пространственного положения исследуемого объекта по отношению к рудному телу по характеру изменения корреляционной связи между элементами-индикаторами;

в) характеризовать на основе анализа характера корреляционной связи между элементами особенности генезиса некоторых геологических образований.

Наличие корреляционной связи между промышленным (рудным) элементом и сопутствующим ему элементами-спутниками позволяет успешно использовать последние в качестве индикаторов рудоносности при проведении поисковых работ. Так, например, четко выраженная корреляционная связь типоморфного элемента tantalоносных апогранитов — лития с фтором, рубидием, бериллием и оловом в пределах эндогенных геохимических ореолов массивов апогранитов, представленных сланцами (табл. 72), является одним из важных критериев при поисках скрытого tantalового оруденения.

ТАБЛИЦА 72
КОРРЕЛЯЦИОННАЯ СВЯЗЬ МЕЖДУ ЭЛЕМЕНТАМИ-ИНДИКАТОРАМИ В ЭНДОГЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛАХ МАССИВОВ, ТАНТАЛОНОСНЫХ АПОГРАНИТОВ.
ПО Л. А. ЛЕОНТЬЕВОЙ

		Li	Rb	Be	Sn	F
Сланцы	Li					
	Rb	0,94	0,91	0,90	0,57	0,72
	Be	0,00	0,00	0,88	0,72	0,79
	Sn	HC	HC	HC	0,68	0,84
	F	0,80	0,77	HC	HC	0,75
Песчаники						

Существенный интерес представляет использование изменения характера корреляционной связи между элементами в пределах эндогенных ореолов для оценки глубины эрозионного среза рудного тела. Применение подобных геохимических критериев в ближайшем будущем несомненно позволит однозначно оценивать перспективы вновь открывающихся месторождений и рационально направлять геологоразведочные работы на наиболее интересные объекты.

В настоящей главе приведены лишь наиболее простые приемы использования методов математической статистики для обработки геохимической информации, получаемой при геохимических поисках. Для более глубокого математического анализа геохимических данных следует пользоваться соответствующими руководствами и учебниками. Для счетных работ в целях экономии времени и средств рекомендуется использовать ЭВМ или автоматические электрические счетные машины.

В заключение следует отметить, что использование статистических методов оказывает существенную помощь при обработке данных геохимических исследований. Опыт показывает, что пренебрежение статистическими методами обработки цифровых данных может привести к принципиально ошибочным выводам. Однако нужно остерегаться и другой крайности — формального увлечения математическими методами обработки цифровых данных без надлежащего тщательного анализа геологических и геохимических предпосылок, определяющих рациональность применения того или иного метода в практике геохимических исследований.

Приложение

Таблица для определения объема геохимической выборки с гарантирой вероятностью 0,95 попадания в нее заданного индикаторного значения не менее определенного числа раз в зависимости от теоретической вероятности появления этого индикаторного значения в геохимической совокупности* (для $m \geq 1, 3, 5, 8, 10$ раз).

$$N = f(p; P_m > 1; 3; 5; 8; 10),$$

где N — объем геохимической выборки, содержащей с вероятностью 0,95 не менее m проб с заданным индикаторным значением, или выше него;

p — вероятность появления в геохимической совокупности одного значения, равного индикаторному или превышающему его;

$P_m > 1; 3; 5; 8; 10$ — вероятность появления не менее m проб с заданным индикаторным или более высоким содержанием (или значением) в геохимической выборке из N проб, равная 0,95.

* Составлена на основе таблиц числа испытаний в зависимости от гарантирой вероятности выхода данного события не менее определенного числа раз и вероятности появления данного события на одно испытание (Черницкий, 1957).

$p \backslash m$	$m > 1$	$m > 3$	$m > 5$	$m > 8$	$m > 10$	$p \backslash m$	$m > 1$	$m > 3$	$m > 5$	$m > 8$	$m > 10$
0,004	750	1550	2280	3300	3900	0,32	8	17	26	38	46
0,01	300	620	910	1320	1560	0,34	7	16	24	36	43
0,02	147	310	455	660	780	0,36	7	15	23	34	40
0,03	98	206	304	440	520	0,38	6	14	22	32	38
0,04	76	154	228	330	390	0,40	6	14	20	30	36
0,05	58	123	182	260	310	0,42	5	13	19	28	34
0,06	48	100	150	216	256	0,44	5	12	18	27	32
0,07	41	87	128	185	220	0,46	5	12	17	26	31
0,08	36	76	112	162	193	0,48	5	11	17	25	30
0,09	32	68	99	144	171	0,50	4	10	16	23	28
0,10	28	61	89	130	154	0,52	4	10	15	22	27
0,11	25	54	81	116	140	0,54	4	9	14	21	25
0,12	23	50	73	106	128	0,56	4	9	13	20	24
0,13	22	46	68	97	118	0,58	3	9	13	19	23
0,14	20	42	63	90	109	0,60	3	8	12	18	22
0,15	18	40	59	83	102	0,62	3	7	12	18	21
0,16	17	37	55	78	95	0,64	3	7	11	17	20
0,17	16	35	62	74	90	0,66	3	7	11	16	20
0,18	15	33	49	70	84	0,68	3	7	11	16	19
0,19	14	31	46	66	80	0,70	2	6	10	16	18
0,20	13	29	43	62	76	0,72	2	6	8	14	17
0,21	13	27	40	59	71	0,74	2	6	8	14	17
0,22	12	26	38	56	68	0,76	2	6	8	14	16
0,23	11	25	37	54	64	0,78	2	5	8	13	16
0,24	11	24	35	52	62	0,80	2	5	8	13	15
0,25	10	23	34	49	59	0,82	2	5	8	12	15
0,26	10	22	33	47	57	0,84	2	5	7	11	14
0,27	10	21	31	46	55	0,86	2	5	7	11	14
0,28	9	20	30	44	53	0,88	1	4	7	11	13
0,29	9	20	29	42	51	0,90	1	4	7	10	13
0,30	8	19	28	41	49						

Пример пользования таблицей

Условие. Вероятность появления значений Mg/Li отношения ≤ 30 в материнских гранитах месторождений лития, бериллия, олова, вольфрама, tantalа составляет 0,27 и более. Определить, сколько проб необходимо отобрать из продуктивных гранитов этой группы, чтобы обеспечить гарантированную вероятность 0,95 появления в геохимической выборке не менее трех проб с отношением $Mg/Li \leq 30$.

Решение. По условию $p=0,27$; $m \geq 3$; $P_{m \geq 3}=0,95$.

Пользуясь таблицей, находим горизонтальную строку, соответствующую $p=0,27$, и из вертикальной колонки $m \geq 3$ на пересечении ее с горизонтальной строкой $p=0,27$ получаем объем выборки $N=21$.

Следовательно, для того чтобы получить геохимическую выборку, содержащую не менее трех проб с критическими значениями Mg/Li отношения, необходимо отобрать 21 пробу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамсон Г. Я., Григорян С. В. О полиформационных ореолах месторождения Тырныауз. — В кн.: Литохимические методы при поисках скрытого оруденения. М., 1972, с. 20—21.
- Барис Х. Л., Чаманский Г. К. Растворимость и перенос рудных минералов. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 286—325.
- Барсуков В. Л. О металлогенической специализации гранитоидных интрузий. — В кн.: Химия земной коры. Т. II. М., 1964, с. 196—214.
- Барсуков В. Л., Павленко Л. И. Распределение олова в гранитоидных интрузиях. — «Докл. АН СССР», 1956, т. 109, № 3, с. 417—419.
- Барт Т. Теоретическая петрология. М., Изд-во иностр. лит., 1956, 414 с.
- Бекжанов Г. Р., Ермекбаев А. Е., Сердюков М. К. Состояние и результаты литохимических поисков в Казахстане. — В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, 1972, с. 8—15.
- Безверхний М. П. Эффективность поисков по потокам рассеяния и оценка прогнозных запасов металлов в рудопроявлениях. — В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений по их гипергенным ореолам и потокам рассеяния. Алма-Ата, 1968, с. 130—131.
- Беус А. А. Роль комплексных соединений в переносе и концентрации редких элементов в эндогенных процессах. — «Геохимия», 1958, № 4, с. 307—313.
- Беус А. А. Геохимия берилля и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960, 330 с.
- Беус А. А. Об эволюции химического состава высокотемпературных послемагматических растворов. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. I. Прага, 1963, с. 276—281.
- Беус А. А. Принципы геохимической прогнозной оценки потенциальной рудносности геологических комплексов. — В кн.: Вопросы прикладной геохимии. М., 1966.
- Беус А. А. Геохимические критерии. — В кн.: Теоретические основы поисков и разведки твердых полезных ископаемых. М., 1968, с. 127—145.
- Беус А. А. Геохимия литосферы. М., «Недра», 1972, 296 с.
- Беус А. А., Диков Ю. П. Геохимия берилля в процессах эндогенного минералообразования. М., 1967, 160 с.
- Беус А. А., Ситинин А. А. Геохимические методы оценки потенциальной tantalonoности гранитоидов при поисках масштаба 1 : 50 000 — 1 : 200 000. — В кн.: Геохимические поиски эндогенных месторождений редких элементов. М., 1968, с. 239—244.
- Беус А. А., Лепельте К. Поиски рудных месторождений в системе Программы развития Организации Объединенных Наций. М., Изд. ВИЭМС, 1971, 12 с.
- Боголюбов А. Н. Количественная связь ореолов и механических потоков рассеяния в горных районах. — В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений по их гипергенным ореолам и потокам рассеяния. Алма-Ата, 1968, с. 128—130.
- Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР, 1950, 254 с.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7, с. 641—664.
- Голева Г. А. Гидрогеохимический метод поисков рудных месторождений. М., «Недра», 1965, 285 с.
- Голева Г. А. Геохимия водных ореолов рассеяния месторождений ртути и формы ее миграции в подземных водах. — В кн.: Вопросы прикладной геохимии. Вып. 2. М., 1971, с. 113—126.
- Грабовская Л. И. Биогеохимические методы поисков. М., Изд. ВГФ, 1965.
- Григорян С. В. Эндогенные ореолы рассеяния химических элементов вокруг свинцово-цинковых рудных тел. — В кн.: Эндогенные ореолы рассеяния некоторых гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 16—42.
- Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. М., «Недра», 1968, 197 с.

Григорян С. В., Федотова Г. Э., Дегтярев В. С. Геохимические поиски слепого полиметаллического оруденения в Курусайском рудном поле. — И кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. Вып. I. М., 1969, с. 27—59.

Григорян С. В., Беспалов Н. И. Опыт поисков эндогенного оруденения по первичным ореолам в Рудном Карамазаре. — В кн.: Научные основы геохимических методов глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1970, с. 198—252.

Григорян С. В., Овчинников Л. И. К вопросу об интерпретации геохимических аномалий. — В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, 1972, с. 68—81.

Григорян С. В., Оганесян Р. Г., Ликарчук И. В. О геохимических критериях разбрюковки зон рассеяния рудной минерализации. — В кн.: Критерии интерпретации геохимических аномалий. М., 1973, с. 54—63.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967, 280 с.

Еремеев А. Н. Принципы методики глубинных поисков погребенных месторождений. — В кн.: Глубинные поиски рудных месторождений. М., 1963, с. 16—32.

Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., «Недра», 1965, 227 с.

Использование ореолов рассеяния урана и его спутников при поисках и разведке гидротермальных урановых месторождений. М., «Недра», 1964, 234 с. Авт.: А. Д. Каблуков, И. Н. Сочеванов и др.

Каракиц М. А., Большаков А. П. Пары ртути в Никитовском рудном поле. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 161, № 5, с. 204—206.

Квятковский Е. М., Майоров Н. Ф., Нюппенен Т. И. Геохимические методы поисков медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. — В кн.: Научные основы методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972, с. 119—125.

Коржинский Д. С. Очерт метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о рудных месторождениях. М., 1953, с. 332—452.

Коржинский Д. С. Режим кислотности при полимагматических процессах. — В кн.: Проблемы генезиса руд. М., 1964, с. 9—18.

Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Л., Изд. ЛГУ, 1957, 342 с.

Лугов С. Ф. О металлогенической специализации мезозойских гранитоидов Чукотки. — В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., 1964, с. 187—197.

Малюга Д. П. Биогеохимический метод поисков рудных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1963, 415 с.

Нетреба А. В., Фридман А. И., Плотников И. А. О крупномасштабном картировании закрытых рудоносных площадей на Северном Кавказе с использованием газовой съемки в качестве геохимического метода. — «Геохимия», 1971, № 8.

Нокколдс С. Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. М., Изд-во иностр. лит., 1958, 176 с.

Овчинников Л. Н., Григорян С. В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Ч. I. Иркутск, 1970, с. 3—36.

О'Хара М. Дж. Дискуссия по статье Д. Х. Грина — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., 1973, с. 258—259.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., 1968, 272 с.

Перельман А. И., Шарков Ю. В. Опыт выделения на территории СССР провинций и районов с различными условиями проведения геохимических поисков. — В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений. М., 1957, с. 104—106.

Поликарпочкин В. В. Оценка рудопроявлений по их литохимическим потокам рассеяния. — В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений по их гипергенным ореолам и потокам рассеяния. Алма-Ата, 1968, с. 127—128.

Полферов Д. В. Геохимические поиски месторождений медно-никелевых сульфидных руд. М., 1962, № 1 (35), 35 с. («Бюлл. научн.-техн. информ., ОНТИ МГиОН»).

Полферов Д. В., Суслова С. И., Шварцман С. А. Геохимические критерии рудоносности основных — ультраосновных массивов. Л., ОНТИ ВИТР, 1968, 69 с.

Рингвуд А. Э. Состав и эволюция верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 7—26.

Ропов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры. — «Геохимия», 1967, № 11, с. 1285—1309.

Сауков А. А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М., Изд. МГУ, 1963, 48 с.

Соловов А. П. Теория и практика металлометрических съемок. — Алма-Ата, 1959, с. 116—134.

Соловов А. П. Классификация ореолов рассеяния рудных месторождений. — В кн.: Глубинные поиски рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 11—15.

Соловов А. П. Параметры первичного ореола эндогенного месторождения. — «Геол. рудн. м-ний», 1966, № 3, с. 72—83.

Соловов А. П. Оценка гипергенных геохимических аномалий при поисках масштаба 1:5000. — В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, 1972, с. 53—68.

Соловов А. П., Гаранин А. В. Геохимические спектры аномалий и дискриминантный анализ. — В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений по их гипергенным ореолам и потокам рассеяния. Алма-Ата, 1968, с. 84—86.

Соловов А. П., Гаранин А. В., Голубев В. С. Теоретические основы геохимических методов поисков слепых рудных тел. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Ч. II. Иркутск, 1971, с. 245—298.

Соловов А. П., Гаранин А. В. Геохимические спектры аномалий и установление различий между сходными объектами. — В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, 1972, с. 148—165.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961, 231 с.

Ферсман А. Е. Геохимия. Т. I, II, III. ОНТИ, 1933—1934.

Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. I, II. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Фурсов В. З., Вольфсон Н. Б., Хваловский А. Г. Результаты изучения паров ртути в зоне Ташкентского землетрясения. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 179, № 5, с. 208—210.

Фурсов В. З. Ртутная атмосфера ртутных месторождений. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 6, с. 209—211.

Хайретдинов И. А. О газовых ореолах ртути. — «Геохимия», 1971, № 6, с. 668—683.

Хельгесон Г. К. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М., 1967, 183 с.

Хокс Х. Е., Уэбб Дж. С. Геохимические методы поисков минеральных месторождений. М., 1964, 482 с.

Черницкий П. Н. Таблицы вероятностей. М., Вoenizdat, 1957.

Anderson D. L., Sammis Ch., Jordan T. Composition of the Mantle and Core. — In: The nature of the solid Earth. N. Y., 1972, p. 41—66.

Andrews-Jones D. A. The application of geochemical techniques to mineral exploration. — "Mining Industr. Bull.", 1968, No 6, p. 1—31.

Bugrov V. Geochemical sampling techniques in the Eastern Desert of Egypt. — "J. Geochem. Explor.", 1974, vol. 3, No 1, p. 67—76.

Cannon H. L. Botanical prospecting for ore deposits. — "Science", 1960, vol. 132, No 3427, p. 591—598.

Distribution of gold and other metals in the Cripple Creek district Colorado. — "U. S. Geol. Surv., Prof. Paper", 625—A, 1969, p. 1—17. Aut.: G. B. Gott, J. H. McCarthy, G. H. Van Sickle, J. B. Mc Hugh.

Frederikson A. F., Lehnerts C. A., Keloy H. E. Mobility, flexibility highlight a mass-spectrometer-computer technique for regional exploration. — "Engng. and Mining J.", 1971, vol. 172, No 6, p. 116—118.

Geochemical prospecting by determination of cold-extractable copper in stream-slit and soil. Manila, 1966, Information Circ, vol. 21, p. 24, Aut.: G. J. S. Govett, V. Austria, W. W. Brown, W. E. Hale.

Green J. Abundances and distribution of elements. Calif., Douglas Adv. Res. Lab., 1969, Res. Com., No 91, p. 80.

Jedwab J. Caracterisation spectrochimique des granites. — "Bull. Soc. Belge. Geol.", 1955, vol. 64, N 3, p. 78—91.

McCarthy J. H. Mercury vapor and other volatile components in the air as guides to ore deposits. — "J. Geochem. Explor.", 1973, vol. 1, No 2, p. 143—162.

Onishi H., Sandell E. B. Meteoritic and terrestrial abundance of Tiw. — "Geochim. et cosmochim. acta", 1957, vol. 12, No 3, p. 213—221.

Tooms J. S., Webb J. S. Geochemical prospecting investigations in the Northern Rhodesian Copperbelt. — "Econ. Geol.", 1961, vol. 16, No 5, p. 815—846.

Warren H. V., Delavault R. E. Further studies in biogeochemistry. — "Bull. Geol. Soc. America", 1949, vol. 60, p. 531—560.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Аддитивный ореол 91
Аддитивный показатель 23, 141
Асимметрия распределения 258
Астеносфера 7
Атмогеохимическая аномалия 51
Атмофильные элементы 16
- Базальтовая оболочка 9
Биогеохимическая аномалия 51
Биосфера 17
Благородные металлы 16
- Вероятностный трафарет 268
Вторичный геохимический ореол 51
- Геохимическая аномалия 50
Геохимическая выборка 248
Геохимическая провинция 19
Геохимическая специализация 54
Геохимический барьер 46
Геохимический ландшафт 181
Геохимический ореол 51
Геохимический фон 50
Геохимическое картирование 69
Гидрофильные элементы 16
Гидрогоеохимическая аномалия 51
Гипергенная геохимическая аномалия 50
Гранитная оболочка 9
- Дисперсия распределения 18, 251
- Коэффициент аномальности 86
Коэффициент контрастности зональности 94
Коэффициент концентрации 22
Коэффициент корреляции 270
Кларк концентрации 22
Кларк элемента 19
Критерий Стьюдента 262
Критерий Фишера 265
- Линейная продуктивность ореола 94
Логнормальное распределение 252
- Мантия земли 6
Микроэлементы 10
- Минерал-концентратор 29
Минерал-носитель 29
Минералогенные микроэлементы 16
Минимально-аномальное содержание 50, 77
Мультипликативный ореол 91
Мультипликативный показатель 23, 142
- Нормальное распределение 251
- Оксифильные элементы 15
- Первичный геохимический ореол 51
Пиролит 7
Поверхность Мохоровичча 8
Показатель зональности 95
Показатель обогащения 85
Полифункциональный ореол 131
Потоки рассеяния 170, 196
Представительный горизонт опробования 172
Продуктивность ореола 94
- Рассеянные микроэлементы 16
Редкие элементы 16
Рудный микроэлемент 10
Ряд зональности элементов-индикаторов 125, 128
- Стандартное отклонение 251
Сульфофильные элементы 16
Суммарный ореол 91
- Факторы миграции элементов 46
- Частный аддитивный ореол 98
Частный мультипликативный ореол 98
Частный суммарный ореол 98
- Удельная продуктивность 153
- Эклогит 8
Экцесс распределения 258
Электроотрицательность 33
Элемент-индикатор оруденения 49, 52
Эндогенная геохимическая аномалия 50

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Химический состав земного шара и ведущие особенности распределения химических элементов в земной коре	5
Глава II. Геохимическая миграция элементов	31
Глава III. Общие понятия, применяемые в прикладной геохимии	49
Глава IV. Использование геохимической специализации горных пород при геохимических поисках	54
Глава V. Первичные геохимические ореолы минеральных месторождений и их использование при поисковых работах	75
Глава VI. Вторичные (гипергенные) литогеохимические ореолы и потоки рассеяния минеральных месторождений	170
Глава VII. Гидрогеохимические ореолы месторождений	204
Глава VIII. Биогеохимические ореолы месторождений и их использование при поисках	208
Глава IX. Атмохимические ореолы месторождений	222
Глава X. Комплексирование и условия применения геохимических методов в зависимости от масштаба и задач поисково-разведочных работ	227
Глава XI. Использование методов математической статистики при геохимических поисковых работах	246
Приложение	274
Список литературы	276
Предметный указатель	279

Алексей Александрович Беус
Сергей Вагаршакович Григорян

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Редактор издательства С. Г. Бароянц

Технический редактор Е. С. Сычева

Переплет художника Е. Н. Волкова

Корректор Э. И. Капульская

Сдано в набор 5/VI 1975 г. Подписано в печать 11/IX 1975 г. Т-16131. Формат 70×100¹/16.
Печ. л. 17,5. Усл. печ. л. 22,75. Уч.-изд. л. 22,55. Бумага № 1. Заказ 2279/5188-1. Тираж 5 800 экз.
Цена 2 р. 59 к.

Издательство «Недра», Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.

Московская типография № 1 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли, Москва, 113105, Нагатинская ул., д. 1.