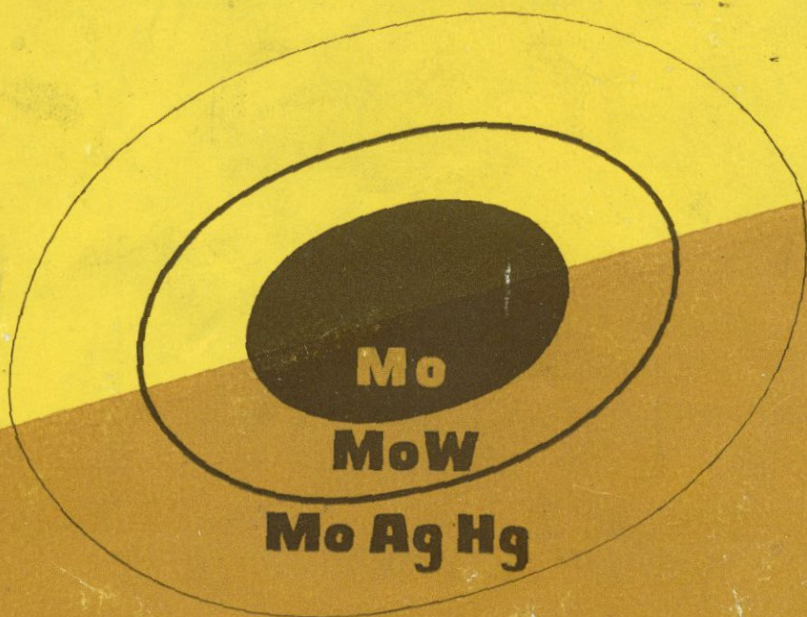


**ПРИНЦИПЫ
И МЕТОДИКА
ГЕОХИМИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ
ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ
И ПОИСКАХ
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НЕДРА”

Выявление новых рудных провинций в слабо изученных регионах и расширение минерально-сырьевых ресурсов в районах действующих горнодобывающих предприятий невозможно без дальнейшего совершенствования и повышения эффективности прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. Одним из путей совершенствования и конкретизации прогноза и поисков является привлечение геохимической информации о содержании рудных элементов в геологических формациях и в горных породах, получаемой в процессе регионального геохимического картирования различных масштабов. Предлагаемая книга направлена именно на решение этой задачи, в ней обобщен современный опыт геохимического картирования среднего и крупного масштабов, проводимого в СССР и в Народной Республике Болгарии с целью прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. Даны подробные рекомендации по методике опробования коренных пород при геологической съемке, по методам анализа геохимических проб, по метрологическому обеспечению результатов этого анализа, по математической обработке, изображению и интерпретации результатов. Специально рассмотрены методы составления полиэлементных и моноэлементных геохимических карт масштаба 1:200 000 и 1:50 000, а также сопровождающих их карт региональных гидротермально-метасоматических изменений. Приведены многочисленные примеры использования результатов геохимического картирования для целей прогнозирования и поисков разнотипных рудных месторождений: редкометальных грейзеновых, стратиформных свинцово-цинковых, кварц-золото-сульфидных, медноколчеданных, жильных полиметаллических, силикатного никеля. Рассмотрены также вопросы использования геохимических данных для решения различных геологических задач. Книга рассчитана на геохимиков, геологов, работающих в области прогнозирования и поисков рудных месторождений, а также геологов-съемщиков.

**ПРИНЦИПЫ
И МЕТОДИКА
ГЕОХИМИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ
ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ
И ПОИСКАХ
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**



МИНИСТЕРСТВО НА МЕТАЛУРГИЯТА
И МИНЕРАЛНИТЕ РЕСУРСИ НА НРБ
КОМИТЕТ ПО ГЕОЛОГИЯ
ПРЕДПРИЯТИЕ ЗА ГЕОФИЗИЧНИ
ПРОУЧВАНИЯ И ГЕОЛОЖКО
КАРТИРАНЕ
НАУЧНО-ИЗСЛЕДОВАТЕЛСКИ
ИНСТИТУТ
ПО ПОЛЕЗНИ ИЗКОПАЕМИ

МИНИСТЕРСТВО
НА ГЕОЛОГИЯТА НА СССР

ВСЕСЪЮЗЕН
НАУЧНО-ИЗСЛЕДОВАТЕЛСКИ
ГЕОЛОЖКИ
ИНСТИТУТ

**ПРИНЦИПИ И МЕТОДИКА
НА ГЕОХИМИЧЕСКИТЕ
ИЗСЛЕДВАНИЯ
ПРИ ПРОГНОЗИРАНЕТО
И ТЪРСЕНЕТО
НА РУДНИ
НАХОДИЩА**

(Методически препоръка)

Под редакцията на
А. А. Смъслов, В. А. Рудник (СССР)
и Н. М. Динков, А. И. Панайотов (НРБ)

ЛЕНИНГРАД
„НЕДРА“
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1979

МИНИСТЕРСТВО МЕТАЛЛУРГИИ
И МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ НРБ
КОМИТЕТ ПО ГЕОЛОГИИ
ПРЕДПРИЯТИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
КАРТИРОВАНИЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ
ПО ПОЛЕЗНЫМ ИСКОПАЕМЫМ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ
СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

550.84

**ПРИНЦИПЫ И МЕТОДИКА
ГЕОХИМИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ
ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ
И ПОИСКАХ
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

(Методические рекомендации)

Под редакцией
А. А. Смылова, В. А. Рудника (СССР)
и Н. М. Динкова, А. И. Панайотова (НРБ)

ЛЕНИНГРАД
„НЕДРА“
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1979



3157

Принципы и методика геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений. (Методические рекомендации)/Под ред. А. А. Смылова, В. А. Рудника, Н. М. Динкова, А. И. Панайотова. Л., Недра, 1979. 247 с.

В книге обобщен современный опыт регионального геохимического картирования среднего и крупного масштаба в СССР и Народной Республике Болгарии. Даны подробные рекомендации по методике опробования коренных пород при геологической съемке, методам анализа геохимических проб, математической обработке, изображению и интерпретации результатов.

Приведены многочисленные примеры использования результатов геохимического картирования для прогнозирования и поисков разнотипных рудных месторождений, а также для решения ряда геологических задач.

Книга рассчитана на геохимиков, геологов, работающих в области прогнозирования и поисков рудных месторождений, и геологов-съемщиков.

Табл. 25, ил. 51, список лит. 206 назв.

В книгата е обобщен съвременния опит от прилагането на средно и едромасштабно геохимическо картиране в СССР и Народна Република България. Дадени са подробни указания по методиката на опробване на коренните скали при геоложката снимка, методите за анализ на геохимическите проби, математическата обработка, изобразяването и интерпретацията на резултатите.

Приведени са многочислени примери, при които са използвани резултатите от геохимическото картиране за прогнозиране и търсене на разнотипни рудни находища, а така също за решаването на редица геоложки задачи.

Книгата е предназначена за геохимици и геолози работещи в областта на прогнозирането и търсенето на рудни находища, а така също за геолозите-картировачи.

Авторский коллектив

- От СССР: М. Д. БЕЛОНИН, Ю. К. БУРКОВ, С. Д. ВЕЛИКОСЛАВСКИЙ, [Л. Н. ДУДЕНКО], Ф. Л. ДУМЛЕР (отв. исполнитель), А. К. ИОГАНСОН, Э. А. ЛАНДА, М. И. ЛИТВАК, В. А. МАКСИМОВСКИЙ, Н. Б. МАЛЫШЕВА, Ю. П. НАНАШЕВ, В. С. ПЕВЗНЕР, Е. В. ПЛЮЩЕВ, [Е. Е. РОЖКО], В. А. РУДНИК, [В. Т. СВИРИДЕНКО], Г. Т. СКУБЛОВ, А. А. СМЫЛОВ, А. А. СПИРИДОНОВ, А. Н. ТАРНОВСКАЯ, В. К. ТИТОВ, Л. И. ТИХОМИРОВ, Г. М. ШОР, Б. Я. ЮФА.
- От НРБ: Б. Т. АРНАУДОВ, В. И. ВЫЛКОВ, Н. М. ДИНКОВ, Н. К. КАЦКОВ, К. Д. КАЦКОВА, В. Т. КЕРБЕЛОВА, С. С. КУЙКИН, И. К. МИХОВА, К. Т. НЕЦОВ, А. И. ПАНАЙОТОВ (отв. исполнитель), И. И. СТОЯНОВ, С. Г. ТОПАКБАШАН.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ И ОБОЗНАЧЕНИЯ

I. Метасоматиты

А	—	аргиллизиты
Б	—	березиты
Бг	—	» гидрослюдистые
Бс	—	» серицитовые
Вк	—	вторичные кварциты
Вк ₁	—	» » каолинит-серицитовые
Вк ₂	—	» » мусковит-серицитовые
Гр	—	грейзены
Г	—	гумбеиты
Г ₁	—	» хлорит-альбитовые
Г ₂	—	» хлорит-калишпато- вые
П	—	пропилиты
Па	—	» актинолитовые
Пап	—	» актинолит-полево- шпатовые
Пап ₁	—	» актинолит-альби- товые
Пап ₂	—	» актинолит-калиш- патовые
Пх	—	» хлоритовые
Пхп	—	» хлорит-полевошпа- товые
Пхп ₁	—	» хлорит-альбитовые
Пхп ₂	—	» хлорит-калишпа- товые
Пщ	—	» щелочно-амфибо- ловые
С	—	скарны
Ф	—	фельдшпатоциты

Ф ₁	—	альбитолиты
Ф ₂	—	калишпатоциты
Фн	—	фельдшпатиты
Фн ₁	—	альбититы щелочно-амфи- боловые
Фн ₂	—	калишпатиты щелочно-ам- фиболовые
Фр	—	фельдшпатофиры
Фр ₁	—	альбитофиры
Фр ₂	—	калишпатофиры

II. Минералы

ab	—	альбит
ac	—	актинолит
at	—	алузит
am	—	амфибол
bt	—	биотит
ca	—	кальцит
ce	—	цеолит
cl	—	хлорит
ep	—	эпидот
fsp	—	полевоый шпат
hm	—	гематит
hsrc	—	гидросерицит
kl	—	каолинит
kfsp	—	кальцевый полевоый шпат
mu	—	мусковит
p	—	пироксен
ph	—	пренит
q	—	кварц
ri	—	рибекит
src	—	серицит

III. Математические условные обозначения

- A — матрица факторных нагрузок
 A_{Me} — доверительный интервал медианы (см. формулу 32)
 c — истинное содержание (истинная концентрация) элемента в пробе
 C_a — минимально аномальное содержание (см. формулу 3), порог аномальности (см. формулы 37—40)
 C_1 — оценка характеристики положения (фона)
 C_2 — оценка характеристики рассеяния
 $cov(x_1, x_2)$ — ковариация двух числовых переменных x_1 и x_2 (см. формулу 33)
 D — оценка выборочной дисперсии ($D=S^2$) (см. формулу 27)
 $D_{ан}$, D_v , $D_{вр}$ — оценка дисперсий аналитической, воспроизводимости и связанной с временным дрейфом результатов анализа
 D_r , $D_{лок}$, $D_{рег}$, $D_{точ}$ — оценка геохимических дисперсий в целом, локальной, региональной и точечной соответственно
 D_{Σ} — оценка суммарной дисперсии результатов (см. формулы 4—7)
 d — обобщенное расстояние Махаланобиса (см. табл. 20)
 H_i — площадная продуктивность i -го элемента
 F , $F_{табл}$ — значения критерия Фишера вычисленное и табличное (см. формулу 29)
 F_1 — F_3 — факторные ассоциации «дельта» содержаний элементов
 F^* — матрица значений новых переменных
 f — число степеней свободы
 L , L_A , L_B — порог чувствительности (предел обнаружения) определения концентрации элемента данным аналитическим (А, В) методом (см. формулу 9)
 l — длина интервала
 M — мафический индекс (см. рис. 41)
 Me — медиана (см. формулу 26)
 $M(x)$ — математическое ожидание
 m — число соседних предположительно аномальных значений, в частности проб с повышенными содержаниями элементов
 m^* — число столбцов в матрице
 m_i — частота
 m_{Me} — частота медианного интервала
 N_{Me} — нижняя граница интервала, в котором лежит медиана
 n — число элементов в ассоциативной группе, число вариантов в выборке, число геохимических проб и т. п.
 n^* — число строк в матрице
 n' — частота появления данных значений
 P — вероятность случайного события
 Q — оценка верхнего предела квантиля (абсциссы функции распределения, отвечающей вероятности 0,75)
 q — уровень значимости
 R — коэффициент накопления элементов в ассоциации по Д. М. Шоу (см. формулу 41)
 R^* — эмпирический средний взвешенный риск неправильной классификации (см. табл. 20)

- S — оценка выборочного среднего квадратического отклонения: $S = \sqrt{D}$ (см. формулы 24, 27, 28)
- $S_{ан}$, $S_{в}$, $S_{г}$, $S_{лок}$, $S_{рег}$, $S_{вр}$, $S_{точ}$, S_{Σ} — оценки средних квадратических отклонений
- t — коэффициент доверительной вероятности
- U — коэффициент, равный квантилю заданной доверительной вероятности
- Φ — фельзический индекс (см. рис. 41)
- V , V_i , V_{Σ} — коэффициент вариации, в том числе элемента i -го (см. формулу 31) и суммарный (см. формулу 42)
- X — исходная матрица выборочных данных (см. формулу 36)
- \bar{x} — выборочное среднее арифметическое (см. формулу 15)
- $x_{(0,95)}$ — оценка генерального среднего содержания компонента при 5%-пом уровне значимости (см. табл. 18—19)
- \hat{x} — оценки средних содержаний элемента или региональный фон
- $x_{(1)}, x_{(2)}, \dots, x_{(n)}$ — значения n -переменных в ранжированном ряду
- y — нормированная и центрированная случайная величина (см. формулу 34)
- Δc — систематическая погрешность анализа (см. формулу 16)
- Δc_{min} — минимальная систематическая погрешность анализа (см. формулу 17)
- $\delta_{ан}$ — относительная погрешность анализа (см. формулу 11)
- δ_L — относительная погрешность анализа при содержании, равном порогу чувствительности (см. формулы 12 и 13)
- ϵ — стандартный множитель
- λ — заданный уровень погрешности среднего арифметического в абсолютных значениях
- ν — отношение Неймана (см. формулы 22 и 25)
- $\rho_{(x_1, x_2)}$ — парный коэффициент корреляции между величинами x_1 и x_2 (см. формулу 35)
- $\rho_{i, (i+1)}$ — парный коэффициент корреляции между соседними вариантами выборки
- Σm_i — сумма частот интервалов от самого нижнего до медианного
- $\sigma_{ан}$ — случайная погрешность анализа (см. формулы 8 и 10)
- $\sigma_{ан}$, $\sigma_{ат}$ — средняя квадратическая погрешность анализа и аттестации
- τ_1 , τ_n — критерий для оценки принадлежности к данной выборке минимальной x_1 и максимальной x_n вариант (см. формулы 18—21)
- $\Phi(c)$ — компонента случайной погрешности, зависящая от определяемой величины c
- χ^2 — критерий «хи-квадрат»

IV. Другие сокращения и обозначения

- Eh — окислительно-восстановительный потенциал
- K — кларк литосферы по А. П. Виноградову
- k_d — коэффициент дисперсности «дельта» содержаний элементов
- k_z — коэффициент зональности (см. формулу 44)
- k_n — коэффициент перераспределения
- КО — контрольный образец

Кол — количественный анализ (см. табл. 9)
ПГА — полиэлементная геохимическая ассоциация
ПГК — полиэлементная геохимическая карта
 P_z — показатель зональности (см. формулу 43)
ПК — приближенно-количественный спектральный анализ (см. табл. 9)
Р — радиометрический анализ (см. табл. 9)
 p — давление
рН — показатель концентрации водородных ионов
РМФ — региональные метасоматические формации
РСА — рентгеноспектральный анализ
СО — стандартный образец
% — проценты по массе, кроме специально оговоренных случаев
об. % — объемные процентные содержания

ПРЕДИСЛОВИЕ

Значение геохимии для поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности геологических структур в общем виде было намечено уже в работах В. И. Вернадского [38] и А. Е. Ферсмана [179]. В разработке и внедрении различных методов геохимических исследований в практику геологопоисковых и разведочных работ большую роль сыграли такие советские ученые, как Н. И. Сафронов, Е. А. Сергеев, А. П. Соловов и С. Д. Миллер, которые еще в 30-х годах впервые в мировой практике провели систематическое площадное опробование почв и выветрелых горных пород с целью выявления закономерностей распределения в них редких и рассеянных элементов и поисков месторождений полезных ископаемых. За прошедшие с тех пор десятилетия выполнен значительный объем геохимических исследований, проводившихся главным образом с целью поисков промышленных концентраций рудных элементов. Наиболее широко применялись так называемая металлотрическая съемка по рыхлым отложениям, изучение первичных и вторичных ореолов на месторождениях и гидрогеохимическая съемка, описанию методики которых и полученных при этом результатов посвящено большое количество статей, сводных работ, методических руководств и инструкций [13, 53, 66, 98, 99, 100, 146]. Заметные успехи в поисковой и разведочной геохимии достигнуты в последние годы в значительной степени благодаря огромной работе, проведенной Институтом минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ) под научным руководством Л. Н. Овчинникова и С. В. Григоряна как в области разработки теоретических основ методов изучения эндогенных ореолов рудных месторождений, так и в отношении широкого внедрения в практику работ территориальных геологических управлений СССР методики поисков месторождений полезных ископаемых.

Значительно меньшее внимание в комплексе методов прикладной геохимии уделялось вопросам прогнозирования рудоносных структур с помощью анализа геохимических карт распределения элементов, составляемых на основе площадного опробования коренных горных пород, особенно в процессе

средне- и крупномасштабных геологосъемочных работ. Отчасти это обусловлено отсутствием соответствующих теоретических разработок, сравнительно низкой производительностью методов анализа содержаний элементов, невысокой чувствительностью и точностью их определения. Наметившиеся в последние годы прогресс теоретической геохимии [112, 114, 115, 133, 155] и успехи в развитии лабораторной аналитической базы, а также внедрение в практику геологоразведочных работ физических методов определения содержаний отдельных элементов в естественном залегании горных пород создали реальные предпосылки успешного развития геохимического направления для оценки потенциальной рудоносности геологических структур. Наиболее полно вопросы геохимического картирования и районирования различных масштабов отражены в работе коллектива геохимиков ВСЕГЕИ «Радиогеохимические исследования» [133]. Результаты изучения закономерностей пространственного распределения и миграции элементов в горных породах, в зонах окolorудных изменений и в рудах способствуют выявлению условий образования месторождений, а также установлению геохимических эпох и стадий рудообразования. Все это значительно повышает научную обоснованность прогнозирования и эффективность поисковых работ, в особенности при поисках слепого и слабо проявленного на поверхности оруденения, а также месторождений новых генетических типов, геологические критерии прогнозирования которых не известны.

Особое значение для повышения эффективности прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых имеют результаты анализа прогнозно-геохимических карт, которые отражают закономерности распределения и миграции химических элементов и их ассоциаций в различных типах горных пород и рудных образований. Методике составления специализированных геохимических карт, геохимического картирования и комплексу геохимических исследований, необходимых при прогнозировании и поисках рудных месторождений в процессе проведения геологосъемочных работ в масштабе от 1:200 000 до 1:25 000, и посвящена настоящая книга, написанная на основании анализа литературных данных и результатов опытно-методических исследований на территории СССР и НРБ. В качестве опытно-геохимических полигонов были выбраны районы развития различных типов рудных месторождений в пределах главнейших геологических структур, таких как докембрийские и фанерозойские складчатые области, чехлы платформ. В написании книги принимали участие болгарские и советские специалисты.

Конструктивные предложения, направленные на устранение недостатков книги, просим направлять по адресу: СССР, 199026, Ленинград, В-26, Средний пр., д. 74, ВСЕГЕИ и НРБ, Софья 1000, бул. Георгий Димитров, д. 22, Комитет по геологии.

На всех стадиях геологоразведочных работ, связанных с прогнозированием и поисками месторождений полезных ископаемых, все шире применяются геохимические (в том числе литогеохимические) методы исследований [13, 52, 66, 68, 98, 99, 100, 114, 146]. Прогресс аналитической химии, внедрение прогрессивных ядерно-физических методов анализа рудных элементов все более расширяют круг проблем и задач, решаемых прикладной геохимией. Исходя из имеющегося опыта работ в Советском Союзе и за рубежом и учитывая перспективы развития науки, можно наметить следующий круг задач, в решении которых важную роль могут играть геохимические методы.

1. Мелкомасштабное и обзорное региональное металлогеническое районирование и прогнозирование: выявление потенциально рудоносных поясов, провинций и областей с количественной оценкой потенциальных запасов в крупных блоках земной коры.

2. Среднемасштабное региональное прогнозирование с выделением конкретных локальных площадей (потенциально рудоносных структурно-металлогенических зон, районов и узлов) для постановки специализированного крупномасштабного геологического картирования и поисков месторождений.

3. Крупномасштабное прогнозирование и поиски полезных ископаемых с выделением прямых поисковых признаков месторождений: геохимических ореолов и потоков рассеяния, зон околорудных изменений и т. д.

4. Детальные поиски в пределах локальных площадей с целью подсечения отдельных рудных тел и оценки выявленных на предшествующих стадиях объектов.

Таким образом, перед геохимическими методами исследований стоит общая для комплекса прогнозно-поисковых работ задача последовательной, от масштаба к масштабу, локализации перспективных площадей вплоть до выявления и оценки месторождений. Настоящая работа посвящена геохимическим исследованиям среднего и крупного масштабов, методике полевых исследований, минералого-петрографическим методам изучения горных пород, методам определения содержаний элементов в горных породах, математической обработке результатов.

Глава 1

МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

§ 1. Цели и задачи исследований

В зависимости от задач прогнозных исследований и необходимой степени локализации перспективных площадей прежде всего выбирают масштаб геохимических работ (табл. 1). Здесь рассматриваются геохимические исследования масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000.

ТАБЛИЦА 1
ТИПЫ ИЗУЧАЕМЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ В ЗАВИСИМОСТИ
ОТ МАСШТАБОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Масштаб	Геологические уровни организации вещества	Металлогенические объекты (по Е. Т. Шаталову)	Геохимические объекты
Мелкий (1 : 5 000 000, 1 : 1 000 000)	Структурно-формационные комплексы (ряды формаций)	Провинции, пояса и области	Провинции, пояса и области
Средний (1 : 500 000, 1 : 200 000)	Формации или ассоциации горных пород	Зоны, рудные районы и рудные узлы	Районы и зоны с нарушенным первичным распределением элементов, специализированные комплексы
Крупный (1 : 50 000, 1 : 25 000)	Горные породы и их ассоциации	Рудные узлы и поля, крупные, выходящие на поверхность месторождения	Зоны привноса и выноса элементов; ореолы, соответствующие рудным полям и крупным месторождениям
Детальный (1 : 10 000 и крупнее)	Горные породы и руды	Рудные месторождения и тела	Ореолы месторождений и отдельных рудных тел

Масштаб 1 : 200 000

Главными объектами геохимических исследований в этом масштабе являются геологические формации, а прогнозируются структурно-металлогенические зоны, рудные районы и узлы. Основная цель геохимических исследований — разработка для изучаемой территории региональных минералого-геохимических критериев прогнозирования и выделение крупных рудоперспективных структур. Для решения этих задач необходимо:

1) определить средние содержания элементов в геологических формациях;

2) выделить геохимически специализированные геологические формации и комплексы пород;

3) выявить зоны с нарушенным первичным распределением рудных элементов в связи с наложенными эпигенетическими процессами;

4) изучить региональную геохимическую зональность и специализацию крупных геологических структур.

Итогом работ является составление прогнозно-геохимических карт масштаба 1 : 200 000, позволяющих проводить целенаправленный анализ закономерностей размещения рудных районов, узлов и зон и, как следствие, геохимическое районирование территории с выделением крупных рудоперспективных структур.

Масштаб 1 : 50 000 (1 : 25 000)

Основная цель крупномасштабных геохимических исследований — разработка локальных геохимических критериев прогнозирования и поисков рудных узлов, полей и отдельных крупных, выходящих на поверхность месторождений и их выделение. Обнаружение слабо проявленных на поверхности месторождений и отдельных рудных тел является задачей детальных работ. Таким образом, в рассматриваемых масштабах оно не гарантируется.

При крупномасштабных поисках ведущую роль играют такие прямые поисковые признаки оруденения, как зоны привноса и выноса химических элементов, геохимические ореолы, соответствующие рудным полям (в отдельных случаях первичные ореолы крупных эродированных месторождений). Косвенные поисковые признаки (геохимическая специализация отдельных геологических комплексов и структур, их потенциальная рудоносность) при крупномасштабных исследованиях утрачивают свое значение, так как не позволяют в нужной степени локализовать перспективные площади. Они могут быть полезны лишь для обоснования глубинных крупномасштабных поисков слепого оруденения, не проявленного на поверхности прямыми признаками реальной рудоносности.

Для разработки локальных геохимических критериев поисков и прогнозирования необходимо:

- 1) выявить и закартировать геохимически аномальные зоны;
- 2) определить типовые ассоциации рудных элементов и их спутников;
- 3) изучить горизонтальную и вертикальную геохимическую зональность аномальных зон и рудных полей месторождений различного типа;
- 4) оценить относительный уровень эрозионного среза аномалий по количественным показателям вертикальной геохимической зональности.

§ 2. Рациональный комплекс полевых геохимических методов

В настоящее время для прогнозирования и поисков рудных месторождений используют следующие методы:

- 1) литогеохимические (опробование коренных пород, элювиально-делювиальных отложений, донных осадков, гамма-спектрометрическая съемка);
- 2) гидрогеохимический;
- 3) биогеохимический;
- 4) атмогеохимический.

Возможности каждого метода различны в зависимости от геологического строения, ландшафтно-геохимических условий и технико-экономических показателей, в частности таких, как трудоемкость, производительность, стоимость. Этим обусловлен такой чрезвычайно важный и сложный вопрос, как обоснованный выбор рационального комплекса методов исследований, который для каждого из рассматриваемых масштабов должен быть разным.

Масштаб 1 : 200 000

Геохимические исследования в этом масштабе рационально проводить в процессе геологической съемки того же масштаба. В тех случаях, когда качество полученных ранее результатов вызывает сомнение или когда требуется экспрессная оценка перспектив рудоносности уже закартированных территорий, геохимические исследования следует проводить после геологической съемки (геохимическое доизучение). Рекомендуем следующий набор методов полевых исследований:

- 1) опробование коренных пород;
- 2) аэрогамма-спектрометрический;
- 3) гидрогеохимическое опробование;
- 4) опробование донных осадков.

Важный информативный метод полевых геохимических исследований — опробование коренных пород, которое даже в районах с относительно слабой обнаженностью в данном масштабе может быть проведено относительно равномерно по всей площади.

Экспрессным и высокоинформативным является и аэрогамма-спектрометрический метод определения урана (радия), тория, калия, который пригоден для изучения самых труднодоступных районов. Кроме того, при его использовании возможно сокращение числа трудоемких и дорогостоящих анализов на перечисленные элементы.

Гидрогеохимическое опробование, проводимое без существенных затрат времени и средств, позволяет получить определенный комплекс геохимических данных, которые, несмотря на их косвенный характер в качестве поисковых признаков, весьма информативны. Эти данные представляют особую ценность при проведении работ в необнаженных районах и при прогнозировании глубоко залегающего оруденения, а также месторождений, сформированных подземными водами.

Опробование донных осадков дает возможность надежно количественно оценивать рудоносность водосборных площадей при более редкой густоте опробования, при меньших затратах времени и средств. Однако из-за недостатков, обусловленных неравномерностью распределения гидросети, большими трудностями определения природы и типа оруденения и меньшей глубинностью по сравнению с гидрогеохимическим методом, этот метод эффективен, как правило, лишь для хорошо расчлененных районов. В районах со значительной техногенной зараженностью русловых осадков применение его практически невозможно.

При геохимических исследованиях масштаба 1 : 200 000 наиболее целесообразна такая последовательность проведения работ: аэрогамма-спектрометрическая съемка, гидрогеохимическое опробование и опробование донных осадков, опережающие геологическую съемку. Отбор проб коренных пород проводится непосредственно в ходе геологической съемки геологом-съемщиком, при этом учитываются результаты опережающих съемку работ.

Масштаб 1 : 50 000

При крупномасштабных исследованиях используются следующие геохимические методы:

- 1) литогеохимические (опробование коренных пород и автохтонных элювиально-делювиальных отложений);
- 2) гидрогеохимический;
- 3) биогеохимический;

- 4) атмогеохимический;
- 5) аэро- и автогамма-спектрометрический;
- 6) специализированные ядерно-физические.

Наибольшую роль при съемке данного масштаба играет опробование коренных пород и автохтонных рыхлых образований (металлометрическая съемка). Первый метод позволяет получить в наименьшей степени искаженную информацию, поэтому коренные породы должны опробоваться на всей обнаженной части территории, а также на искусственных обнажениях (скважины, горные выработки и др.). металлометрическая съемка должна вестись лишь на участках развития автохтонных рыхлых отложений. Участки, перекрытые аллохтонными дальнепринесенными отложениями, могут быть опробованы глубинной металлометрической съемкой, но вопрос о целесообразности ее должен решаться с обязательным учетом местных экономических и природных условий.

Если на одних и тех же площадях возможно опробование как рыхлых образований, так и коренных пород, рекомендуется проведение комплексного (обоих видов) опробования. Существующая тенденция противопоставления указанных методов друг другу, несомненно, неправильна. Многочисленные сопоставления результатов этих двух методов показали, что характер получаемой информации для каждого метода существенно различен. Первичные и вторичные ореолы совпадают только для хорошо проявленных на поверхности месторождений и рудопроявлений. Обычно же отмечаются смещения первичных и вторичных ореолов относительно друг друга. Оба метода имеют свои достоинства и недостатки, наиболее существенные сформулированы в табл. 2.

Таким образом, на участках развития элювиально-делювиальных автохтонных отложений с островной обнаженностью необходимо сочетать металлометрическую съемку с опробованием коренных пород. Контурные аномалии в рыхлых отложениях полезно выносить на аэрофотоснимки и топокарты, используемые при последующей геологической съемке. Это способствует более целенаправленному опробованию коренных пород при съемке за счет сгущения сети на аномальных участках.

На площадях, перекрытых аллохтонными отложениями, глубинные геохимические поиски в ряде случаев могут быть заменены отбором проб растений с глубокой корневой системой [99].

Опробование природных вод при крупномасштабных исследованиях, несмотря на косвенный характер получаемой информации и «размазанность» водных ореолов, необходимо проводить повсеместно, так как гидрогеохимические исследования характеризуются наибольшей глубиной при относительно небольших затратах [98].

Аэрогамма-спектрометрический метод, достоинства которого были отмечены выше, рационально применять и при крупномас-

ТАБЛИЦА 2

ДОСТОИНСТВА И НЕДОСТАТКИ ОПРОБОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ
С ЦЕЛЬЮ ПОИСКА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Достоинства	Недостатки
Автохтонные элювиально-делювиальные отложения	
<p>1. За счет механического или солевого рассеяния вторичные ореолы практически всегда значительно шире соответствующих им первичных ореолов в коренных породах. Следовательно, поиски по вторичным ореолам рассеяния можно проводить по менее плотной сети, чем по первичным ореолам.</p> <p>2. Отсутствие субъективизма при выборе мест отбора проб. Используется правильная сеть, рассчитанная по средним размерам вторичных ореолов рассеяния с заданной вероятностью их обнаружения.</p> <p>3. Простота и относительно низкая стоимость отбора и обработки проб</p>	<p>1. Трудности привязки результатов анализа к какой-либо конкретной точке в коренных породах, а также установления местоположения источника аномалии и ее генезиса из-за смещения ореолов.</p> <p>2. Возможность исчезновения наиболее слабых аномалий за счет перемешивания рудных обломков с обломками пустых пород в рыхлых отложениях.</p> <p>3. Частые изменения во вторичных ореолах форм нахождения отдельных элементов и связей между элементами, характерных для соответствующих первичных ореолов.</p> <p>4. Появление большого числа безрудных аномалий, связанных с концентрацией в зоне геохимических барьеров (например, испарительная концентрация в солончаках, солонцах и т. д.).</p> <p>5. Трудность выбора оптимальной глубины опробования в зависимости от разнообразия типов рыхлых отложений и их мощности</p>
Коренные породы	
<p>1. Все геохимические аномалии получают четкую геологическую привязку.</p>	<p>1. Малые размеры и более сложная форма первичных ореолов (по сравнению со вторичными), большая неравномерность распределения элементов.</p>



Достоинства	Недостатки
<p>2. Возможность обнаружения первичных ореолов очень незначительных размеров путем опробования легко обнаруживаемых в маршруте кварцевых жил, даек, маломощных зон тектонических нарушений и гидротермально измененных пород и т. д. Такие ореолы могут быть легко пропущены при металлотрической съемке или из-за крайне малых размеров вторичных ореолов, или в случае ориентировки маломощных зон параллельно профилям опробования.</p>	<p>2. Неравномерность сети и субъективизм при выборе мест взятия проб, участков сгущения и разрежения сети.</p>
<p>3. Возможность обнаружения слабо проявленного на поверхности оруденения.</p>	<p>3. Возможности пропуска оруденения в зонах тектонических нарушений и гидротермально измененных пород, которые часто фиксируются понижениями в рельефе и перекрыты элювиально-делювиальными отложениями.</p>
<p>4. Отсутствие большого числа безрудных аномалий.</p>	<p>4. Дополнительные затраты времени на геохимическое опробование</p>
<p>5. Возможность установить формы нахождения отдельных элементов в рудах, минеральный состав ореолов и, таким образом, сделать обоснованные заключения о генезисе рудопроявления</p>	

штабных исследованиях. Использование наземных гамма-спектрометров значительно замедляет геологические маршруты из-за довольно большой массы приборов и значительных потерь времени на измерения. Применение этой аппаратуры целесообразно лишь при специализированных (в основном детальных) поисках или в отдельных маршрутах при картировании гидротермально измененных пород (например, зон калишпатизации, грейзенизации и др.). То же самое относится и к другим ядерно-физическим методам определения отдельных элементов, так как в большинстве случаев чувствительность их недостаточна при кларковых содержаниях элементов, аппаратура громоздка, затраты времени при измерениях на обнажении велики.

В ближайшем будущем эти методы, по-видимому, будут значительно усовершенствованы и смогут играть существенную роль при прогнозировании и поисках рудных месторождений. То же самое можно сказать и о быстро совершенствующихся

методах газовой съемки (например, гелиевой, газовой-ртутной и др.), которые, к сожалению, пока могут применяться лишь при специализированных поисках.

Последовательность проведения геохимических исследований, их место в общем комплексе геологопоисковых работ представляются следующим образом.

Первый этап — районирование территории по условиям проведения поисков. По данным дешифрирования аэрофотоснимков, топокартам и геологическим картам более мелких масштабов составляются схемы распространенности и мощностей рыхлых отложений различных генетических типов, выделяются области развития аллохтонных отложений, где обычная металлотрическая съемка должна быть заменена глубинным вариантом или биогеохимией.

Второй этап — геофизические и геохимические работы (аэрогамма-спектрометрическая, металлотрическая и гидрогеохимическая съемки).

Третий этап — геологическая съемка. Проводят систематическое опробование коренных пород, осмотр, детализацию и дают предварительную оценку геохимических аномалий (выделенных опережающей металлотрией, гидрогеохимией и гамма-спектрометрией), контуры которых заранее выносятся на аэрофотоснимки или топокарту. Кроме того, выполняют дополнительное гидрогеохимическое опробование всех доступных наземных источников и картировочных скважин, а также биогеохимическую съемку закрытых площадей.

Четвертый этап — оценка всех выявленных геохимических аномалий. Проводят детальное опробование с применением при необходимости ядерно-физических, атомогеохимических и гамма-спектрометрических методов, а также проходку легких горных выработок и бурение скважин с обязательным геохимическим опробованием.

§ 3. Методика опробования коренных пород

Методика опробования рыхлых элювиально-делювиальных образований и русловых отложений на основе огромного опыта работ детально рассмотрена в работах С. Д. Миллера, А. П. Соловова, Н. И. Сафронова, Н. Н. Сочеванова и других, в специальных инструкциях и методических руководствах [53, 66, 133, 146 и др.]. Менее разработаны рассматриваемые ниже методические вопросы опробования коренных пород.

Количество геохимических проб и система их отбора

Необходимое количество геохимических проб и способов размещения пунктов опробования определяются конкретными задачами. В большинстве случаев их решение основывается на

изучении характера распределения химических элементов во всех геологических комплексах и определении с необходимой точностью параметров распределения элементов. Сравнение вычисленных параметров в различных геологических телах позволяет выявить их геохимическое сходство или различия и, таким образом, использовать геохимические данные для расчленения и корреляции геологических комплексов, для установления комагматичности интрузивных, эффузивных и жильных пород и др.

Сопоставление средних содержаний с кларками и со средними для регионов лежит в основе выводов о геохимической специализации отдельных комплексов. По параметрам распределения определяются и уровни аномальности содержаний для всех типов пород. Для решения подобных задач необходимо получить представительные геохимические выборки.

Минимально необходимое количество геохимических проб n для каждого объекта обычно рассчитывается по коэффициенту вариации V содержаний элемента с самым неравномерным распределением и заданному уровню погрешности среднего арифметического λ [100]:

$$n = (t\sqrt{x}/100\lambda)^2. \quad (1)$$

При 5%-ном уровне значимости, когда $t = 1,96 (\approx 2)$, и заданном уровне погрешности среднего арифметического $\pm 20\%$ формула (1) принимает вид:

$$n_{20\%} = 0,01 V^2. \quad (2)$$

Рассмотрим, как меняется значение коэффициента вариации содержаний отдельных химических элементов в горных породах различных регионов (табл. 3-6) [62].

ТАБЛИЦА 3
РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ ВАРИАЦИИ СОДЕРЖАНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ ДЛЯ ОТДЕЛЬНЫХ ТИПОВ ГОРНЫХ ПОРОД, %
(по данным А. А. Беуса [100])

Элементы	Гранитоиды		Метаморфические и осадочные породы	
	Количественный анализ	Приближенно-количественный анализ	Количественный анализ	Приближенно-количественный анализ
Li	20—60	—	20—60	—
Rb	20—60	—	20—60	—
Be	15—40	30—70	25—50	25—70
Cu	15—40	16—65	20—70	25—95
Zn	15—40	15—50	15—60	15—70
Pb	20—60	25—70	20—60	25—75
Sn	20—60	20—70	20—60	20—95
Mo	15—50	16—65	15—50	20—70

ТАБЛИЦА 4

КОЭФФИЦИЕНТЫ ВАРИАЦИИ СОДЕРЖАНИЙ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В ГОРНЫХ ПОРОДАХ ТОКРАУСКОГО СИНКЛИНОРИЯ, %

(по данным В. Н. Казмина)

Элементы	Эффузивы кислого состава	Андезитовые порфириты и их туфы	Липаритовые порфириты (С _р к)	Субвулканические липариты	Диориты и градиориты (С ₂)	Граниты и градиориты (С ₂)	Граниты (Р)
Cu	60	63	31	42	53	48	46
Zn	57	42	54	58	56	34	73
Mo	58	75	64	47	60	76	73
W	69	64	55	31	71	80	65
V	23	13	20	25	23	34	28
Ti	—	19	42	—	40	58	29
Nb	14	39	36	28	31	23	33
U	62	72	49	62	63	58	—
Th	41	47	44	31	46	51	—
Ni	20	51	28	27	35	27	28
Co	53	49	47	0	44	37	39
Be	—	32	20	22	24	27	42
Rb	41	49	30	37	41	53	36
Li	24	43	35	36	31	27	22

ТАБЛИЦА 5

ЧАСТОТЪ ПЪЯВЛЕНІЯ n'
РАЗЛИЧНЫХЪ ЗНАЧЕНІЙ
КОЭФФИЦИЕНТОВЪ ВАРИАЦИИ V
СОДЕРЖАНИЙ ЭЛЕМЕНТОВЪ
ВЪ ПОРОДАХЪ ТОКРАУСКОГО
СИНКЛИНОРИЯ
(по даннымъ табл. 4)

V , %	n	n' , %
0—10	1	1,1
10—20	5	5,4
20—30	19	20,4
30—40	19	20,4
40—50	19	20,4
50—60	15	16,1
60—70	8	8,6
70—80	7	7,5
80—90	0	0
Сумма	93	99,9

ТАБЛИЦА 6

ЧАСТОТЪ ПЪЯВЛЕНІЯ n'
РАЗЛИЧНЫХЪ ЗНАЧЕНІЙ
КОЭФФИЦИЕНТОВЪ ВАРИАЦИИ V
СОДЕРЖАНИЙ ЭЛЕМЕНТОВЪ
ВЪ ГОРНЫХЪ ПОРОДАХЪ
СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

V , %	n	n' , %
0—10	1	2,4
10—20	4	9,7
20—30	7	17,1
30—40	5	12,2
40—50	8	19,5
50—60	9	22,0
60—70	2	4,9
70—80	5	12,2
Сумма	41	100

Приведенные в табл. 3 региональные значения коэффициентов вариации колеблются в достаточно широких пределах; локальные же значения их для отдельных комплексов и массивов будут, вероятно, ниже. Как видно из данных табл. 5, для 77% всех выборок коэффициенты вариации меняются от 20 до 60%. Аналогичным образом нами обработаны данные Н. Я. Яценко по Северному Казахстану (табл. 6), при этом в 70% случаев коэффициенты вариации меняются в пределах 20—60%.

По любезно предоставленным Г. М. Барановым в наше распоряжение данным, осадочные породы Северного Казахстана характеризуются изменениями коэффициентов вариации ванадия, тория, циркония, стронция и фосфора от 20 до 66%. Среднее значение коэффициента вариации по данным 15 выборок (в каждой от 36 до 434 проб) 37%. Аналогичные материалы по метаморфическим породам Балтийского, Украинского и Алданского щитов показывают, что коэффициенты вариаций содержаний отдельных элементов в ведущих типах пород колеблются от 25 до 60%. Итак, независимо от районов работ и типов горных пород коэффициенты вариации для большинства элементов редко превышают 60%. Таким образом, при использовании рекомендуемых формул (1) и (2) в самых неблагоприятных случаях достаточным является

$$n_{20\%} = 0,01 \cdot 60^2 = 36 \text{ проб.}$$

Однако даже при самой небольшой природной дисперсии число проб в выборке должно быть не менее 15—20. Это требование связано с необходимостью «подавления» случайных аналитических погрешностей при определении параметров распределения элементов. Следует заметить, что формулы (1) и (2) могут использоваться для расчета необходимого числа проб лишь для достаточно однородных геологических объектов, в которых распределение элементов случайно. Значения коэффициентов вариации больше 60% обычны для гидротермально или околорудно измененных пород, в которых всегда имеет место пространственно упорядоченное распределение. Использование в этих случаях обычных статистических формул приводит к резкому завышению коэффициентов вариации, а следовательно, и необходимого количества проб. Наглядно и убедительно это показано в работах С. Н. Иванова, В. М. Крейтера, К. Л. Пожарицкого [65, 85, 124] и других исследователей.

Определение параметров распределения содержаний элементов в пределах достаточно крупных геологических объектов не обеспечивает решения всего многообразия задач, стоящих перед прогнозно-геохимическими исследованиями. В первую очередь это касается задач локализации перспективных площадей и поисков рудных месторождений. Для выявления пространственных закономерностей эпигенетического перераспределения элементов плотность и система опробования определяются фор-

мой и размерами картируемых зон с нарушенным первичным распределением элементов, зон привноса или выноса химических элементов, ореолов, соответствующих рудным полям месторождений. О средних размерах таких зон можно судить по примерам, приведенным в третьей части книги.

Зоны с нарушенным первично-конституциональным распределением представлены обширными и протяженными блоками горных пород площадью в сотни и тысячи квадратных километров с резко неравномерным распределением изучаемых элементов как по среднему содержанию, так и по дисперсии. Для таких блоков характерны специализированные комплексы пород, а также зоны привноса и выноса элементов, что обусловлено наложенными эпигенетическими процессами. Параметры зон привноса — выноса несколько меньше: ширина — обычно сотни метров — первые километры, а длина — первые десятки километров. В пределах таких зон, чаще всего на их пересечении, картируются аномальные (обычно изометричные) поля площадью десятки квадратных километров, которые соответствуют рудным узлам и рудным полям.

Размеры эндогенных ореолов рудных месторождений широко известны по многочисленным публикациям [7, 51, 55, 67, 68, 112]. В подавляющем большинстве случаев зоны привноса (выноса) фиксируются очень слабыми геохимическими аномалиями, превышающими среднее содержание на величину одного стандартного (среднего квадратического) отклонения. Достоверное выделение аномалий в этих случаях возможно лишь по десяти коррелирующимся пробам:

$$C_a = \bar{x} \pm 3S/\sqrt{m}. \quad (3)$$

Таким образом, подобная аномалия должна быть пересечена тремя профилями и зафиксирована по трем точкам в каждом профиле. Накопленный опыт региональных геохимических исследований позволяет определить необходимую плотность опробования и рекомендовать соответственно масштабам картирования приблизительные параметры сетей * опробования (табл. 7).

Для однородных макроскопически неизменных горных пород приведенные сети гарантируют обнаружение крупных геохимических аномалий, независимо от правильности существующих геологических поисковых критериев и признаков месторождений. Последние используются для выбора участков сгущения опробования по ходу маршрута, например в зонах активных контактов, тектонических нарушений, гидротермально измененных пород и т. д. Отдельно опробуются кварцевые жилы, оруденелые дайки, зоны видимой рудной минерализации. Обязательно

* Геометрически правильная сеть практически никогда не выдерживается, так как пробы отбираются в обычных геологических маршрутах в точках наблюдений и между ними по ходу маршрута. Поэтому приведенные в табл. 7 сети только приблизительно характеризуют систему и плотность опробования.

ТАБЛИЦА 7

ПЛОТНОСТЬ И СЕТЬ ОПРОБОВАНИЯ ПРИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ
СРЕДНЕ- И КРУПНОМАСШТАБНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Масштаб	Плотность опробования	Примерная сеть опробования, м	
	Неизменные породы	Аномальные зоны и ореолы	
1 : 500 000	1 проба на 25 км ²	5000×5000	5000× (2000÷1000)
1 : 200 000	1 » » 4 »	2000×2000	2000× (1000÷500)
1 : 50 000	1 » » 0,25 »	500×500	250× (100÷50)
1 : 25 000	1 » » 0,06 »	250×250	250× (50÷25)

опробование всех горных выработок и керна скважин. В случае опробования неизменных монотонных толщ часто переслаивающихся пород необходима система опробования, обеспечивающая достаточное количество проб для каждой из разновидностей, пропорциональное площадям их распространения или суммарной мощности по разрезу. В противном случае неоправданно резко увеличивается число проб по относительно редким и маломощным разновидностям пород.

Необходимо особо подчеркнуть, что густота отбора проб зависит от конкретной геологической ситуации (форма, размеры тел, характер обнаженности) и рекомендуемые сети (табл. 7) могут служить лишь для общей ориентации. Во многих случаях решение о необходимости сгущения или разрежения сети опробования уточняется в ходе полевых работ.

Способы отбора геохимических
проб

Из-за значительных размеров геологических объектов и ограниченности числа проб непрерывное опробование невозможно да и не нужно, а о распределении элементов в горных породах приходится судить по относительно небольшому числу случайно взятых проб. Это число должно быть достаточным, чтобы распределение в выборках соответствовало природному. Кроме того, пробы должны быть отобраны таким образом, чтобы по ним можно было с заданной точностью охарактеризовать каждый параметр распределения элементов. До сих пор вопрос об оптимальной массе и площади отбора геохимических проб является дискуссионным.

В методических рекомендациях различных авторов предлагаются разнообразные способы опробования: штупной, пунктирной борозды различной длины, сколкового опробования с площадок размером от одного до сотен квадратных метров. Рекомендуемые массы проб — от 150—200 г до нескольких килограммов [6, 13, 62, 64, 113, 130, 133, 194, 195].

До последнего времени многие геохимики главной своей задачей считали максимально точное определение средних содержаний элементов в горных породах, что послужило причиной появления метода отбора проб с больших площадок и большой массы. Действительно, при рассмотрении «представительности» статистической совокупности одинакового количества штучных и сборных проб с точки зрения точности определения среднего содержания некоторое преимущество (при малом числе проб) будут иметь сборные пробы. Но так как всякую сборную пробу можно рассматривать как искусственно приготовленное среднее из нескольких штучных, то и различие этих способов опробования сводится фактически к увеличению числа штучных проб. Как показывает опыт, существенное увеличение точности определения среднего содержания прекращается уже при числе проб 35—50.

Таким образом, выборки из 50 штучных и 50 сборных проб в смысле точности определения среднего практически равноценны, если не учитывать, насколько сложнее отбирать 15—20 штучков вместо одного. Но в отношении точности оценки другого не менее (иногда даже более) важного параметра распределения — стандартного отклонения — штучное опробование, вероятно, имеет преимущество. Всякая сборная проба непременно искусственно занижает оценку стандартного отклонения за счет осреднения. Это хорошо иллюстрируется табл. 8 [6].

Увеличение площади отбора проб в пределе может вообще привести к абсурду: когда площадь отбора достигнет площади опробуемого объекта, вариации содержаний сведутся к нулю.

Систематическое занижение стандартного отклонения влечет за собой искажение минимально аномального содержания. Все сказанное справедливо и по отношению к массе проб: пробу массой 3 кг можно получить, если объединить 10 проб по 300 г. Однако в литературе по разведке месторождений есть указания на то, что влияние массы пробы на достоверность результатов опробования незначительно [65, 161].

ТАБЛИЦА 8
СТАТИСТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УРАНА
В ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ИЗВЕСТНЯКАХ
ПРИ РАЗЛИЧНОЙ ПЛОЩАДИ ОТБОРА ПРОБ [6]

Параметры	Тип пробы (кол-во проб)	
	Сборная с 10 тыс. м ² (5)	Частная с 1 м ² (15)
Среднее арифметическое \bar{x} , 10 ⁻⁴ %	3,5	3,6
Оценка выборочного среднего квадратического отклонения S , 10 ⁻⁴ %	1,6	3,5
Коэффициент вариации V , %	46	100

В работе [55, с. 130] в качестве аргумента в пользу сколкового или пунктирно-бороздового опробования рассматривается преимущественное попадание в такую пробу призальбандовых частей мелких трещин, обогащенных элементами-индикаторами, за счет чего увеличивается контрастность геохимических аномалий и расширяются их границы. При опробовании рудных зон на больших глубинах (в горных выработках, по керну скважин) такое опробование возможно и будет иметь незначительные преимущества перед штучным, но при картировании на поверхности, где всегда в той или иной степени проявлены гипергенные процессы, преимущественное попадание в пробу легко откальваемых (наиболее выветрелых) кусочков может только исказить информацию. При отборе штучной пробы необходимо отколоть корочки выветривания и оставить лишь наиболее плотную минимально выветрелую часть породы.

На практике дисперсия результатов анализов в значительной мере зависит от аналитических погрешностей. Они имеют весьма существенное значение даже при использовании количественных определений. Так, при использовании результатов приближенно-количественных спектральных методов аналитическая дисперсия часто составляет основную часть общей дисперсии результатов. В этом случае попытки сгладить неравномерность распределения за счет увеличения площади отбора и массы пробы совершенно бесполезны.

Природная изменчивость содержаний элементов в исследуемых объектах связана с естественной неоднородностью вещества на различных уровнях его организации: атом — молекула — минерал — горная порода — геологическая формация — оболочка земной коры — планета. Таким образом, колебания содержаний элементов в земной коре слагаются из колебаний самых различных частот (периодов). В зависимости от уровня организации вещества, на котором ведется исследование, появляется необходимость выделить колебания определенной частоты и соответственно подавить частоты, связанные с более низкими уровнями. Так, при составлении геохимических карт крупного масштаба изучаются горные породы, а неравномерность распределения на уровне молекул и минералов исследователя не интересует и является «помехой», шумом, подавляющим полезный сигнал. Но сглаживая эти неоднородности, нельзя увеличивать площадь отбора и массу пробы до таких размеров, когда начнет усредняться и теряться неравномерность распределения элементов, связанная с наличием в пределах массива или толщи отдельных петрографических или текстурных разновидностей горных пород, даже если они не выделяются в масштабе съемки.

При мелкомасштабных исследованиях элементарным объектом изучения являются структурно-формационные комплексы и ряды формаций. В этом случае к «помехам» можно отнести уже неравномерность распределения элементов в породах.

Эти помехи устраняются путем отбора геохимических проб таких минимальных объема и массы, которые позволяют регистрировать колебания интересующей исследователя частоты. При региональном геохимическом картировании границы геохимических аномальных зон проводятся с точностью до сотен метров—километров. В этой ситуации увеличение площадки пробоотбора (100 м² и более — это точка в масштабе карты) все равно не позволяет достоверно судить о поведении элемента между двумя пунктами опробования и вряд ли целесообразно.

Приведенные общие соображения можно подтвердить результатами специальных экспериментов. Один из них, проведенный Ф. Л. Думлером и Г. А. Шейниной [64], ставил своей целью с помощью дисперсионного анализа разделить суммарную изменчивость получаемых результатов на вклады, соответствующие погрешностям анализа (воспроизводимости и временному дрейфу) [10], региональной геохимической и локальной изменчивостям более высоких частот.

Исследования проводились на площади одного номенклатурного листа масштаба 1 : 50 000 в пределах рудного района с редкометальной минерализацией. В геологическом строении района принимают участие терригенно-осадочные отложения, эффузивы кислого и среднего состава, интрузивы гранитоидов и дайки среднего — основного состава. На данной территории намечалось провести геохимическое картирование с целью поисков редкометального и полиметаллического оруденения. В связи с этим необходимо было оценить возможности различных методов и способов опробования для решения поставленных задач отдельно для главных типов горных пород: 1) лейкократовых гранитов; 2) биотит-роговообманковых гранитов и гранодиоритов; 3) туфов липаритовых порфиров; 4) даек диабазовых порфиров; 5) мелкозернистых полимиктовых песчаников и алевролитов.

В пределах каждого из перечисленных типов пород были намечены пункты отбора геохимических проб, расположенные равномерно на расстоянии нескольких километров друг от друга. Число пунктов отбора определялось таким образом, чтобы иметь возможность выявить природную дисперсию, приблизительно равную аналитической, для чего оказалось достаточно 5—10 пунктов. Для перечисленных типов пород число пунктов составляет соответственно 6, 10, 6, 5, 5 (всего 32). В каждом пункте отбирались геохимические пробы из гипергенно неизмененных коренных пород тремя наиболее часто рекомендуемыми способами:

- 1) с площадки 50 м² 20—30 штуфов общей массой 10 кг;
- 2) с площадки 1 м² 20—25 сколков общей массой 0,5—1 кг;
- 3) штуф массой 200—250 г.

Каждую пробу (всего было взято 96 проб) после дробления и истирания до аналитического порошка квартовали на четыре

пакета. Таким образом, были получены четыре серии одних и тех же проб. Первую и вторую серии (192 пакета) анализировали одновременно в зашифрованном виде в случайной последовательности. Третья и четвертая серии таким же образом были проанализированы через 5 месяцев с целью определить временной дрейф. Приблизленно-количественные спектральные определения 20 элементов были выполнены на приборе ДФС-13 методом испарения из канала угольного электрода. Количественные спектральные анализы были проведены в той же лаборатории на следующие элементы: медь, бериллий, олово, молибден и свинец. Уран определялся перло-люминесцентным методом. По техническим причинам все количественные определения были сделаны только для первой и второй серий, для них временные погрешности не учитывались.

При планировании эксперимента была принята модель, по которой суммарная дисперсия результатов представлялась следующим образом:

$$D_{\Sigma} = D_{в} + D_{вр} + D_{рег} + D_{лок} + D_{точ}, \quad (4)$$

где $D_{лок}$ — дисперсия локальная, связанная с неравномерностью распределения элемента в пределах площадок 50 м²; $D_{точ}$ — дисперсия точечная, связанная с неравномерностью распределения элемента в пределах площадок 1 м².

Для каждого типа пород составлялись три задачи в соответствии с тремя способами отбора проб:

для проб с площадок 50 м² (масса 10 кг) исследовалась модель

$$D_{\Sigma} = D_{в} + D_{вр} + D_{рег}^2; \quad (5)$$

для проб с площадок 1 м² (масса 0,5—1 кг)

$$D_{\Sigma} = D_{в} + D_{вр} + D_{рег+лок}; \quad (6)$$

для штучных проб

$$D_{\Sigma} = D_{в} + D_{вр} + D_{рег+лок+точ}. \quad (7)$$

Полученный цифровой материал подвергался дисперсионному анализу с трехступенчатой классификацией с помощью ЭВМ «Минск-22» по специальной программе, после чего с помощью критерия Фишера последовательно сопоставлялись дисперсии $D_{рег}$, $D_{рег+лок}$, $D_{рег+лок+точ}$ и оценивалась значимость дисперсий $D_{рег}$, $D_{лок}$, $D_{точ}$. Результаты дисперсионного анализа представлены в табл. 9, в которой приведены только те элементы, содержания которых по всем пробам выше порога чувствительности.*

Как видно из данных табл. 9, дисперсия штучного опробования при приближенно-количественном анализе в большинстве

* Все операции проводились с логарифмами содержаний, и соответствующие дисперсии есть оценки их изменчивости.

ТАБЛИЦА 9
РЕЗУЛЬТАТЫ ДИСПЕРСИОННОГО АНАЛИЗА

Элементы (виды анализа)	Гранодиориты				
	S_B	S_{Bp}	S_{per}	$S_{лок}$	$S_{точ}$
Ni (ПК)	0,13	н	0,17 *	н	н
Pb (ПК)	0,17	н	0,13	н	н
Cu (ПК)	0,097	н	0,067	н	н
Zn (ПК)					
Cr (ПК)	0,098	н	0,17 *	н	н
V (ПК)	0,099	н	0,081	н	н
Co (ПК)	0,096	0,11	0,076	н	н
Ti (ПК)	0,086	0,11	н	н	н
Mo (ПК)	0,19	0,22	н	н	н
Sn (ПК)	0,064	н	0,084 *	н	н
Y (ПК)	0,11	н	0,093	н	н
Yb (ПК)	0,13	н	н	н	н
La (ПК)	0,089	н	н	н	н
Nb (ПК)	0,12	0,16	н	н	н
Be (ПК)	0,12	0,12	н	н	н
Zr (ПК)	0,14	0,15	н	н	н
Ga (ПК)	0,089	0,061	н	н	н
Sr (ПК)	0,13	н	н	н	н
Ba (ПК)	0,094	н	0,050	н	н
Sc (ПК)	0,19	н	н	н	н
Pb (Кол)	0,080	—	0,20 *	н	н
Cu (Кол)	0,062	—	0,089 *	н	н
Mo (Кол)	0,046	—	0,057	н	н
Sn (Кол)	0,064	—	0,11 *	н	н
Be (Кол)	0,037	—	0,16	н	н
U (P)	0,067	—	0,11 *	н	н

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛИЦЫ 9

Элементы (виды анализа)	Лейкократовые граниты				
	S_B	S_{Bp}	S_{per}	$S_{лок}$	$S_{точ}$
Ni (ПК)	0,14	н	н	н	0,14
Pb (ПК)	0,064	0,075	н	н	н
Cu (ПК)	0,092	н	0,10 *	н	н
Zn (ПК)					
Cr (ПК)	0,096	н	0,088 *	0,10	0,16 *
V (ПК)	0,092	0,21	н	н	н
Co (ПК)	0,12	н	н	н	0,13
Ti (ПК)	0,13	н	0,063	н	н
Mo (ПК)	0,23	0,21	н	н	н
Sn (ПК)	0,077	н	н	0,046	н
Y (ПК)	0,088	н	0,090 *	н	н
Yb (ПК)	0,092	н	0,10	н	н
La (ПК)	0,088	н	н	н	н
Nb (ПК)	0,12	0,13	н	н	н
Be (ПК)	0,15	н	0,12	н	н

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛИЦЫ 9

Элементы (виды анализа)	Лейкократовые граниты				
	S_B	S_{Bp}	S_{per}	$S_{лок}$	$S_{точ}$
Zr (ПК)	0,082	0,086	н	н	н
Ga (ПК)	0,13	0,092	н	н	н
Sr (ПК)	0,14	н	0,080	н	н
Ba (ПК)	0,12	н	0,21 *	н	н
Sc (ПК)					
Pb (Кол)	0,087	—	0,11 *	н	н
Cu (Кол)	0,064	—	0,15 *	н	н
Mo (Кол)	0,082	—	0,082 *	н	н
Sn (Кол)	0,063	—	н	0,040	н
Be (Кол)	0,050	—	0,10 *	н	н
U (P)	0,048	—	0,12 *	н	н

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛИЦЫ 9

Элементы (виды анализа)	Туфы кислого состава				
	S_B	S_{Bp}	S_{per}	$S_{лок}$	$S_{точ}$
Ni (ПК)	0,12	н	н	н	0,11 *
Pb (ПК)	0,17	0,12	0,13 *	0,18	0,28 *
Cu (ПК)	0,089	н	н	н	н
Zn (ПК)	0,097	0,11	н	н	н
Cr (ПК)					
V (ПК)	0,12	н	0,091	0,12 *	н
Co (ПК)	0,078	0,11	н	н	0,094 *
Ti (ПК)	0,14	0,11	н	н	н
Mo (ПК)	0,19	0,18	н	н	н
Sn (ПК)	0,10	н	н	н	н
Y (ПК)	0,10	н	н	н	0,12 *
Yb (ПК)	0,10	н	н	н	0,12 *
La (ПК)	0,10	н	н	н	н
Nb (ПК)	0,11	0,13	н	н	н
Be (ПК)	0,32	н	н	н	н
Zr (ПК)	0,077	0,15	н	н	н
Ga (ПК)	0,076	0,087	н	н	н
Sr (ПК)	0,12	н	н	0,10	0,16 *
Ba (ПК)	0,066	н	н	н	0,28 *
Sc (ПК)					
Pb (Кол)	0,068	—	0,18 *	0,13	0,20
Cu (Кол)	0,073	—	н	н	0,11 *
Mo (Кол)	0,075	—	н	0,10 *	н
Sn (Кол)	0,041	—	н	0,052 *	0,093 *
Be (Кол)	0,057	—	0,12 *	н	н
U (P)	0,049	—	0,079 *	н	н

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛИЦЫ 9

Элементы (виды анализа)	Диабазовые порфириты				
	S_B	$S_{вр}$	$S_{рег}$	$S_{лок}$	$S_{точ}$
Ni (ПК)	0,16	н	0,12 *	н	н
Pb (ПК)	0,16	н	0,22 *	н	н
Cu (ПК)	0,062	0,045	н	н	0,071 *
Zn (ПК)					
Cr (ПК)	0,18	н	0,11	н	н
V (ПК)	0,14	н	н	н	н
Co (ПК)	0,16	н	н	н	н
Ti (ПК)	0,13	н	н	н	н
Mo (ПК)	0,24	н	н	н	н
Sn (ПК)	0,21	н	н	н	н
Y (ПК)	0,12	н	н	н	н
Yb (ПК)	0,12	н	н	н	н
La (ПК)	0,12	н	н	н	н
Nb (ПК)	0,16	н	н	н	н
Be (ПК)	0,10	0,12	н	н	н
Zr (ПК)	0,13	0,25	н	н	н
Ga (ПК)	0,12	н	н	н	н
Sr (ПК)	0,13	н	н	н	н
Ba (ПК)	0,11	н	0,13 *	н	н
Sc (ПК)	0,19	0,17	н	н	н
Pb (Кол)	0,076	—	0,30 *	н	н
Cu (Кол)	0,26	—	н	н	н
Mo (Кол)	0,069	—	н	н	н
Sn (Кол)	0,040	—	0,13 *	н	0,19 *
Be (Кол)	0,040	—	0,079 *	н	н
U (P)	0,12	—	0,092	н	н

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛИЦЫ 9

Элементы (виды анализа)	Осадочные породы				
	S_B	$S_{вр}$	$S_{рег}$	$S_{лок}$	$S_{точ}$
Ni (ПК)	0,090	н	0,12 *	н	н
Pb (ПК)	0,11	0,10	0,11 *	н	0,27 *
Cu (ПК)	0,072	н	0,048	н	н
Zn (ПК)	0,14	н	0,086	н	н
Cr (ПК)	0,085	н	0,25 *	н	н
V (ПК)	0,058	н	0,050	н	н
Co (ПК)	0,15	н	н	н	н
Ti (ПК)	0,10	0,10	н	н	н
Mo (ПК)	0,16	0,18	н	н	н
Sn (ПК)	0,10	н	н	н	н
Y (ПК)	0,12	н	н	н	н
Yb (ПК)	0,11	н	н	н	н
La (ПК)	0,11	н	н	н	н
Nb (ПК)					
Be (ПК)	0,30	н	н	н	н
Zr (ПК)	0,12	0,16	н	н	н

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛИЦЫ 9

Элементы (виды анализа)	Осадочные породы				
	S_B	$S_{вр}$	$S_{пер}$	$S_{лок}$	$S_{точ}$
Ga (ПК)	0,12	н	н	н	н
Sr (ПК)	0,11	н	н	н	н
Ba (ПК)	0,17	н	н	н	н
Sc (ПК)	0,15	н	н	н	0,14 *
Pb (Кол)	0,052	—	0,13 *	н	0,17 *
Cu (Кол)	0,081	—	0,12 *	н	н
Mo (Кол)	0,060	—	н	н	н
Sn (Кол)	0,051	—	0,11 *	н	н
Be (Кол)	0,056	—	0,13 *	н	н
U (P)	0,062	—	0,084 *	н	н

Примечание. Уровень значимости принят равным 0,1; звездочкой (*) помечены результаты достоверностью $> 0,95$. Для количественных анализов $S_{вр}$ не оценивалась. Не заполнены графы в случае недостаточной чувствительности определения элемента для данного типа пород; н — оценка дисперсии незначима.

случаев незначима. В тех случаях, когда она значима, незначима дисперсия региональная, следовательно, замена штучного опробования любым другим при данном уровне аналитических погрешностей положения не исправит. Исключения составляют хром в лейкократовых гранитах, свинец в туфах и осадочных породах, для которых замена штучного опробования сколковым позволит в значительной мере подавить микронеоднородность и лучше выявить региональную изменчивость в их содержаниях.

Этот эксперимент, а также аналогичные исследования Г. Т. Скублова, Н. Я. Ященко [195] и Ю. А. Алентьева [62] подтверждают соображения, высказанные в начале раздела: штучное опробование в подавляющем большинстве случаев будет вполне надежным и наиболее простым из всех рекомендуемых методов.

При проведении геохимического специализированного картирования на узкий спектр элементов с широким применением полевой аппаратуры, основанной на использовании ядерно-физических методов измерения, площади опробования выбирают с учетом специфики применяемых аппаратуры и метода. Так, при изучении радиоактивности горных пород иногда опробуется площадка размером 1 м^2 , что обусловлено необходимостью сопоставления данных опробования с результатами радиометрических и гамма-спектрометрических измерений, которые зависят от эффекта воздействия гамма-излучения радиоактивных элементов, распределенных в объеме породы, ограниченном с поверхности площадкой, равной примерно 1 м^2 (1 м при опробовании скважин) [6, 133]. При использовании рентгеноспектральной и нейтронно-активационной аппаратуры типа «Барс», «Гагара», бериллометров и т. д. размер эталонной площадки

опробования по тем же причинам может быть сопоставлен с объемом горной породы, участвующей в получении вторичного излучения, фиксируемого аппаратурой, и колеблется от 1 до 0,01 м².

При документации геохимических проб кроме обычного геологического описания в точке наблюдения необходимо особое внимание уделять характеристике степени гидротермально-метасоматических и гипергенных изменений материала пробы.

В порядке исключения при отсутствии обнажений возможно опробование элювиальных и делювиальных обломков (при незначительном перемещении последних). В этих случаях необходимо указывать в полевом дневнике направление и приблизительное перемещение материала по склону. После завершения маршрута все сведения переносятся в специальный каталог геохимических проб. Можно рекомендовать использование для документации в маршруте специально разработанных перфокарт.

В дальнейшем пробы дробят до 0,25—0,5 мм, перемешивают и квартуют либо обычным способом, либо с использованием различного рода делителей [66, 85, 124], чтобы достигнуть наибольшей предельности сокращенного материала. Сокращенная навеска в 50—100 г поступает на растирание до 200—300 меш, после чего материал исследуют с помощью различных видов (химический, спектральный и др.) анализов и проводят контрольные измерения. Эталонные пробы, отбираемые в небольшом количестве для изучения закономерностей поминерального распределения элементов в породообразующих и аксессуарных минералах, а также формы их нахождения и для других целей, могут отбираться с площадок от 1—10 до 50—100 м² и массой 10—15, а для тонкокристаллических эффузивных пород и т. п. до 50—100 кг.

Способы обработки проб и подготовки их к анализам достаточно полно описаны в ряде работ [66, 85, 124] и поэтому здесь не рассматриваются. Следует только подчеркнуть необходимость отделения рудных проб от безрудных. После обработки рудных проб необходима тщательная очистка оборудования, чтобы не заразить рядовые пробы, еще лучше, если их обработка ведется на разных линиях.

Глава 2

МИНЕРАЛОГО- ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

§ 1. Общие положения

При региональных геохимических исследованиях, охватывающих разнородные блоки земной коры, необходимо углубленное изучение вещественного состава горных пород и геологических

формаций. Особое значение приобретает при этом выяснение характера «вторичных» минеральных образований, т. е. состава, ассоциативности, форм выделения и соотношений эпигенетических минералов.

До недавнего времени эпигенетическая минерализация изучалась главным образом в околорудном пространстве при детальном масштабе исследований. Наряду с этим были известны метасоматические образования регионального распространения, такие как кварц-полевошпатовые метасоматиты зон разломов, пропилиты, альбитофиры и другие [82, 120, 141], которые в известной степени противопоставлялись околорудным. Результаты специального картирования новообразованных минеральных ассоциаций в разнообразных геологических ситуациях показали, что многие из них характеризуются региональными параметрами распространения, охватывают площади в десятки и сотни квадратных километров.

Эпигенетические минеральные ассоциации широкого площадного распространения в абсолютном большинстве точек наблюдения составляют лишь 5—15% от объема исходной породы, метасоматически замещая «первичные» минералы, выполняя поры, трещины и другие полости. Только на отдельных относительно локальных участках эти минералы полностью «вытесняют» исходные породы, образуя тела метасоматитов и крупные жилы. Значительные по размерам монокристаллические блоки горных пород, полностью лишённые эпигенетической минерализации в подвижных зонах земной коры, крайне редки.

Несмотря на прерывистое, вуалевое, паутинообразное распространение, отмеченная эпигенетическая минерализация поддается геологическому изучению:

- а) в ее составе могут быть выделены статистически устойчивые минеральные ассоциации с однородными структурными соотношениями (эпипороды);
- б) зоны распространения этих ассоциаций (эпипород) можно оконтурить в геологическом пространстве;
- в) могут быть выяснены пространственно-временные взаимоотношения этих зон между собой и с включающими их геологическими телами.

Эпигенетическая минерализация регионального распространения может быть рассмотрена на трех уровнях: минеральном (эпидотизация, альбитизация, хлоритизация, каолинитизация и т. п.), породном (устойчивые ассоциации минералов — эпипороды) и формационном (ассоциации эпипород). При этом информативность об их генезисе возрастает от минерального уровня к формационному. Поэтому сведения о серицитизации, хлоритизации, карбонатизации пород и т. д., хотя и максимально объективны, но малопригодны как для прогнозирования, так и для интерпретации геохимических и металлогенетических данных. Более существенны для этих целей наблюдения за рас-

пространением устойчивых минеральных ассоциаций (эпипород), но более информативны сведения о метасоматических формациях. Представления о содержании понятия «метасоматическая формация», о принципах и способах их выделения все еще остаются дискуссионными. Поэтому дальнейшему изложению необходимо предпослать определения и термины.

Эпигенетическими называют минералы, развивающиеся по минеральным образованиям исходной породы, т. е. вторичные или эпигенетичные по отношению к ней. Разделение минералов на «первичные» и «вторичные», т. е. на продукты сингенетических и эпигенетических процессов по отношению к включающей их породе, обычно не представляет сложности, особенно в изверженных породах. Главные затруднения возникают при анализе минеральных парагенезисов, сформированных в переходных условиях: от магматизма к метасоматизму, от метасоматизма к метаморфизму и т. п.

Для образований, выделяемых в качестве эпигенетических, характерен следующий набор признаков: а) формирование псевдоморфоз, в том числе менее плотных минералов по более плотным; б) образование пустот выщелачивания; в) минеральное выполнение пустот и других полостей; г) неравномерное распределение новообразованных минералов в исходной породе, подчиненное неодинаковой проницаемости среды минералообразования; д) наличие закономерных переходов от неизменных пород к метасоматитам по правилам инфильтрационной зональности.

Эпипороды — это статистически устойчивые ассоциации эпигенетических минералов, устанавливаемые по результатам петрографического изучения шлифов, отобранных по намеченной сети наблюдений в пределах всей изучаемой площади. Кроме статистических законов повторяемости наборов новообразованных минералов учитываются правила физико-химического равновесия наблюдаемых парагенезисов. Однако в реальных геологических условиях преобладают неравновесные сочетания, устойчивость которых оценивается структурными соотношениями минералов, т. е. закономерностями их пространственно-возрастных сочетаний (полиминеральные псевдоморфозы, закономерные сростания, зональные выполнения пустот, совместные жилки и т. п.).

Классификация основных видов метасоматитов по структурно-вещественным признакам, т. е. по статистически устойчивым наборам минералов и их структурным соотношениям, опубликована в работе [121]. Важно подчеркнуть, что видовые названия метасоматитов использованы в их первоначальном «породном», а не «формационном» толковании. Аргиллизиты, вторичные кварциты, грейзены, березиты, пропилиты, альбититы и другие рассматриваются как породы с определенным набором минералов и определенными петрографическими структурами, а со-

Т А Б Л
КЛАССИФИКАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛ

Ряды (структуры)	Условия минералообразования	Кварцево-светлослюдистая группа	
		Кислотный метасоматоз (Si, Al)	Субщелочной (Fe, Mg, Ca) + кислотный (Si, Al) метасоматоз
I. Скрыто-мелкокристаллические	0 км, 50—100° C Приповерхностные низкотемпературные	Аргиллизиты А q + hsrc + kl	Березиты гидросерицитовые Бг q + hsrc + (cl + ce + ab)
II. Мелко-среднекристаллические	1—2 км, 200—300° C Малоглубинные среднетемпературные	Вторичные кварциты Вк q + src Каолинит-серицитовые Вк ₁ Мусковит-серицитовые Вк ₂	Березиты серицитовые Бс q + src + (cl + ce + fsp)
III. Средне-крупнокристаллические	3—4 км, 300—400° C Глубинные высокотемпературные	Грейзены Гр q + ms	
	5—6 км, 600—900° C		

И Ц А 10
ВНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Эпидотовая группа		Полевошпатовая группа	
Субщелочной метасоматоз (Fe, Mg, Ca)	Щелочной (Na, K) + субщелочной (Fe, Mg, Ca) метасоматоз	Щелочной метасоматоз (Na, K)	Кислотный + щелочной (Na, K) метасоматоз
Пропилиты хлоритовые Пх ep + cl	Пропилиты хлорит-полевошпатовые Пхп ep + cl + fsp Хлорит-альбитовые Пхп ₁ Хлорит-калишпатовые Пхп ₂	Гумбеиты Г fsp + cl + ce Хлоритовые альбититы Г ₁ Собственно гумбеиты Г ₂	Фельдшпатофиры Фр fsp + q + hm Альбитофиры Фр ₁ Калишпатофиры Фр ₂
Пропилиты актинолитовые Па ep + ac	Пропилиты актинолит-полевошпатовые Пап ep + ac + fsp Актинолит-альбитовые Пап ₁ Актинолит-калишпатовые Пап ₂		
Скарны С (ep) + am + p	Пропилиты щелочно-амфиболовые Пщ ep + gi + fsp	Фельдшпатиты Фн fsp + gi Щелочно-амфиболовые альбититы Фн ₁ Щелочно-амфиболовые калишпатиты Фн ₂	Фельдшпатолиды Ф fsp + q + bi Альбитолиды Ф ₁ Калишпатолиды Ф ₂

ответствующие им эпигенетические минеральные ассоциации, фиксируемые среди исходных пород, трактуются как аргиллизитовые, вторичнокварцитовые, грейзеновые и другие эпипороды. Классификация наиболее широко распространенных метасоматитов и соответствующих им минеральных ассоциаций приведена в табл. 10.

Региональные метасоматические формации (РМФ)

РМФ определяются статистически устойчивыми наборами эпипород, зонально и стадийно упорядоченными [122]. Они охватывают локальные метасоматические тела и внешние зоны слабо проявленной эпигенетической минерализации. В строении РМФ выделяются зоны периферические, представленные щелочными или слабощелочными (близконейтральными фациями метасоматических образований) продуктами Si—K-, Si—Na- и Fe—Mg—Ca-метасоматизма, и центральные относительно более кислотных фаций, иногда с локальными альбититами или калишпатитами. Сочетание эпипород в РМФ отражает щелочно-кислотную эволюцию нагретых природных растворов, происходящую при их просачивании в толще литосферы и взаимодействии с внешней средой. Для характеристики РМФ весьма важна стадийная упорядоченность эпипород, т. е. устойчивая повторяемость возрастных соотношений, отвечающая общей регрессивной направленности гидротермально-метасоматической деятельности.

В рамках одной РМФ могут присутствовать последовательные серии эпипород, причем более молодые эпипороды соответствуют более низким значениям термодинамических параметров образования. Так, РМФ, включающие грейзены, могут содержать вторичнокварцитовые и аргиллизитовые эпипороды как более поздние метасоматические образования. Обратные возрастные соотношения в рамках одной формации считаются запрещенными.

На основании картирования слабо проявленных гидротермально-метасоматических образований в настоящее время можно выделить три обобщенных типа РМФ.

Формации каждого типа различаются по внутреннему строению, соотношению с замещаемыми образованиями и в целом по условиям формирования.

I. Относительно глубинные многочленные метасоматические формации, связанные с близкими по возрасту интрузивными телами (рис. 1, а). Для них характерны разнофациальные периферические зоны, представленные фельдшпатолитами Ф в глубинных частях интрузивных массивов и пропилитами П во вмещающих породах. При этом пропилиты формировались, по видимому, в термоградиентном поле. В зонах пропилитов иногда

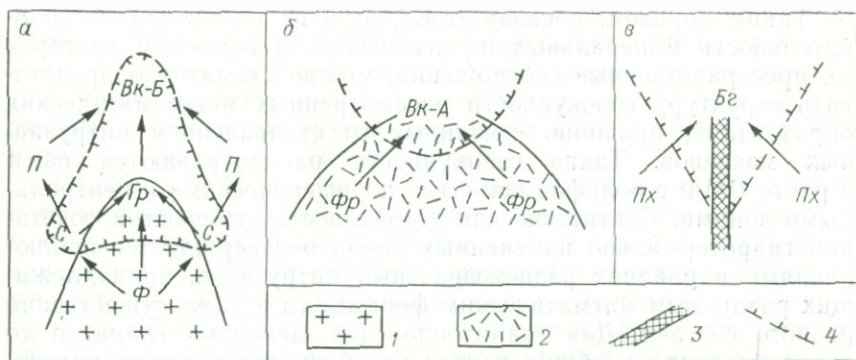


Рис. 1. Схема структурных отношений гидротермально-метасоматических пород в РМФ.

Формации: а — глубинные многочленные, связанные с близкими по возрасту интрузиями; б — приповерхностные, связанные с вулканическими структурами; в — мало-глубинные, связанные с термальными

гидродинамическими системами, разгружающимися в проницаемых зонах. 1 — интрузивный массив; 2 — вулканический массив; 3 — разлом; 4 — контуры центральных зон.

отмечаются мелкие тела скарнов С преимущественно эпидот-гранат-пироксенового состава, которые тяготеют к границе периферических зон с центральными. Центральные зоны представлены грейзенизированными породами Гр в купольных частях массивов и березитовыми Б или вторичнокварцитовыми Вк парагенезисами, развитыми преимущественно в надинтрузивных участках.

Перечисленная совокупность метасоматических образований во всех своих элементах неразрывно связана с конкретным интрузивным массивом и имеет весьма характерные пространственно-возрастные взаимоотношения. Многими исследователями доказано, что проявления ранней калишпатизации и альбитизации (фельдшпатолитизация) располагаются ниже зоны грейзенизации и завершают свое формирование раньше грейзенов [11, 143]. Скарновые парагенезисы обособливаются в контактовых частях массива, обычно они оказываются древнее грейзенов [159]. Соотношения вторичных кварцитов и березитов с пропилитами тоже вполне определенные. Кислотные парагенезисы разрастаются на пропилитовые зоны, хотя формируются одновременно в смежных зонах метасоматоза [108, 120]. Их неразрывная связь подчеркивалась многими исследователями, в частности Т. Г. Радоновой и И. А. Велиновым [131]. Пропилиты окружают березитовые и вторичнокварцитовые зоны и сменяют их на глубине. Возрастные соотношения грейзенов и пропилитов наблюдаются реже, но в тех случаях, когда их удавалось обнаружить, пропилитовые парагенезисы оказывались моложе грейзеновых.

Таким образом, показав (см. рис. 1, а) стрелками последовательность минеральных парагенезисов, а наклоном векторов их пространственные соотношения, можно схематично представить структуру совокупности рассмотренных метасоматических образований, причинно связанных со становлением интрузивных массивов. Такие совокупности рассматриваются нами в ранге РМФ с полифациальными периферическими и центральными зонами. Статистическая устойчивость отмеченных сочетаний гидротермально измененных пород подтверждается наблюдениями в районах разновозрастных интрузивов, принадлежащих различным магматическим формациям и даже существенно разного состава. Для гранитоидов (от щелочных гранитов до гранодиоритов) в общих чертах устойчив даже состав метасоматических зон. В связи с диоритами, монцонитами и габбро проявляются своеобразные метасоматиты, резко меняются количественные соотношения парагенезисов, но упорядоченность зон сохраняется.

II. Приповерхностные и малоглубинные метасоматические формации, связанные с близкими по возрасту субэвральными вулканическими структурами (см. рис. 1, б). Своеобразные метасоматические проявления кварц-полевошпатового состава с псевдомагматическим обликом выделения (бластопойкилитовые, бластогранофиновые, бластосферолитовые и т. п. структуры), развивающиеся преимущественно в вулканогенных, реже терригенных породах, подробно описал О. П. Ушаков [175]. Они были названы калишпатофирами Фр₂, а в случае метасоматического проявления двух полевых шпатов (кварц-альбит-калишпатовая ассоциация) могут именоваться фельдшпатофирами Фр. В ходе картирования было установлено ареальное распространение отмеченных гидротермально-метасоматических парагенезисов, охватывающих крупные вулканические структуры кальдерного типа на площадях в сотни квадратных километров.

Кварц-полевошпатовые парагенезисы по времени образования близки к самым молодым и наиболее кислым вулканитам соответствующей формации. На отдельных максимально проницаемых, обычно тектонически нарушенных участках на кварц-калишпатовые и кварц-альбит-калишпатовые парагенезисы накладываются кварц-светлослюдистые образования вторично-кварцитового Вк или аргиллизитового А облика. Местами формируются полно проявленные метасоматические тела вторичных кварцитов, нередко с алунитом. Встречаются и аргиллизиты. Эпидотсодержащие парагенезисы в данной ассоциации отсутствуют или резко подавлены.

Сочетание калишпатофиров и фельдшпатофиров с отмеченными кварц-светлослюдистыми образованиями обладает большой статистической устойчивостью. Оно зафиксировано в девонском и позднепалеозойском вулканогенных поясах Казахстана, характерно для меловых вулканитов востока СССР,

обнаружено в палеогеновых эффузивах, наложенных на Родопский срединный массив (НРБ). Показательно, что во всех случаях метасоматиты имеют сходную металлогеническую окраску (серебряно-полиметаллические, золоторудные, ртутные, флюоритовые и некоторые другие месторождения) и отвечают одной и той же стадии геотектонического развития.

III. Малоуглубленные метасоматические формации, связанные с термальными гидродинамическими системами, разгружающимися в зонах разломов или в других проницаемых структурах (см. рис. 1, в). У этих формаций видимой связи с магматизмом не устанавливается. Периферическими являются обширные зоны пропилитизации, имеющие приразломный характер развития. Они вытягиваются в виде лент шириной до 10 км и более вдоль наиболее крупных разломов, разграничивающих блоки с разной историей геологического развития. В пределах этих зон вдоль наиболее проницаемых, часто поперечных структур располагаются участки березитизации. В данном случае имеются в виду гидрослюдистые березиты Бг, подробно описанные Б. И. Омелянченко [112] и характеризующиеся более низкотемпературными парагенезисами по сравнению с серицитовыми березитами Бс, упомянутыми при описании формаций, связанных с близкими по возрасту интрузивами, и в большей степени соответствующими описаниям Ю. В. Казицына [72].

Гидрослюдистые березиты на контакте периферических и центральных зон накладываются на пропилиты, что, возможно, объясняется характерным для гидротермально-метасоматического процесса разрастанием внутренних зон на внешние. По геологическим данным березиты и пропилиты данной формации близодновременны и отвечают периоду заложения субплатформенных впадин по периферии глыбовых поднятий после формирования моласс в стабильных тектонических условиях. Амагматичность этого периода в сводово-глыбовых областях ярко выражена, но не менее ярко проявлены геохимическая и металлогеническая специализация. В это время в субаквальных условиях формируются полиметаллические и железомарганцевые месторождения, а в субаэральных — молибденовые, золотые и некоторые другие.

Перечисленные типы РМФ не исчерпывают все возможные геологические условия проявления гидротермальной деятельности. Кроме названных выше известны устойчивые сочетания эпигенетических образований, связанных с деятельностью артезианских и других гидродинамических систем. Приведенный перечень следует рассматривать как некоторые наиболее изученные примеры РМФ.

Рассмотрим конкретные методические приемы обработки результатов площадного изучения слабо проявленных метасоматических образований на территории НРБ, в ходе которого советскими и болгарскими специалистами (К. Кацкова, И. Ми-

хова, Е. В. Плюшев) составлены два фрагмента карт масштаба 1:200 000 для районов Западного Среднегорья и Восточных Родоп.

§ 2. Район Западного Среднегорья

Описываемый район площадью около 1000 км² располагается в западной части Среднегорской структурно-металлогенической зоны, к юго-западу от Софии. Это — район мощного проявления верхнемеловых осадочно-вулканогенных формаций, прорванных интрузивами габбро-монзонит-гранитовой формации. Генетически связаны с этими образованиями проявления интенсивной гидротермальной деятельности, которая в других районах Среднегорья привела к формированию разнообразных медных месторождений: медно-пиритовых, медно-пирит-полиметаллических, медно-молибденовых и др.

Непосредственно в пределах изученного района промышленных месторождений пока не обнаружено, имеется лишь несколько перспективных рудопроявлений, таких как Брезник, Чуйпетлово и др. Для этой площади И. Миховой были использованы описания шлифов, отобранных при геологосъемочных работах масштаба 1:25 000. С учетом масштаба настоящей работы выбрана сеть петрографических наблюдений 2×2 км и составлена карта фактического материала (рис. 2). На карте условными знаками, приведенными на рис. 3, показаны в каждой точке наборы эпигенетических минералов в последовательности от преобладающих к подчиненным. По возможности указана форма выделения минералов, отмечены исходные породы.

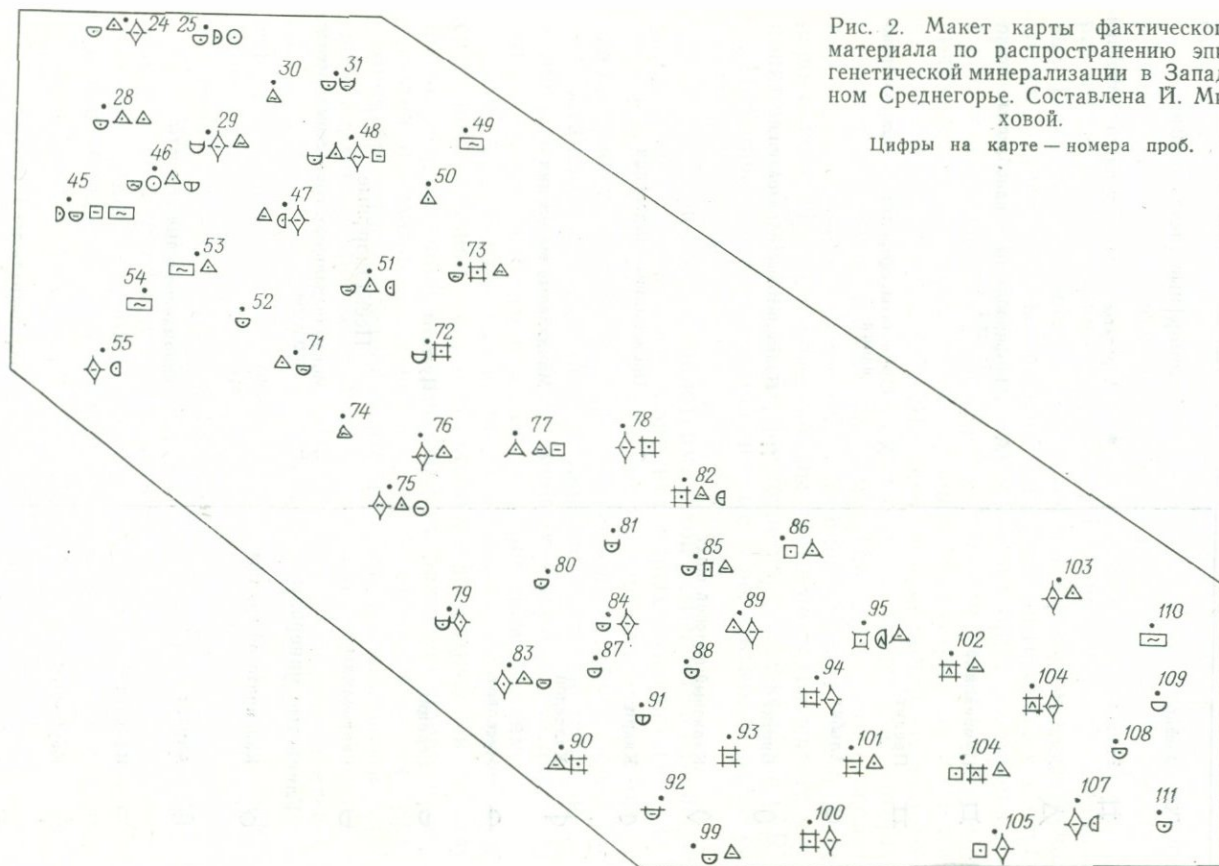
В качестве геологической основы использован фрагмент карты геологических формаций масштаба 1:200 000 (рис. 4). В пределах каждого геологического контура установлены ассоциации эпигенетических минералов. При этом использованы индикаторные свойства эпидота, неустойчивого в кислотных условиях центральных зон. Наиболее характерна следующая ассоциация периферических зон: $ep(ph) + cl(ac) + src + ce$ *. Менее выразительна вторая ассоциация периферических зон: $cl + src + ca + (ep)$, где эпидот характеризуется малой сплошностью проявления, чаще встречается карбонат.

В центральных зонах установлены три разновидности эпипород. В северо-западной части района наиболее распространена ассоциация $src(hsrc) + q + chl + ca$. Полно проявленных вторичных кварцитов в шлифах не встречено, но они известны по результатам более детальных работ ($q + src + kl + at$) и не имеют широких ореолов слабо измененных пород. В преде-

* Здесь и далее в скобках указаны минералы, имеющие второстепенное значение.

Рис. 2. Макет карты фактического материала по распространению эпигенетической минерализации в Западном Среднегорье. Составлена И. Миховой.

Цифры на карте — номера проб.



Минералы	Формы выделения
▽ Амфибол	Автоморфные (независимые)
⊞ Эпидот	• Агрегаты неупорядоченного строения
△ Хлорит	
⊞ Пумпеллит	Λ Порфиробласты, идиобласты, ксенобласты
⊞ Пренит	Х Сферолиты, сферолитоподобные образования
□ Альбит	
◇ Биотит	:: Пойкилитовые образования
◇ Калиевый полевой шпат	
⊞ Кварц	~ Прожилковые выделения
⊞ Халцедон	○ Миндальные выделения
⊞ Мусковит	
⊞ Серицит	∕ Пустоты
⊞ Гидрослюды	
Глинистые минералы	Ζ Псевдоморфные
○ Каолинитовой группы	Мономинеральные, гомоосевые, псевдоморфозы
⊞ Алунит	
⊞ Кальцит	/ Мономинеральные агрегаты
◇ Карбонаты	
△ Цеолиты	- Полиминеральные агрегаты

Рис. 3. Условные обозначения к картам фактического материала.

лах монцитонитовидных интрузивных массивов выделяются участки слабой серицитизации. Здесь же возможно проявление новообразованных калиевых полевых шпатов и альбита с очень слабой степенью замещения ими исходных пород. Предполагаемая ассоциация выглядит так: $src + hsrc + kfsp + ab$.

Зафиксированный набор эпипород характерен для данного региона. Ассоциативность вторичных кварцитов и пропилитов неоднократно отмечалась Н. И. Наквином, а для данного района особо подчеркивалась Т. Г. Радоновой, И. А. Велиновым [132]: «...вторичные кварциты без пропилитов не встречаются». Закартированы четыре* наиболее интенсивных ореола пропилитизации, площадные размеры которых уменьшаются с юго-востока на северо-запад от нескольких сотен квадратных километров в экзоконтактах Витошского плутона до 3—4 км² на крайнем северо-западе. Эти ореолы контролируют положение известных здесь массивов вторичных кварцитов, которые показаны внемасштабными знаками. Площадная зона кислотного выщелачивания серпообразно оконтуривает район с северо-запада. Пропилитовые ореолы частично захватывают монцитонитовиды (K_2-P_1) и метаморфические породы докембрия (AR).

Практические выводы, полученные в результате анализа составленной карты, сводятся к следующему.

1. Основной период гидротермальной активности в районе, видимо, связан с внедрением монцитонитовидных интрузий (K_2-P_1), вокруг которых развиваются весьма обширные ореолы пропилитизации, частично захватывающие экзоконтактные участки. Более детальные исследования должны выявить внутреннюю зональность этих ореолов: от скарновых фаций в контакте плутона к актинолитовым и далее к хлоритовым фациям.

2. С юго-востока на северо-запад уменьшается эрозийный срез региональной гидротермально-метасоматической зональности, выражающийся в уменьшении размеров пропилитовых ореолов и замыкании зоны кислотного выщелачивания. Внутренняя граница последней зоны, видимо, должна соответствовать верхнему уровню развития медно-колчеданно-полиметаллического оруденения. Этот геохимический рубеж требует детализации и более тщательного опоскования. С юго-востока на северо-запад можно ожидать смену минеральных типов рудной минерализации от скарновых, железо-колчеданных к медно-колчеданным и медно-полиметаллическим.

3. Оконтуренные пропилитовые ореолы (эпидотовая фация) могут рассматриваться как участки, заслуживающие наибольшего внимания при поисках медного оруденения в районе. Однако необходимо предварительно провести более детальное уточнение их контуров в масштабах 1 : 25 000—1 : 50 000.

* Достоверные данные по окрестностям Брезника отсутствуют. Здесь ореол выделен предположительно.

Рис. 4. Фрагмент карты метасоматических формаций Западного Среднегорья.
Составлена И. Миховой и Е. В. Плющевым, 1976 г.

a — исходные породы; *b* — элипороды.
1—10 — осадочные и магматические образования: 1 — рыхлые (N—Q), 2—9 — формации [2 — молассовая (P₂₋₃); конгломераты, песчаники, известняки, глины, угли и туфы], 3 — габбро-монзонит-гранитовая (K₂—P₁); монзониты, сyenиты, гранодиориты, граниты, габбро), 4 — флишеподобная (K₂; песчаники, мергели, конгломераты, известняки), 5 — молассовая (K₁; конгломераты, песчаники, мергели, известняки, алевролиты, угли), песчано-туфо-андезитовая (K₁; песчаники, мергели, туфы, туффиты, андезиты), базальт-андезитовая (K₁; андезиты, андезито-базальты, базальты, дациты, трахиты), 6 — известняковая (J₂; известняки), 7 — то же (T₂₋₃); известняки, доломиты), 8 — молассовая (P—T₁; конгломераты, песчаники в ассоциации с кератофирами и кварц-кератофирами),

9 — кератофиро-спилитовая и аспидная (PZ; метаморфизованные конгломераты, песчаники, диабазы, туфы, филлиты, кварциты, мраморы)], 10 — гранито-гнейсы, мигматиты, метаморфогенные и ультра-метаморфогенные гранитоиды (AR); 11—16 — гидротермально-метасоматические образования: 11—15 — вторичнокварцито-пропилитовая РМФ [11 — q+src+ka+(al), вторичные кварциты, 12 — src+q+hsr1+ +(cl)+(ca), 13 — src+hsr, слабая серицитизация, достоверно (a) и предполагаемо (b) установленная, 14 — ep+cl+ac+rg+(ca)+ +(ab), интенсивная пропилитизация, достоверно (a) и предполагаемо (b) установленная, 15 — cl+(ep)+ca+src, слабая пропилитизация, достоверно (a) и предполагаемо (b) установленная], 16 — src+(mu); 17 — разломы прослеженные и предполагаемые.

§ 3. Район Восточных Родоп

Рассматриваемый район охватывает восточную часть Родопского срединного массива площадью около 2000 км². Здесь выделяется обширная вулкано-тектоническая депрессионная структура, выполненная образованиями молассовой (P₂₋₃) и песчано-туфо-андезитовой (P₃) формаций. Средне-верхнепалеогеновые отложения залегают на метаморфическом докембрийском фундаменте, в незначительной степени активизированном в палеозое (мелкие массивы гранит-гранодиоритовой формации) и в мелу (локальные проявления флишеидной формации). Металлогению данного района характеризуют гидротермальные свинцово-цинковые, иногда золоторудные месторождения, такие как Спяхиевское, Лозенское, Маджаровское, Пчелоядское рудные поля. Оруденение жильного кварц-сульфидного, кварц-карбонат-сульфидного типов контролируется палеогеновыми вулканогенными структурами. Положение жил и рудных столбов определяется разрывными нарушениями.

Для данной территории К. Кацковой по материалам ранее выполненных петрографических наблюдений составлена карта фактического распределения эпигенетической минерализации. В качестве геологической основы использован фрагмент карты осадочных и магматических формаций масштаба 1:200 000 (рис. 5). В соответствии с двухъярусным строением района распределение эпигенетической минерализации изучалось сначала в контуре палеогеновых отложений, а затем в обрамляющих структурах.

В результате анализа карты (рис. 5) установлено, что в районе доминирует позднепалеогеновая РМФ, захватывающая частично и обрамление вулкано-тектонической депрессии, главным образом на западе и юге. В периферических зонах установлена

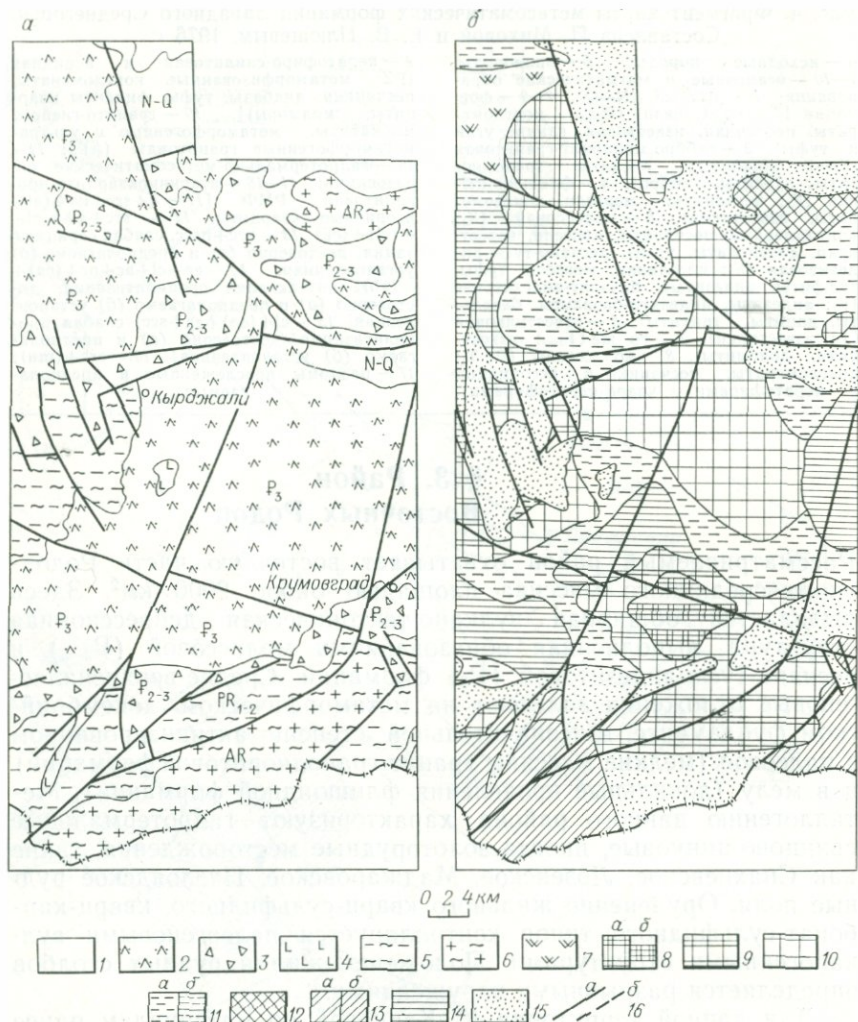


Рис. 5. Фрагмент карты метасоматических формаций Восточных Родоп. Составлена К. Кацковой и Е. В. Площевым, 1976 г.

a — исходные породы; *b* — эпипороды. 1—6 — осадочные и магматические образования: 1 — рыхлые (N—Q), 2—3 — формации [2 — песчано-туфо-андезитовая (P₂₋₃ песчаники, туфы, риолиты, дациты, андезиты), 3 — молассовая (P₂₋₃; конгломераты, песчаники, туфы)]. 4 — метаморфизованные основные и ультраосновные породы (PR—PZ); 5 — гнейсы, сланцы, амфиболиты, мраморы, мигматиты (PR₁₋₂); 6 — гранито-гнейсы и мигматиты (AR); 7—15 — гидротермально-метасоматические образования: 7—11 — фельдшпатофиро-аргиллизитовая РМФ [7 — q+kl+hsrc, вторичные кварциты, 8 — sa+cl+kfsp+ab, фельдшпатофировая

ассоциация, достоверно (*a*) и предполагаемо (*b*) установленная, 9 — src+hsrc+(kl)+(cl)+(ca), 10 — kl+hsrc+(cl), аргиллизитация, 11 — cl+ca+(kfsp+ab), слабо проявленные фельдшпатофировые изменения, достоверно (*a*) и предполагаемо (*b*) установленные; 12—13 — неясной формационной принадлежности [12 — src+mu+q, слабая серицитизация, 13 — ep+cl+ca+(src), пропилизитация, достоверно (*a*) и предполагаемо (*b*) установленные]; 14 — преимущественно неизменные породы; 15 — характер изменения не определен; 16 — разломы, прослеженные (*a*) и предполагаемые (*b*).

ассоциация $cl+ca$, видимо, с предшествующими $kfsp+ab$. Постмагматические полевошпатовые изменения на данной территории не зафиксированы, отмечается лишь исходная повышенная щелочность вулканитов. Однако по аналогии с другими районами развития субаэральных вулканогенных структур, претерпевших кальдерную стадию развития, можно с большой вероятностью предположить наличие фельдшпатофировых (калишпатофировых, альбитофировых) изменений и в данном районе, о чем свидетельствует устойчивость ассоциации $cl+ca$ по периферии аргиллизитовых зон. Характерно также практически полное отсутствие эпидота в периферических зонах, весьма обычного для Западного Среднегорья.

В центральных зонах рассматриваемой РМФ установлены площади распространения следующих эпигенетических ассоциаций:

а) $kl+hsrg+(cl)$, развитая в центральной части депрессии (центр треугольника, вершинами которого являются Спахиевское, Пчелоядское и Маджаровское рудные поля);

б) $srg+hsrg+(kl)+(cl)+(ca)$, тяготеющая к краевым частям депрессионной структуры, захватывающая ее обрамление и образующая наиболее широкие ореолы полиметаллических рудных полей;

в) $q+kl+hsrg+al$, развитая в пределах Спахиевского рудного поля, к северу и западу от него, серия массивов вторичных кварцитов. Объединяющая их $q+kl+hsrg$ зона характеризуется значительными площадными параметрами (более 80 км^2);

г) смешанная ассоциация, развитая в районе Спахиевского рудного поля, с отчетливо эпигенетическими и наиболее поздними полевыми шпатами $ab+kfsp$. Кроме них присутствуют серицит, кварц, хлорит и кальцит. Можно предположить, что в данном случае имеет место барьерная ассоциация, характеризующаяся наложением на более раннюю ассоциацию (см. п. «б») рудосопровождающих минеральных новообразований $se+cl+kfsp+ab$. Предположительно такая же ассоциация выделена на участке Пчелоядского рудного поля. Подобную эпигенетическую ассоциацию можно ожидать и в районе Маджарово. Кроме того, здесь отмечаются и вторичные кварциты (алунитсодержащие).

Перечисленные минеральные ассоциации образуют единый парагенезис эпипород, пространственно и во времени тесно связанный со становлением вулканических структур палеогенового периода тектоно-магматической активизации Родопского срединного массива. Ассоциативность перечисленных эпипород повторяется в субаэральных вулканических поясах различного возраста: Тихоокеанском, Средиземноморском, Центральноазиатском. Кроме полиметаллов данная РМФ характеризуется специализацией на золото, серебро, сурьму, а в других случаях на молибден и фтор.

Установленная региональная метасоматическая зональность дает возможность сформулировать следующие выводы.

1. Основная часть исследованной территории претерпела гидротермально-метасоматическую переработку в связи со становлением палеогеновой депрессионной вулкано-тектонической структуры. Более древние ассоциации эпигенетических минералов, спорадически встречающиеся в фундаменте депрессии, имеют существенное значение только в северных частях, видимо, в основном за пределами рассмотренных районов.

2. В распределении фаций позднепалеогенового метасоматизма усматривается концентрически зональная структура. При этом более интересны в практическом отношении краевые зоны кислотного выщелачивания, характеризующиеся более интенсивным проявлением серицитизации. Важно подчеркнуть, что ореолы этих перспективных фаций изменения отчетливо выходят в докембрийские образования, тем самым оконтуривая площади, благоприятные для поисков новых месторождений (см. южную и западную части территории). Целенаправленное уточнение границ и внутренней неоднородности этих территорий в масштабах 1 : 50 000—1 : 25 000 может конкретизировать поисковые площади в пределах выделенных ореолов.

3. Крупные размеры отмеченной депрессионной структуры и выделенных ореолов аргиллитизации позволяют высказать предположение о возможности выявления в данном районе новых крупных месторождений полиметаллических руд, не выходящих на дневную поверхность.

Приведенные (хотя и весьма схематические) карты РМФ наглядно показывают их значение для интерпретации геохимических и металлогенических данных. В этой связи необходимо выделить следующие основные положения.

I. Зоны распространения эпигенетических минеральных ассоциаций измеряются десятками и сотнями квадратных километров и позволяют расчленять территорию на крупные участки с определенным типом гидротермально-метасоматического изменения. Эти участки (или зоны) не всегда совпадают с контурами геологических образований, что предопределяет смысл независимого картирования эпигенетической минерализации. Самостоятельные границы эпипородных зон являются дополнительными элементами геологической ситуации изучаемого района.

II. Закономерно сочетающиеся в пространстве и времени совокупности эпипородных зон (в объемном выражении тел) образуют РМФ, свойственные тем или иным структурным зонам земной коры. Вид РМФ определяется историей геологического развития той или иной структурной зоны, а ее металлогеническая специализация, кроме того, зависит от геохимических особенностей перерабатываемых пород. В частности, для активизированной в палеогене части Родопского срединного массива ха-

рактерна фельдшпатофиристо-аргиллизитовая РМФ с полиметаллической, сурьяно-мышьяковой и золото-серебряной металлогенической специализацией. Изученный район Среднегорской структурно-металлогенической зоны с широким развитием позднемеловых вулканитов и монзонитоидных интрузивов характеризуется проявлением вторичнокварцит-пропилитовой РМФ с существенно медной, медно-молибденовой и медно-полиметаллической металлогенической специализацией.

III. В центральных зонах обеих формаций устанавливаются алунитсодержащие вторичные кварциты, мало отличимые друг от друга. Однако принадлежность их к разным РМФ, различный характер периферических зон определяют их разную металлогеническую специализацию. В этом положении заключается главный смысл использования региональной метасоматической зональности для прогнозирования типа ожидаемого оруденения.

IV. Важное значение для прогнозных целей имеют пограничные области центральных и периферических зон РМФ. Границы этих зон представляют собой геохимические барьеры, где суммируются факторы рудоотложения. Эти барьеры могут рассматриваться как дополнительный поисковый признак оруденения, которое можно ожидать на пересечении геохимических барьеров и благоприятных геологических структур. В то же время надо учитывать, что граница периферической и центральной зон имеет как латеральную, так и вертикальную составляющие. Рудовмещающие центральные зоны в целом являются более «верхними» по сравнению с периферическими. На этой основе по конфигурации и сочетанию различных зон региональной метасоматической зональности может быть определен пострудный эрозионный срез (см. описание района Западного Среднегорья). Наиболее благоприятный для обнаружения оруденения срез фиксируется выходами на поверхность барьерных эпигенетических ассоциаций.

V. Анализ карт РМФ позволяет прогнозировать как тип ожидаемого оруденения, так и участки, наиболее благоприятные для рудолокализации. Наиболее эффективное прогнозирование можно ожидать от совмещения карт РМФ с геохимическими и от дополнительного анализа поведения интересующих элементов в ходе метасоматического преобразования пород. Кроме того, карты РМФ позволяют конкретизировать площади для постановки геохимического картирования более крупного масштаба. Эти работы также должны сопровождаться минералого-петрографическими методами изучения метасоматических образований.

Необходимым условием успешного проведения региональных и детальных геохимических исследований является хорошее качество определения рудных элементов и их индикаторов в широком диапазоне содержаний, включая ультранизкие (ниже кларка).

Влияние аналитики на качество геохимических работ резко возрастает при региональных исследованиях, когда в сферу обработки материалов вовлекаются результаты различных видов анализов (спектральных, атомно-абсорбционных, химических и др.), выполняемых многими лабораториями. В этих условиях особенно актуальными становятся взаимная увязка и контроль за качеством анализов на основе определения объективных метрологических параметров отдельных методов и их сравнительной оценки.

Метрологические параметры методов должны быть также тесно увязаны с требованиями геохимии по определению природных содержаний и дисперсий распределения элементов в минеральном веществе земной коры.

Все это вынуждает авторов более детально, чем это принято в геологической литературе, рассмотреть вопросы метрологических параметров аналитических методов, выбора их рационального комплекса и другие аспекты аналитического обеспечения.

§ 1. Метрологические параметры аналитических методов

Обобщенной характеристикой качества анализов является их точность*.

Точность анализов — это качество анализов, отражающее близость их результатов к истинному значению определяемой величины.

Правильность анализов — это качество анализов, отражающее близость к нулю систематических погрешностей в их результатах.

Случайные погрешности анализов характеризуют их сходимостью, или воспроизводимостью (рис. 6).

* Здесь и далее метрологические параметры излагаются в соответствии с терминологией ГОСТ 16263—70 применительно к анализам минерального вещества [50].

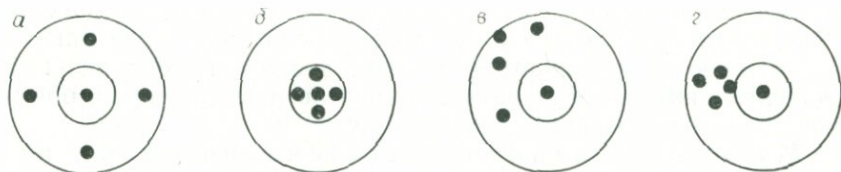


Рис. 6. Схема распределения результатов измерений относительно истинного значения (центра распределения).

а — правильные, но невоспроизводимые; *б* — неправильные и невоспроизводимые;
в — правильные и воспроизводимые; *г* — неправильные, но воспроизводимые.

Сходимость (воспроизводимость) анализов — это качество анализов, отражающее близость друг к другу результатов анализов, выполненных в одинаковых (различных) условиях.

Систематическая погрешность результата анализа некоторой величины — это составляющая погрешности анализа, остающаяся при повторении анализа этой величины постоянной или закономерно (во времени или при изменении условий измерений) изменяющаяся.

Следует четко различать понятия «систематическая погрешность» и «систематическое расхождение». Сопоставляются, например, два ряда результатов анализов, выполненных различными методами, в разных лабораториях и т. п. Если между данными этих двух рядов установлено статистически значимое систематическое расхождение, то оно может быть названо систематической погрешностью только в том случае, если известно (по данным внешнего контроля, по анализам стандартных образцов и т. п.), что данные одного из сопоставляемых рядов правильны, т. е. не содержат систематических погрешностей.

Систематические расхождения, как и любые другие расхождения, не имеют знаков. В таком случае указывают, что результаты анализов, выполненных одним методом (в одной лаборатории) больше или меньше результатов анализов, выполненных другим методом (в другой лаборатории). Методы математической статистики могут только оценить статистическую значимость систематических расхождений. Вопрос перевода систематических расхождений в систематические погрешности решается на основе профессионального изучения элементов погрешностей аналитического процесса.

Систематическая погрешность всегда имеет знак отклонения от истинного (или принимаемого за истинное) значения. Она может быть независимой или зависимой от измеряемой величины. Если систематическая погрешность постоянна по абсолютной величине, она называется аддитивной, если она постоянна по относительной величине — мультипликативной.

Аддитивные систематические погрешности обычно обусловлены ошибками учета фона (холостого опыта) и оказываются доминирующими при анализе проб с низкими концентрациями определяемых элементов, т. е. для проб, обычных при геохимических исследованиях.

Мультипликативная систематическая погрешность обычно обусловлена ошибками градуировки измерительной установки и имеет практическое значение при анализах проб со средними и высокими концентрациями определяемых элементов. Эти погрешности особенно существенны при изучении геохимических связей элементов. Разнозначные по коррелируемым элементам мультипликативные систематические погрешности могут существенно исказить коэффициент корреляции.

Погрешность сходимости оценивается и принимается во внимание в особых случаях, например, когда необходимо определить исследуемые величины при минимально достижимом для данной аналитической методики уровне случайных погрешностей. Решение такой задачи может потребоваться для выделения слабоконтрастных ореолов, для разделения геологических объектов с близкими средними содержаниями элементов и т. п. В таких случаях анализы проб и контрольные операции выполняются в предельно сближенные моменты времени, а погрешность сходимости оценивается в подобных же условиях по параллельным анализам проб.

При массовых геохимических исследованиях анализы проб по какому-либо участку выполняются обычно не одновременно. В этом случае характеристикой случайных погрешностей является погрешность воспроизводимости, которая определяется на основе расхождений результатов анализов проб при первичных и повторных определениях, сдвинутых друг от друга во времени.

Случайная погрешность отдельного анализа зависит от определяемой величины c следующим образом:

$$\sigma_{\text{ан}} = \sigma_0 + \varphi(c). \quad (8)$$

В любых аналитических методах σ_0 не может быть равно нулю, так как согласно основному метрологическому принципу измерения без погрешностей невозможны. Величина σ_0 , как следует из формулы (8), — случайная погрешность, фиксируемая при $c=0$, т. е. при наличии фона (при холостом опыте).

Порог чувствительности (предел обнаружения) — это минимальная концентрация элемента, обнаруживаемая в данных условиях анализа с принятой доверительной вероятностью P . Порог чувствительности L рассчитывается по формуле

$$L = U \sigma_0. \quad (9)$$

Ранее ошибочно полагали, что результаты анализов распределены по нормальному закону, и принимали для $P=0,997$ коэффициент U равным 3. Однако выяснилось, что даже тогда, когда результаты анализов (при $c \gg L$) можно аппроксимировать нормальным законом, в области порога чувствительности распределение результатов анализов всегда отлично от нормального. В связи с этим решено U оставить равным 3, но придать ему доверительную вероятность 0,90 (по неравенству Чебышева).

Следует учитывать, что при анализе проб, содержащих мешающие элементы, существенно увеличивается фон и соответственно порог чувствительности будет выше, чем при отсутствии мешающих элементов. Необходимо также иметь в виду, что в области порога чувствительности ($c/L < 3 \div 5$) из-за соизмеримости дискретности распределения результатов анализов с измеряемой величиной имеет место так называемое метрологическое завышение. В рассматриваемой области математическое ожидание результата анализа оказывается больше его истинного значения на величину порядка σ_0 .

Если результаты анализа некоторых элементов по методам А и В получены с порогами чувствительности соответственно L_A и L_B , то они будут различаться в среднем на $(\sigma_{0A} - \sigma_{0B})$. Это различие не обнаруживается лишь при сопоставлении результатов, полученных по аналитическим методам с одинаковыми порогами чувствительности ($L_A = L_B$).

В ограниченном интервале концентраций уравнение (8) можно представить в линейной форме:

$$\sigma_{ан} = \sigma_0 + \delta_0 c. \quad (10)$$

Уравнение (10) для относительной погрешности анализа принимает вид

$$\delta_{ан} = (\sigma_{ан}/c) \delta_0 + (\sigma_0/c) = \delta_0 + (L/Uc). \quad (11)$$

Из уравнений (10) и (11) следует, что с увеличением концентрации элементов абсолютная погрешность анализа возрастает, а относительная погрешность уменьшается.

Из уравнений (9) и (11) находим, что при $c=L$

$$\delta_L = \delta_0 + (1/U), \quad (12)$$

а при $U=3$

$$\delta_L = 0,33 + \delta_0. \quad (13)$$

Из последнего выражения следует, что относительная погрешность вблизи порога чувствительности всегда больше $0,33 = 33\%$ на величину δ_0 .

Из формулы (12) можно сделать вывод, что любой аналитический метод, даже самый прецизионный, имеет области, где результаты анализа нельзя считать количественными, хотя и существуют методы, результаты анализов которых во всем диапазоне концентраций являются приближенно-количественными.

В приближенно-количественном эмиссионном спектральном анализе $\delta_{\text{ан}} \approx 0,4$, поэтому относительная погрешность всегда будет не менее 40%, а в области порога чувствительности $\delta_L = = 0,33 + 0,4 = 0,73 = 73\%$.

Аналитическая лаборатория должна выдавать результаты анализов с указаниями уравнения случайной погрешности, например типа уравнения (10). Знание параметров этого уравнения позволит выяснить все необходимое для правильного применения аналитических данных. По параметрам этого уравнения можно:

- 1) рассчитать порог чувствительности по формуле (9);
- 2) установить область, в пределах которой можно оценить влияние на результат анализа метрологического завышения его [$c < (3 \div 5) L$];
- 3) оценить с учетом погрешности воспроизводимости:
 - статистическую значимость различий средних по сопоставляемым геологическим объектам;
 - геохимическую дисперсию;
 - степень уменьшения коэффициента корреляции в связи с влиянием случайных погрешностей;
 - интервал концентрации, в пределах которого результаты анализов данным методом можно считать равнорассеянными и использовать для расчетов соответствующие формулы математической статистики.

§ 2. Выбор методов анализа на основании сопоставления оценок аналитической и природной дисперсий

Важным геохимическим показателем является неоднородность распределения рудных элементов в минеральном веществе, которая обычно оценивается дисперсией или ее нормированным значением — коэффициентом вариации. Размер дисперсии влияет на точность оценки среднего содержания и в общем случае характеризует состояние геохимической гетерогенности, что имеет существенное значение при выяснении потенциальной рудоносности регионов [115].

Одним из важнейших является вопрос о соотношении дисперсий, характеризующих природное распределение содержа-

ний химических элементов в объектах исследования, и погрешности их аналитического определения. На практике мы имеем дело с суммарной дисперсией D_{Σ} , которая складывается из природной D_{Γ} и аналитической $D_{ан}$:

$$D_{\Sigma} = D_{\Gamma} + D_{ан}^* \quad (14)$$

Как показано в работе [64], количество получаемой информации при $S_{\Gamma} = 3 S_{ан}$ в три раза больше, чем при $S_{\Gamma} = S_{ан}$, и практически равно нулю при $S_{\Gamma} = 0,3 S_{ан}$.

При региональных геохимических исследованиях возникает необходимость в относительно короткий срок проанализировать многие тысячи геохимических проб на широкий круг элементов. Это условие диктует необходимость использования наиболее производительных и дешевых методов с одновременным определением в пробе максимально большего числа элементов. Учитывая низкий уровень содержания элементов в горных породах, из всех метрологических параметров порог чувствительности следует считать самым важным. Что касается правильности определения содержаний, то независимо от выбранного метода необходим постоянный контроль с использованием единых стандартных образцов и по единой методике. Это позволит увязать результаты, полученные в различных лабораториях, в разные годы и по разным регионам. Без надлежащего контроля за правильностью анализов всякие сопоставления и сравнения с кларками недопустимы, так как чаще всего приводят к заведомо неверным выводам.

Правильность и воспроизводимость результатов являются достаточно важными характеристиками метода, но пока всякий переход на количественные методы приводит к резкому увеличению стоимости анализа и уменьшению производительности. Поэтому во всех случаях необходим выбор рационального комплекса аналитических методов, точность которых должна быть достаточной для решения конкретных геологических задач. Оценка необходимой точности основывается на сопоставлении аналитической и природной дисперсий результатов. В качестве примера рассмотрим результаты дисперсионного анализа, приведенные в табл. 9. Эти данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Оценки аналитических погрешностей приближенно-количественного спектрального анализа колеблются от 0,06 до 0,3 ед. логарифмов содержаний, что соответствует 15—100 отн. %. Большие погрешности почти всегда отягощены большими временными дрейфами (Nb, Be, Mo, Zr, Sc). «Количественные»

* Согласно формуле (4) имеем $D_{\Sigma} = S_{\Sigma}^2 = D_{\Gamma} + D_{ан}$; $D_{\Gamma} = S_{лок}^2 + S_{рег}^2 + S_{тоц}^2$; $D_{ан} = S_{в}^2 + S_{вр}^2$.

методы, как и следовало ожидать, дают в целом лучшую воспроизводимость (около 10—20 отн. %), хотя и не всегда. Так, для гранитов и гранодиоритов воспроизводимость определения олова одинакова как при приближенно-количественном, так и при «количественном» спектральном анализе. Для меди применение «количественного» анализа в целом не улучшает, а для диабазовых порфиритов даже ухудшает воспроизводимость ($S_{в}=0,26$).

Для ряда элементов и типов пород природные закономерности «тонут» в погрешностях приближенно-количественного анализа. Такая картина характерна для большинства рассеянных элементов с низким кларком (Ti, La, Nb, Be, Sc, Mo, Zr). Для подобных элементов эффективны методы, обеспечивающие количественные результаты анализа, которые позволяют выявить слабую природную изменчивость (например, для молибдена).

2. Соотношение составляющих природных дисперсий (региональной и локальной) значительно варьирует для разных типов пород. Так, для гранодиоритов и биотитовых гранитов способ отбора проб не сказывается на значении региональной дисперсии, так как $S_{лок}$ и $S_{точ}$ незначимы ни для одного элемента. В этих породах при существующих уровнях погрешности результатов приближенно-количественного анализа региональную изменчивость удалось выявить лишь для никеля, свинца, меди, хрома, ванадия, кобальта, олова, иттрия. Для остальных элементов этот анализ позволяет лишь грубо охарактеризовать их средние содержания. При необходимости изучения поведения указанных элементов следует применять более точные методы анализа (что видно на примере молибдена и бериллия).

Для лейкократовых гранитов наблюдается более пестрая картина. Так, для меди, ванадия, иттербия, бериллия, хрома, бария и титана региональная изменчивость хорошо выявляется на фоне погрешностей приближенного анализа, а локальные неоднородности и микронеоднородности незначимы. Для свинца и молибдена региональные закономерности выявляются лишь при количественных методах; для никеля, кобальта, хрома и олова региональная дисперсия незначима или невелика на фоне погрешностей анализа, зато резко проявляются локальные неоднородности и микронеоднородности. Для ванадия, лантана, ниобия, циркония и галлия природные закономерности «тонут» в погрешностях анализа. Таким образом, при изучении лейкократовых гранитов с целью их картирования и выявления геохимической специализации можно рекомендовать штучный метод опробования с последующим приближенно-количественным спектральным анализом для большего числа элементов. При изучении регионального поведения никеля, кобальта и хрома следует применять сколковый метод опробования и более точ-

ные методы анализа, а для олова, проявляющего лишь очень слабую локальную изменчивость, очевидно, необходимо использование «сборных» проб с больших площадок и прецизионных методов анализа, так как даже количественный спектральный метод ($V \approx 15\%$) оказывается здесь неэффективным. Элементы со слабой изменчивостью (La, Nb и др.) по аналогии с иттрием, иттербием и бериллием, возможно, проявят региональную дисперсию при применении точных методов.

Особенно неблагоприятное соотношение составляющих природной дисперсии наблюдается для туфов. Здесь локальные микронеоднородности дают себя знать для большинства элементов (Ni, Pb, Cu, V, Mo, Sn, Y, Yb, Sr, Ba), в то время как региональная изменчивость, как правило, незначима и проявляется на фоне погрешностей результатов анализа лишь для свинца, ванадия, бериллия и урана. Для объектов такого рода геохимическое картирование — задача весьма трудоемкая, ибо для ее эффективного решения придется отбирать сколковые, а для ряда элементов (Mo, V) сборные пробы и применять количественные (если не прецизионные) методы анализа.

Для диабазовых порфиритов и осадочных пород наиболее неблагоприятно соотношение аналитических и природных дисперсий. Уровень «шумов» приближенно-количественного анализа здесь явно повышен, и полезные сигналы $S_{\text{пер}}$ на этом фоне отмечаются лишь для никеля, свинца, хрома и бария. Применение количественных методов иногда оказывается эффективным (Sn, Be, U), однако в ряде случаев дают себя знать микронеоднородности (Cu, Sn в порфиритах, Pb и Sc в осадочных породах). В целом приближенные методы плохо сочетаются с общей слабой изменчивостью элементов, характерной для этих пород, поэтому при необходимости их геохимического изучения прежде всего потребуются более точные анализы.

В описанном эксперименте выяснялись возможности выявлять геохимическую изменчивость в пределах петрографически однородных участков. Естественно, что различия между группами пород, в общем, более резкие и в большинстве случаев надежно фиксируются применявшимися методами анализа.

Приведенный пример достаточно наглядно показывает, что в зависимости от задачи исследования, типа горных пород и интересующих исследователя элементов выбор соответствующего метода анализа геохимических проб (так же, как и способ их отбора) необходимо предварять специальными опытно-методическими работами по сравнительному анализу природной и аналитической дисперсий.

§ 3. Краткая характеристика рекомендуемых методов анализа

В настоящее время лаборатории располагают большими возможностями для определения как низких, так и высоких содержаний всех химических элементов. В химических лабораториях наряду с классическими весовыми и объемными методами широко используются фотоколориметрический, полярографический, амперометрический, атомно-абсорбционный, пламенно-фотометрический. Широко распространены физические методы: рентгеноспектральный флуоресцентный, эмиссионный спектральный, нейтронно-активизационный. Возможности названных методов при определении химических элементов представлены в табл. 11.

Количество проб, анализируемых при региональных геохимических исследованиях, как правило, очень велико. Отсюда вытекает ряд требований к аналитическим методам, используемым для этих целей:

- 1) высокая производительность анализа;
- 2) низкая стоимость анализа;
- 3) высокая воспроизводимость определений (случайная погрешность должна быть меньше природной дисперсии содержания химических элементов);
- 4) высокая чувствительность (пределы обнаружения элементов должны быть ниже их средних содержаний в исследуемых типах горных пород).

Основную часть информации о содержании химических элементов в горных породах дает приближенно-количественный метод эмиссионного спектрального анализа. Этот метод отвечает в основном всем перечисленным выше требованиям, и только воспроизводимость его в ряде случаев не удовлетворяет решаемым задачам. Однако для геохимических исследований при большой природной дисперсии и увеличении числа отбираемых проб требование к воспроизводимости анализа снижается и, следовательно, целесообразным оказывается применение экспрессного дешевого приближенно-количественного спектрального анализа.

Для решения конкретных задач, связанных с выявлением геохимической специализации геологических формаций, в том числе рудоносных, для их типизации и расчленения целесообразно проводить анализ на основе высокоточных методов на ряд химических элементов, которые могут характеризовать их металлогеническую специализацию. Из числа высокоточных методов можно рекомендовать количественный эмиссионный спектральный анализ, а также широко развивающийся в настоящее время и получившие всеобщее признание флуоресцентный рент-

ТАБЛИЦА II

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ, НАИБОЛЕЕ ЧАСТО ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДЛЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Метод	Определяемые элементы	Предел обнаружения, %	Воспроизводимость, отн. %	Навеска, г	Аппаратура
Атомно-абсорбционный	Zn, Te, Ag, Ni, Cu, Mg, Li, Si, Cd	$(1 \div 5) \cdot 10^{-4}$	} 5—20	0,1—0,5	Спектрофотометры «Сатурн», С-302, СА-2, фирмы «Перкин—Элмер» (модели 503 и 603)
	Bi, Fe, K, Ca, Mn, Pb, Sr, Cr, Al	$(1 \div 5) \cdot 10^{-3}$ $5 \cdot 10^{-2}$		0,1—0,5	
Пламенная фотометрия	Li, Rb, Cs	$(2 \div 5) \cdot 10^{-4}$	} 5—20	0,2—2,0	Пламенный фотометр Цейса
Фотометрический	K, Ca, Na, Sr	$(0,5 \div 2) \cdot 10^{-2}$		0,1—0,5	
	W, Au, Mo, Re	$(1 \div 5) \cdot 10^{-5}$	5—10	0,1—3,0	} ФЭК
Ga, Ge, Se, Ag, Tl, Th	$(1 \div 5) \cdot 10^{-4}$	10—20	0,2—1,0		
Be, B, Bi, V, As, Ni, Nb, Sc, Sr, Ta, Ti, P, F, Cr	$(1 \div 5) \cdot 10^{-3}$	10—20	0,1—1,0		
Zr, Cl, Sn, Mn, Mg, Co, Fe, Al	$(1 \div 5) \cdot 10^{-2}$	10—20	0,1—0,5		
19 Полярографический	Ge	$1 \cdot 10^{-6}$	} 10—30	—	} LP-60
	Mo, Re	$(5 \div 8) \cdot 10^{-4}$		2—5	
Нейтронно-активационный	Cd, Cu, As, Hg, Pb, Se, Zn	$(1 \div 5) \cdot 10^{-3}$	} 4—10	0,5—5	} Гамма-анализаторы типа «Минерал-3», АИ-128-2, LP-4840
	Hf, Au, As, Sb	$(2 \div 6) \cdot 10^{-5}$		0,5	
	Co, Se, Th, Cr, Cs	$(1 \div 5) \cdot 10^{-4}$		0,5	
	Zr, Rb, Fe, Ba	$(1 \div 2) \cdot 10^{-2}$		0,5	
Рентгеноспектральный	Se	$2 \cdot 10^{-5}$	} 3—6	2	} КРФ-11, ФРС-2, АРФ-4, АРФ-4М, АРФ-6
	Y, As, Rb, Pb, Th, U, Zr, Sr, Nb, Ti, Mn, Fe, K, Ca, Si, Mg, Al	$(2 \div 6) \cdot 10^{-4}$ $(2 \div 6) \cdot 10^{-3}$		2	
Эмиссионный спектральный	Ba, W, Ge	$1 \cdot 10^{-2}$	} 10—25	—	} ДФС-8, ДФС-13, СТЭ-1, PGS-2
	Mo, Sn, Hg, Ag	$(1 \div 5) \cdot 10^{-5}$		} 0,1	
	Zr, Cr, Tl, Pb, Yb, Y, Ni, Cu, Li, Co, In, Fe, Ge, Ga, W, Bi, Be	$(1 \div 5) \cdot 10^{-4}$			
	Al, B, V, Cd, Ca, Si, Mg, Mn, Nb, Sr, Sb, Ti, Zn, Sc	$(1 \div 3) \cdot 10^{-3}$			
Li, Th, Ta, Na, As, Hf, Ba, K, P	$(1 \div 5) \cdot 10^{-2}$ $1 \cdot 10^{-2}$				

геноспектральный и атомно-абсорбционную спектрометрию. Эти методы в основном и должны быть использованы при проведении геохимических исследований.

Приближенно-количественный эмиссионный спектральный анализ

Этот анализ применяется в настоящее время в двух вариантах: испарение анализируемого вещества из канала угольного электрода и введение вещества в зону разряда просыпкой с помощью различного рода установок (АВР, УСА-4, УСА-5, УСА-6 и др.). Содержание элементов оценивается также двумя способами: появления и усиления спектральных линий либо с помощью ступенчатого ослабления спектральных линий (метод Клера). При достаточной квалификации специалистов оба способа обеспечивают одинаковую точность анализа. Что касается двух способов испарения вещества, то здесь имеются некоторые различия. Введение анализируемого вещества в дуговой разряд просыпкой создает благоприятные условия для испарения элементов с низкой температурой кипения, т. е. легколетучих (таких, как Cu, Mo, Pb, Ag, Zn и др.), благодаря чему снижаются пределы обнаружения элементов этой группы [пороги чувствительности $(3 \div 5) \cdot 10^{-5}\%$]. С другой стороны, для труднолетучих элементов испарение из канала электрода создает более благоприятные условия, поэтому пределы обнаружения таких элементов, как скандий, цирконий, бериллий и др., при этом способе испарения ниже, чем при просыпке.

Оба метода широко применяются на практике. Способом испарения анализируемой пробы с помощью просыпки рекомендуется определять As, P, Sb, Ge, Tl, Pb, Ga, In, Bi, Mo, Sn, Li, Ag, Cu, Zn, а способом испарения из канала угольного электрода средне- и труднолетучие элементы: Ba, Be, Sc, Hf, Ti, Cr, Mn, W, Nb, V, Ce, La, Y, Yb, Ni, Zr, Co, Sr. Из спектрографов, выпускаемых в настоящее время отечественной промышленностью, можно рекомендовать ДФС-8, ДФС-13 и СТЭ-1, имеющий большую дисперсию при высокой светосиле и малых размерах, а из зарубежных PGS-2 фирмы «К. Цейс — Йена».

Количественный эмиссионный спектральный анализ

Количественный эмиссионный спектральный анализ представлен рядом частных методик определения отдельных групп химических элементов в различных типах горных пород и минералах. Для снижения пределов обнаружения определяемых элементов, для изменения и управления процессом испарения вещества используются буферные смеси различного состава. При опреде-

лении элементов с низкими температурой кипения и потенциалом возбуждения часто используют буферы, в состав которых входят соли щелочных элементов. Оптимальные условия для выявления платиноидов достигаются в присутствии сульфата стронция. Для снижения пределов обнаружения рения, осмия, вольфрама применяется окись свинца. Часто основой буферной смеси является чистый угольный порошок, который способствует более спокойному и равномерному испарению пробы. Для повышения точности анализа в количественных спектральных методах используется внутренний стандарт. Рекомендации по количественному определению химических элементов и описания конкретных методик приведены во многих публикациях [74, 144].

В лаборатории ВСЕГЕИ количественным методом с внутренним стандартом определяются вольфрам, молибден, олово, элементы группы железа. В последние годы широко применяется методика внешнего стандарта. Сущность ее состоит в том, что одновременно горят две соединенные параллельно дуги, в которых испаряются две пробы: анализируемая и сравнения. Спектры обеих проб фиксируются на спектрографе СТЭ-1 один под другим. Пробы (анализируемая и сравнения) смешиваются с угольным порошком (1:3) и помещаются в верхний и нижний электроды, причем проба сравнения подбирается близкой по составу анализируемой. На полученных спектрограммах фотометрируются спектральные линии анализируемых элементов и те же линии в спектрах пробы сравнения. Преимущество данного анализа состоит в хорошей воспроизводимости благодаря использованию в качестве элемента сравнения спектральной линии того же самого анализируемого элемента.

В лабораториях НРБ количественным методом определяются ртуть, серебро, висмут, таллий, мышьяк, теллур, кадмий, сурьма (испарение в камерном электроде), а также скандий, галлий, германий, молибден, вольфрам и железо.

Для этого вида анализа рекомендуются те же спектрографы, что и для приближенно-количественного метода эмиссионного спектрального анализа.

Атомно-абсорбционный анализ

Этот метод является весьма эффективным во всех областях, где требуется надежное, точное и высокочувствительное определение элементов. Он особенно применим для выявления следов или малых количеств элементов при геохимических исследованиях. Особая ценность атомно-абсорбционного метода состоит в том, что из одного раствора, полученного после разложения образца, можно определить несколько элементов. Этот метод позволяет определить элементы с пределом обнаружения, %: серебро — $5 \cdot 10^{-5}$; цинк, марганец — $2 \cdot 10^{-4}$; медь, кобальт —

$1 \cdot 10^{-3}$. Применение группового экстрагирования, например в виде диэтилдитиокарбаматов, позволяет повысить избирательность и чувствительность анализа и дополнить список указанных выше элементов свинцом (предел обнаружения $5 \cdot 10^{-3}\%$), таллием ($1 \cdot 10^{-4}\%$), висмутом ($5 \cdot 10^{-3}\%$), молибденом ($n \times 10^{-3}\%$). Атомно-абсорбционный анализ характеризуется высокой воспроизводимостью (коэффициент вариации 5—10%) и несколько большим интервалом концентраций вблизи предела обнаружения.

Несомненный интерес представляет беспламенная атомно-абсорбционная спектрофотометрия, распространенная в настоящее время для определения ртути и позволяющая достигать предела обнаружения $10^{-7}\%$. Дальнейшие работы в этой области, а также применение графитовой кюветы позволят достичь высокой чувствительности определения большого числа элементов.

Из спектрофотометров для атомно-абсорбционного анализа, которые выпускаются в настоящее время отечественной промышленностью, можно рекомендовать «Сатурн», С-302, СА-2. Американская фирма «Перкин — Элмер» предлагает модели 503 и 603; хороший прибор выпускается японской фирмой «Хитачи».

Рентгеноспектральный анализ

В последние годы при определении радиоактивных и ряда других элементов в горных породах и рудах рентгеноспектральный анализ стал ведущим. Для этого используются спектрометр ФРС-2, высокочувствительные и высокопроизводительные отечественные анализаторы АРФ-4, АРФ-4М, АРФ-6. Из зарубежных лучшими являются всеволновые спектрометры типа «Филипс» (Голландия), «Гейгерфлекс» (Япония). Кроме радиоактивных элементов на базе этих приборов выполняется большой объем количественных определений (Pb, As, Se, Y, Zr, Nb, Mo, Sr, Rb, Bi). Порог чувствительности определений — $n \cdot 10^{-4}\%$. Воспроизводимость рентгеноспектральных определений около 40% вблизи порога чувствительности, а при определении сотых долей процента и более — 2—3%.

В настоящее время этим методом выполняется полный силикатный анализ горных пород. На квантометрах типа КРФ-18, ARL-72000; PW-1600 и других определяются натрий, магний, алюминий, кремний, фосфор, калий, кальций, титан, марганец, железо и другие элементы.

Воспроизводимость рентгеноспектральных определений удовлетворяет требованиям, предъявляемым к силикатному анализу. Суммы определяемых окислов колеблются в пределах 98,5—101,5%.

§ 4. Методика выявления и устранения систематических погрешностей в результатах анализов

Оценка наличия в результатах анализов данной партии проб систематических погрешностей производится путем:

а) анализов стандартных (СО) или контрольных (КО) образцов;

б) контрольных анализов представительной выборки из партии проб;

в) применения специальных приемов (разбавления, добавок и т. д.).

При выборе СО или КО для контроля правильности результатов анализов необходимо учитывать свойства и параметры аналитического метода, при помощи которого будут анализироваться контрольные образцы. В частности, для исключения искажений результатов в области, примыкающей к пределу обнаружения, номиналы СО и КО (концентрации определяемого элемента в СО и КО) должны быть не менее чем в 10 раз больше предела обнаружения элемента данным аналитическим методом, причем для выявления аддитивных систематических погрешностей номиналы СО и КО должны быть не больше 20-кратного предела обнаружения, а для мультипликативных систематических погрешностей — не менее 30—50 пределов обнаружения.

Номиналы СО должны охватывать весь контролируемый диапазон концентраций определяемого элемента. При возможности выбора аналитический метод, используемый для контроля, должен быть предельно нечувствительным к влиянию различий матриц контрольных проб. Если такая возможность отсутствует, желательно СО или КО выбрать по матрице, близкой по составу к матрице контролируемых проб, или по крайней мере с меньшей концентрацией элементов и факторов, мешающих анализам.

Погрешность аттестации СО или КО должна быть по возможности минимальной, так как она определяет минимальное значение систематической погрешности, которую можно обнаружить с помощью данных СО или КО. Для наиболее распространенных типов горных пород имеются следующие СО:

Гранит ГМ	ГДР
Гранит СГ	СФ ВНИИФТРИ *, СССР
Базальт ВМ	ГДР
Габбро-диорит СГД	СФ ВНИИФТРИ, СССР
Трапп СТ	СФ ВНИИФТРИ, СССР

* Сибирский филиал Всесоюзного научно-исследовательского института физико-технических и радиотехнических измерений.

Глинистый сланец ТВ	ГДР
Известняк КН	ГДР
Каолин	ЧССР
Кварцевый песок	ЧССР

Все указанные СО аттестованы на породообразующие элементы и элементы-примеси (около 30—40 компонентов).

Контрольные анализы выполняются по представительной (в смысле объема выборки, вещественного состава, интервала анализируемых концентраций) выборке из контролируемой партии проб. Для контрольных анализов используется аналитический метод, предварительно проверенный на отсутствие в его результатах систематических погрешностей (иначе по данным контроля могут обнаруживаться только систематические расхождения между сопоставленными методами) и при возможности отличный по принципиальным основам от метода, применяемого для контролируемых анализов.

Контрольные анализы должны выполняться при минимальном уровне случайных погрешностей (не менее двух раз), так как чем меньше этот уровень, тем меньше систематические погрешности могут быть статистически значимо обнаружены. С этой целью подбирается аналитический метод по возможности с лучшей воспроизводимостью или по каждой контролируемой пробе выполняются 3—4 параллельных определения.

Так, для оценки систематических погрешностей в результатах приближенно-количественного эмиссионного спектрального анализа лабораторий ВСЕГЕИ и НРБ были выполнены по ряду элементов контрольные анализы методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа в варианте стандарта-фона. Важнейшей особенностью этого варианта является практически полная независимость правильности результатов от состава проб и СО, используемого для градуировки. Предел обнаружения метода — $n \cdot 10^{-4}\%$ по массе. Воспроизводимость результатов анализов рентгеноспектрального метода для концентраций больше предела обнаружения составляет 3 отн. %.

Для градуировки использовались СО, утвержденные органами Госстандарта. На рис. 7 приведены графики корреляции результатов спектрально-эмиссионных и рентгеноспектральных анализов по свинцу, стронцию, цирконию и иттрию.

Из обзора графиков видно, что по свинцу систематических погрешностей не установлено. По цирконию обе лаборатории занижают результаты, причем по лаборатории НРБ занижение более резкое. По стронцию намечаются две области. Эмиссионный спектральный анализ стронций в пробах с концентрацией менее 0,01% не фиксирует, таким образом систематически завышаются результаты вблизи порога чувствительности (метрологическое завышение). При больших концентрациях эмиссионно-спектральные методы занижают содержание стронция. Ит-

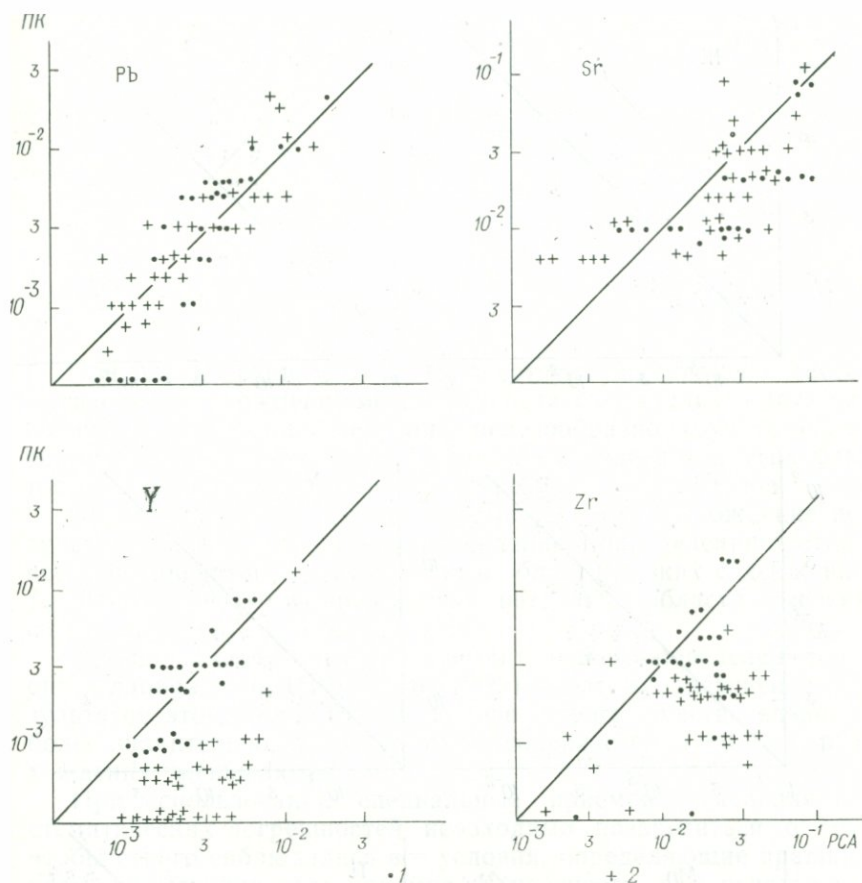


Рис. 7. Сопоставление результатов приближенно-количественного спектрального (ПК) и рентгеноспектрального (РСА) анализов.

1 — данные лаборатории ВСЕГЕИ; 2 — данные геологического предприятия лаборатории НРБ. Содержание элементов приведено в процентах по массе.

трий одна из лабораторий определяет без систематического расхождения, другая (НРБ) со значительным занижением.

На рис. 8 приведены графики корреляции результатов эмиссионных спектральных анализов двух лабораторий. В рассматриваемом случае графики корреляции могут дать лишь значения систематических расхождений. Вопрос перевода этих расхождений в класс систематических погрешностей может быть решен, как и в описанном выше случае, при применении для контроля иного по принципиальным основам метода. Из графика корреляции следует, что по никелю, кобальту, ванадию и меди существенных систематических расхождений не фиксируется.

ВСЕГЕИ

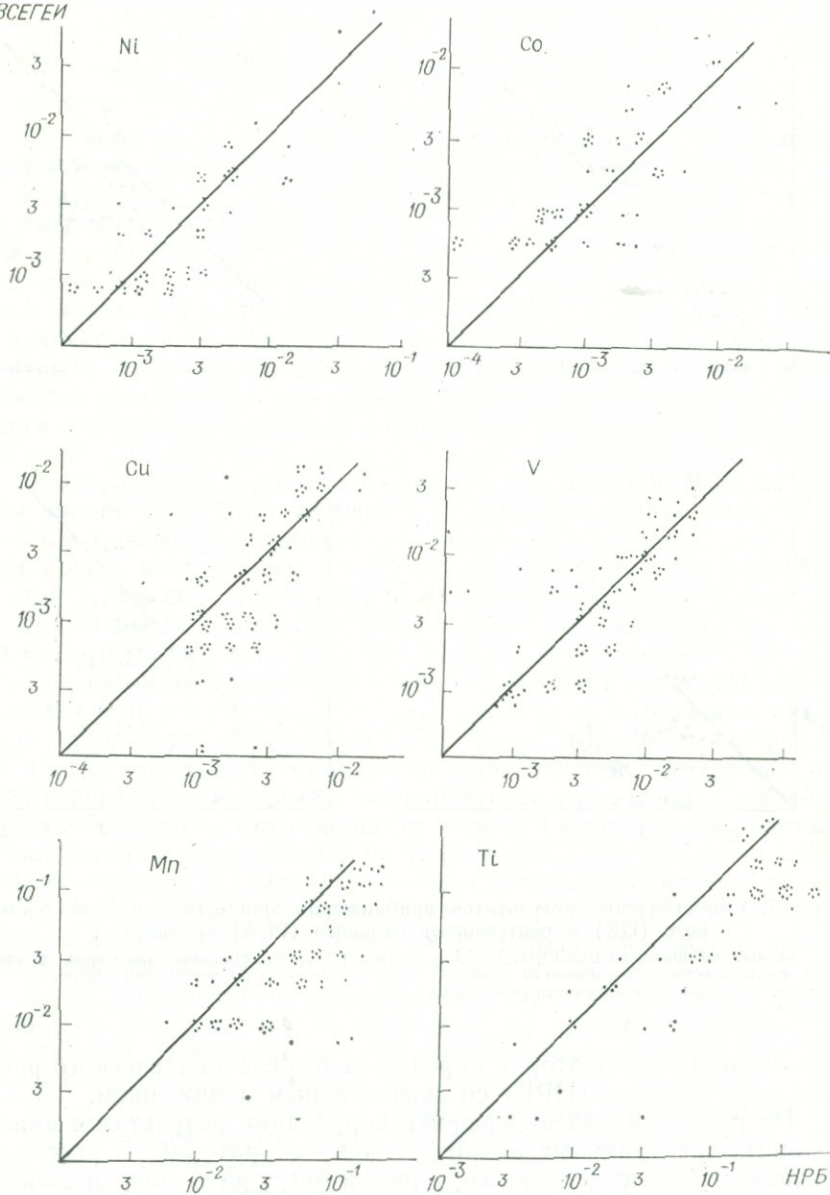


Рис. 8.

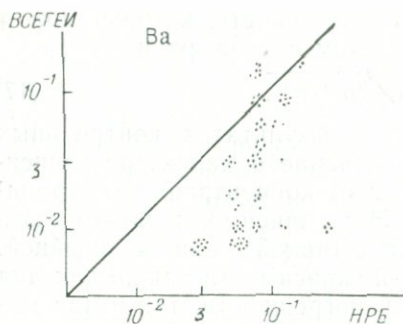


Рис. 8. Сопоставление результатов спектрального приближенно-количественного анализа отдельных элементов, выполненных во ВСЕГЕИ и в геологическом предприятии лабораторных исследований Комитета по геологии НРБ.

При определении марганца существует значительное систематическое расхождение между результатами анализов двух лабораторий. В подобных случаях целесообразно изучать связь систематических расхождений с составом проб или других факторов, влияющих на правильность результатов анализов.

При определении титана также отмечается расхождение результатов. Систематическое расхождение в определениях титана носит нелинейный характер: если в области низких содержаний (от 0,001 до 0,01) его практически нет, то в области высоких содержаний оно значительно.

Можно отметить низкую чувствительность определения бария в лаборатории НРБ ($\approx 5 \cdot 10^{-2}\%$), поэтому завышение результатов этой лабораторией вблизи порога чувствительности более значительно, а для высоких содержаний ($\approx 0,1\%$) расхождения уменьшаются.

При использовании специальных приемов выявления систематических погрешностей необходимо позаботиться о том, чтобы строго соблюдались все условия, определяющие правильность применения этих приемов. В частности, при использовании метода разбавления важно, чтобы концентрация определяемого элемента была не меньше утроенного предела обнаружения, т. е. вне области метрологического завышения, а при применении метода добавок не должно быть влияния нелинейности градуировочного графика.

После получения результатов контроля необходимо исследовать значения и характер зависимости систематических погрешностей от концентрации определяемого элемента и мешающих факторов.

Систематические погрешности по результатам многократных анализов данного СО или КО (x_1, x_2, \dots, x_n) определяются отклонением среднего арифметического из результатов измерений

$$\bar{x} = \sum x_i / n \quad (15)$$

от аттестованного значения $c_{ат}$, т. е.

$$\Delta c = \bar{x} - c_{ат} \quad (16)$$

Минимальная систематическая погрешность, которая может быть значимо (5%) обнаружена в этом случае, равна

$$\Delta c_{\min} = 1,65 \sqrt{\sigma_{\text{ан}}^2/n + \sigma_{\text{ат}}^2}. \quad (17)$$

После получения информации о результатах контрольных анализов необходимо сделать заключение о характере зависимости систематической погрешности от концентрации контролируемого и мешающих элементов. Эта зависимость может быть линейной (аддитивной, мультипликативной) или нелинейной. Знание характера рассматриваемой зависимости важно как для выяснения причин систематической погрешности, так и для выбора методики ее расчета.

По графику корреляции результатов анализов исследуемых препаратов (СО с различными номиналами или выборки партии проб с различными концентрациями) с концентрациями определяемых элементов делается заключение о характере исследуемой зависимости. Если систематическая погрешность оказалась аддитивной на всем исследуемом интервале концентраций, то рассчитывается ее среднее абсолютное значение; если мультипликативной — рассчитывается ее среднее относительное значение. В случаях, когда систематическая погрешность разнозначна, весь исследуемый интервал разбивается на подынтервалы, в пределах которых систематическая погрешность однозначна.

Оценка систематических погрешностей в подынтервалах производится в зависимости от их характера по абсолютным или относительным значениям.

Для количественной оценки параметров зависимости систематической погрешности от концентрации могут быть использованы различные математические приемы. Так, оценки параметров линейной зависимости обычно рассчитывают с помощью регрессионного анализа [189], применение которого ограничено не всегда реальными условиями. Более корректным для рассматриваемого случая является решение, в котором, в частности, учитывается наличие в сопоставляемых результатах анализов конкретных аналитических погрешностей [192].

После установления для каждого аналитического метода зависимостей систематических погрешностей от концентраций определяемого и мешающих элементов должны быть предусмотрены исследования для выявления и устранения причин погрешностей. Эти работы проводятся с учетом особенностей конкретных аналитических методов. Поправки в результаты анализов на систематические погрешности вводятся после оценки достоверности этих поправок.

* * *

В третьей части данной работы приведены результаты опытно-методических геохимических исследований. Они базируются на анализах, выполненных в лабораториях ВСЕГЕИ и ИРБ.

Выбор методов анализа и контроль за их качеством осуществлялись по изложенным в данной главе принципам. Основным был приближенно-количественный спектральный анализ с использованием приборов ДФС-8 и СТЭ-1 (во ВСЕГЕИ) и PGS-2 (в НРБ). Круг определяемых элементов, пороги чувствительности анализов приведены в табл. 11. Случайные погрешности не превышали 30—50%. Отдельные наиболее важные рудные элементы анализировались с повышенной точностью количественными методами (табл. 12).

ТАБЛИЦА 12
ХАРАКТЕРИСТИКА КОЛИЧЕСТВЕННЫХ МЕТОДОВ АНАЛИЗОВ
НА ОТДЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ
(использованных в данной работе)

Метод	Элемент	Параметры погрешности единичного определения		Порог чувствительности, 10^{-4} %
		σ_0 , 10^{-4} %	δ_0 , %	
Рентгеноспектральный	Pb	1,3	0,04	3
	U	1,0	0,03	1
	Th	1,1	0,03	2
	Rb	1,1	0,02	3
	Sr	1,1	0,03	3
	Zr	1,9	0,02	6
	As	2,1	0,03	6
Атомно-абсорбционный	Sb	1,0	0,11	3
	Cu	1,0	0,06	3
	Co	1,5	0,05	4,5
	Ni	1,5	0,16	4,5
	Hg	0,0007	0,08	0,002
	W	0,02	0,07	0,3
Эмиссионный спектральный (количественный)	Mo	0,1	0,1	0,3
	Cu	2,0	0,1	3
	Sn	0,15	0,04	0,5
	Zn	15	0,2	50

Глава 4

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА РЕЗУЛЬТАТОВ

§ 1. Общие положения

Решение задач, рассмотренных в гл. 1, часто сопряжено с анализом больших массивов числовых данных, что предопределяет целесообразность широкого применения математических средств и электронно-вычислительной техники. Использование современных ЭВМ позволяет не только сократить затраты труда и времени на вычислительные операции и повысить надежность получаемых результатов, но и решать такие задачи, которые принципиально не могут быть решены при вычислениях «вручную».

Имеется много руководств по применению в геологии математических методов, в первую очередь статистических [58, 105, 136, 182]. Техника статистических вычислений освоена многими геохимиками, и значительная часть прикладных геохимических исследований сопровождается математической обработкой данных. При этом, однако, не всегда учитываются условия применимости отдельных математических методов, нет единства мнений и по ряду других принципиальных вопросов. Ниже рассмотрены методы, широко используемые во ВСЕГЕИ и в Комитете по геологии НРБ, а также ряд спорных наиболее принципиальных положений.

Как было отмечено ранее, конечные задачи, которые необходимо решать при региональном геохимическом картировании, сводятся к выявлению и дальнейшему использованию геохимических поисковых признаков. В большинстве случаев последние могут быть разделены на два типа: а) косвенные признаки потенциальной рудоносности (первичной специализации) геологических тел; б) прямые признаки реальной рудоносности — зоны эпигенетического перераспределения и концентрации рудных элементов. Выявление таких зон приобретает ведущее значение по мере укрупнения масштаба исследований.

Задача первого типа сводится к характеристике первично-конституционального (сингенетического) распределения элементов или их групп в пределах геологических тел, выделяемых в масштабе карты. Задача второго типа заключается в выявлении закономерностей пространственного перераспределения элементов в ходе эпигенетических процессов. Как свидетельствует накопленный опыт, специфика процессов сингенеза чаще всего устанавливается в результате изучения распределений содержаний элементов в геологически однородных объектах. Различные проявления эпигенетических процессов фиксируются чаще всего при исследованиях особенностей пространственного распределения содержаний элементов (картировании геохимических полей).

При решении задач первого типа удобно анализировать усредненные статистические характеристики (средние содержания, дисперсии, коэффициенты вариации и др.) геохимических объектов, а задач второго типа — применять методы картирования геохимических полей с учетом пространственных координат конкретных геохимических проб. Задачи обоих типов могут быть решены в двух вариантах: 1) при изучении содержаний отдельных элементов; 2) при выделении и картировании их ассоциаций.

Самый важный элемент подготовки исходной информации — выделение геологически однородных объектов, а также определение «генеральной совокупности» и характеризующих ее параметров. Следует учитывать, что одна и та же величина в зависимости от характера поставленной задачи может характеризовать как генеральную совокупность, так и ее варианты.

Например, среднее содержание элемента в гранитном массиве может рассматриваться в качестве как характеристики генеральной совокупности, если объект изучения — данный массив, так и одной из вариантов, если объект изучения — интрузивный комплекс, представленный серией массивов.

Другими, не менее важными моментами являются формирование выборки и оценка представительности ее для характеристики генеральной совокупности. Если априорная информация отсутствует, то наиболее рационально формировать выборку, близкую по свойствам к случайной, либо отбирать пробы по равномерной сети. В тех случаях, когда известны некоторые дополнительные свойства объектов (например, осадочно-вулканогенная толща представлена переслаивающимися породами, контрастными по химическому составу), наиболее применима операция, известная под названием «расслоенный выбор». Здесь статистические веса вариантов определяются с учетом доли площади (объема или массы) каждой литологической разности от площади (объема, массы) всей толщи.

Выборочные данные, по которым оцениваются статистические характеристики генеральной совокупности (геологического объекта) должны удовлетворять следующим требованиям:

1) быть представительными по пространственному распределению в пределах изучаемого объекта и по числу проб (см. гл. 1, § 2);

2) состоять из величин, полученных в одинаковых условиях обработки и анализа проб.

До начала обработки в результаты анализов должны быть внесены метрологически обоснованные поправки на систематические погрешности*.

Проверка однородности выборки может быть проведена с помощью критерия Диксона — Мэсси.

Для этого нужно ранжировать величины в порядке возрастания $x_{(1)}$, $x_{(2)}$, ..., $x_{(n-1)}$, $x_{(n)}$ и далее рассчитать величины τ_n и τ'_n :

$$\tau_n = \frac{x_{(n)} - x_{(n-1)}}{x_{(n)} - x_{(1)}}; \quad (18)$$

$$\tau'_n = \frac{x_{(n)} - x_{(n-1)}}{x_{(n)} - x_{(2)}}. \quad (19)$$

Если вычисленный критерий τ больше табличного $\tau_{\text{табл}}$ (рис. 9) для данных n и уровня значимости q , то $x_{(n)}$ можно исключить из дальнейшего рассмотрения. Критерий τ'_n применяется, если сомнительным является кроме $x_{(n)}$ и $x_{(1)}$. Аналогично исключается и минимальное значение

или
$$\tau_1 = \frac{x_{(2)} - x_{(1)}}{x_{(n)} - x_{(1)}} \quad (20)$$

$$\tau'_1 = \frac{x_{(2)} - x_{(1)}}{x_{(n)} - x_{(2)}}. \quad (21)$$

* Необходимость учета воспроизводимости результатов анализа будет показана ниже, при рассмотрении методов решения конкретных задач.

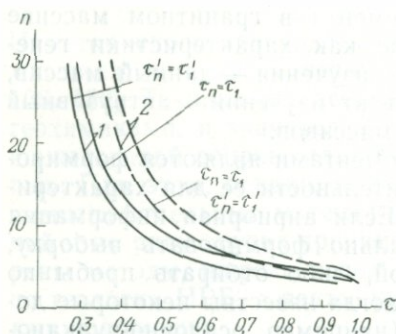


Рис. 9. Графики табличных значений критерия Диксона—Мэсси.
1 — при $q=5\%$; 2 — при $q=1\%$.

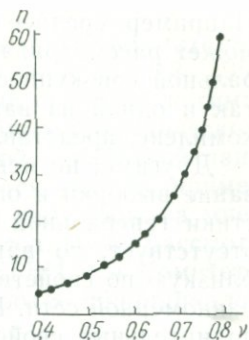


Рис. 10. График значений критерия Неймана для 5%-ного уровня значимости.

Естественно, что подобным образом из выборок должны быть исключены и геохимические аномалии. Для контрастных аномалий эта процедура наиболее проста.

Закономерные изменения содержаний по какому-либо направлению в изучаемом геологическом объекте (внутрирядная корреляция), связанные как со слабыми геохимическими аномалиями, так и с породным трендом, обязательно должны учитываться.

Внутрирядная корреляция может быть установлена по отношению Неймана:

$$v = S_{\rho}^2 / S^2, \quad (22)$$

где

$$S_{\rho}^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_{i+1} - x_i)^2}{2(n-1)}, \quad (23)$$

а

$$S^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{(n-1)}. \quad (24)$$

По отношению Неймана может быть найден коэффициент внутрирядной корреляции

$$\rho_{i, (i+1)} = 1 - v. \quad (25)$$

Если $\rho_{i, (i+1)} = 0$, то внутрирядная линейная корреляция между соседними вариантами отсутствует. При наличии ее критерий v будет меньше единицы (положительная корреляция), но не меньше нуля ($\rho_{i, (i+1)} = 1$), или больше единицы, но не больше двух ($\rho_{i, (i+1)} = -1$). Статистическая значимость отличия v от 1 и соответственно ρ от нуля оценивается для данного n и заданного уровня значимости q (рис. 10).

С учетом сделанных замечаний рассмотрим способы решения типовых задач геохимического картирования: 1) оценок статистических характеристик (одномерных и многомерных) геологи-

ческих тел; 2) выявления закономерностей пространственного распределения элементов, разделения региональной и локальной составляющих геохимического поля, выделения аномалий различных порядков. При этом предпочтение во всех случаях должно отдаваться способам и методам, позволяющим наиболее просто и с достаточной точностью решить поставленную задачу.

§ 2. Статистические характеристики геологических тел

Одномерный статистический анализ

Распределение значений одномерных величин обычно описывается характеристиками двух типов: мерами положения и рассеяния. В качестве характеристик положения используются математическое ожидание, медиана, мода и другие. Характеристики рассеяния описывают отклонение всех значений рассматриваемой величины от характеристики положения. Наибольший интерес обычно представляют математическое ожидание* и дисперсия.

Математическое ожидание широко используется при определении геохимической специализации геологических тел и расчетах различных балансовых соотношений, в частности при вычислении кларков, а дисперсия — при введении характеристик рассеяния химических элементов в пределах рассматриваемого геологического объекта.

При обработке геохимических данных обычно проверяется «согласие» между частотами, определяемыми на основе характеристик выборки и хорошо изученными теоретическими распределениями, такими как нормальное, логнормальное, гамма-распределение, Релея и т. п. Подбор распределения выступает в качестве типично аппроксимационной процедуры. В общем случае механизм (модель) исследуемого распределения априори не известен, и по форме эмпирического распределения случайной величины статистическими методами невозможно установить истинный закон распределения, так как используемые для этой цели критерии согласия (Колмогорова, хи-квадрат и др.) являются, по существу, критериями опровержения**. Эти критерии

* Математическое ожидание — то гипотетическое значение, которое приняла бы исследуемая величина при полной ее однородности для всей генеральной совокупности.

** Критерий Колмогорова (рекомендуемый инструкцией [66]) прост в применении, но часто приводит к принятию проверяемой гипотезы, когда она фактически должна быть отклонена (особенно при наличии внутрирядной корреляции). Критерий χ^2 нечувствителен при малых выборках в случаях, когда проверяемая гипотеза неверна; для выборок большого объема, наоборот, почти всегда опровергает нулевую гипотезу, даже в том случае, когда она верна.

могут подтверждать проверяемые гипотезы лишь в практически нереальных для геохимии случаях — существования только одной гипотезы, альтернативной проверяемой. На практике одни и те же эмпирические данные можно аппроксимировать почти одинаково «удачно» самыми различными кривыми распределения.

Во многих методических работах рекомендуется также вычислять разные средние в зависимости от характера распределения, например средние арифметические при выборочных распределениях, хорошо описываемых нормальным законом, а средние геометрические (или логарифмические) при распределениях, хорошо описываемых логнормальным законом. Неправомерность подобного подхода отмечалась неоднократно. Следствием его является неверная оценка математических ожиданий и получение несопоставимых данных.

В ряде случаев при статистических исследованиях вводятся также оценки математических ожиданий или других характеристик, обладающих оптимальными свойствами в заданном классе распределений. Например, используется оценка математического ожидания, являющаяся наилучшей в смысле критерия максимального правдоподобия при условии, если распределение логнормально. Как справедливо отмечается в работе Ю. А. Ткачева и Я. Э. Юдович, при этом создается лишь видимость увеличения точности получаемых оценок: «Поскольку статистический вывод о логнормальности делают, как правило, по той же самой выборке, по которой рассчитывают статистики, то выигрыш в точности обесценивается просто за счет неточности диагноза самого закона распределения!» [170, с. 94]. Иными словами, погрешность оценки математического ожидания или другой статистической характеристики в подобной ситуации содержит неопределенную составляющую за счет расхождения изучаемого и модельного (гипотетического) распределения.

Если пренебречь аналитическими погрешностями, то при любых распределениях лучшей несмещенной оценкой математического ожидания является среднее арифметическое, а дисперсии — выборочная дисперсия [58, 182]. Однако на практике погрешности воспроизводимости могут существенно исказить характеристики положения (среднего), рассеяния, асимметрии и т. п. Можно привести немало примеров, когда характер эмпирического распределения определяется в основном распределением аналитических погрешностей. Так, по данным В. Н. Казмина [73], цинк и бериллий в изученных им породах по данным химического анализа были распределены нормально, а по результатам анализа тех же проб приближенно-количественным спектральным методом — логнормально. В работе Ф. Л. Думлера [62] приведены следующие цифры: при использовании высокоточных результатов анализов из 199 выборок 169 не противоречат нормальному распределению, в 29 случаях закон

неопределенный и только одна аппроксимируется логнормальным законом; при обработке данных спектрального анализа из 102 выборок 32 удовлетворяют логнормальному закону распределения, в 44 распределение нормально и в 26 не описывается ни одним из этих законов.

Таким образом, в реальных условиях погрешностями воспроизводимости, устанавливаемыми по результатам внутрилабораторного контроля и указываемыми в ведомостях анализов, пренебрегать нельзя. По этим причинам, а также с учетом метрологического завышения результатов анализа в области порога чувствительности и обязательного присутствия в выборках слабоаномальных и неопределенных значений (типа след, не обнаружен, <2) характеристики распределения лучше всего оценивать методами непараметрической статистики. В этих условиях и при априори неизвестном законе распределения состоятельной и несмещенной оценкой математического ожидания является выборочная медиана (теорема Колмогорова [79]).

Медиана есть то значение, которое делит общий вариационный ряд, составленный в порядке возрастания, на две равные по числу членов части:

$$x_1^{\min} \leq x_2 \leq \dots \leq x_i \leq x_{i+1} \leq \dots \leq x_n^{\max}.$$

Если объем совокупности выражается нечетным числом, то выборочной медианой будет значение, находящееся в середине упорядоченного ряда. При четном числе объема совокупности медианой будет среднее арифметическое между двумя соседними значениями, равностоящими от начала и конца ряда.

В равноинтервальном вариационном ряду медиана

$$Me = N_{Me} + \frac{l \sum m_i / 2}{m_{Me}}. \quad (26)$$

По сравнению со средним арифметическим медиана обладает рядом преимуществ [191, 193]:

1) может быть рассчитана при наличии в выборке менее 50% численно неопределенных значений (меньших порога чувствительности или больших верхнего предела измерений), а также при засорении выборки аномальными значениями, «промахами» и т. д.;

2) остается неизменной при ее оценке как по непосредственно определенным величинам, так и по их функциям (например, $\lg x$);

3) в меньшей степени подвергается влиянию погрешностей, среднее значение которых не стремится к нулю, т. е. при систематических погрешностях и при результатах анализов, близких к порогу чувствительности;

4) более устойчива в выборках с эксцессом, большим, чем у нормального закона.

Для характеристики рассеяния случайной величины рассчитываются оценки среднего квадратического отклонения (стандарта) S , дисперсии D , коэффициента вариации V .

Выборочная дисперсия

$$D = S^2 = \left[\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right] / (n-1) \quad (27)$$

является суммой геохимической S_r^2 и аналитической $S_{ан}^2$ дисперсий, т. е.

$$S^2 = S_r^2 + S_{ан}^2. \quad (28)$$

Для того чтобы выделить статистически значимую геохимическую дисперсию, рассчитывают критерий Фишера

$$F = S^2 / S_{ан}^2 = (S_r^2 + S_{ан}^2) / S_{ан}^2 = 1 + S_r^2 / S_{ан}^2 \quad (29)$$

и сравнивают полученные значения F с табличным $F_{табл}$ для заданного уровня значимости q (обычно 5%) и степеней свобод * $f_1 = (n-1)$ и $f_2 = \infty$. Если $F > F_{табл}$, то геохимическая дисперсия может быть определена статистически значимо.

Из последнего уравнения находим геохимический стандарт S_r^{**}

$$S_r = S_{ан} \sqrt{F-1}. \quad (30)$$

Аналогичное уравнение можно записать и для коэффициента вариации

$$V = S/\bar{x}. \quad (31)$$

В табл. 13 приведены вычисленные по последней формуле отношения геохимического стандарта к аналитической погрешности, которые статистически значимо (на уровне 5%) могут быть оценены для различного числа значений n .

ТАБЛИЦА 13

ОТНОШЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКОГО СТАНДАРТА К АНАЛИТИЧЕСКОЙ ПОГРЕШНОСТИ, ОПРЕДЕЛЯЕМЫЕ СТАТИСТИЧЕСКИ ЗНАЧИМО НА УРОВНЕ 5%

n	$S_r/S_{ан}$	n	$S_r/S_{ан}$
5	1,1	75	0,53
10	0,91	100	0,49
20	0,76	200	0,41
30	0,68	500	0,33
50	0,59		

* $f_2 = \infty$ принимается в случае, если аналитическая дисперсия известна априори; в противном случае f_2 меньше числа результатов анализов, по которым определена величина $S_{ан}$, на 1.

** Если $F < F_{табл}$, то $S_r < S_{ан} \sqrt{F_{табл}-1}$.

Отсюда следует, что при объемах выборок до 30 можно статистически значимо оценить геохимический стандарт, если он больше 0,7—0,9 доли стандартов погрешности измерения (анализа). При объемах выборок более 50 (и до 100) можно выделить геохимический стандарт, если он не менее 0,6—0,5 доли стандарта погрешности измерения.

При приближенно-количественных спектральных анализах аналитический коэффициент вариации всегда более 40%, поэтому геохимический коэффициент вариации в данном случае не менее 20%.

Доверительный интервал для медианы для 5%-ного уровня значимости может быть рассчитан по следующей формуле:

$$A_{Me} = Me \pm [(1,96 \cdot 1,25) / \sqrt{n}] S. \quad (32)$$

При исследованиях среднего и мелкого масштаба часто значительный практический интерес представляет оценка свойств объединенных совокупностей по статистическим характеристикам частных. В этом случае наилучшей оценкой математического ожидания является средневзвешенное из частных значений. Взвешивание в зависимости от условий может быть проведено по площади, объему, массе. Эти вопросы подробно рассмотрены в работе [170].

Выделение ассоциаций химических элементов

В соответствии с законом Кларка—Вернадского в каждой пробе должны присутствовать все элементы, поэтому определение ассоциации как набора сонаходящихся элементов мало что дает для практики. Учитывая это, под ассоциацией подразумеваются группы элементов, содержания которых закономерно связаны между собой.

Анализ зависимости между элементами ассоциации сводится обычно к описанию формы связи двух переменных и «силы» этой связи. При описании формы связи используются различные приемы регрессионного анализа. Особенно большое значение в настоящее время приобретает исследование силы связи, лежащее в основе выделения ассоциаций химических элементов.

Одной из характеристик силы связи двух числовых переменных является ковариация:

$$\text{cov}(x_1, x_2) = M[x_1 - M(x_1)][x_2 - M(x_2)]. \quad (33)$$

Значения $\text{cov}(x_1, x_2)$ зависят от выбора масштаба переменных x_1 и x_2 . Если содержательные представления о специфике изучаемого объекта, позволяющие фиксировать масштаб рассматриваемых переменных, отсутствуют, рационально переходить к нормированным и центрированным величинам

$$y = [x - M(x)] / \sigma(x). \quad (34)$$

В этом случае сила связи между x_1 и x_2 оценивается с помощью коэффициента корреляции

$$\rho(x_1, x_2) = M(y_1, y_2) = [\text{cov}(x_1, x_2)] / [\sigma(x_1) \sigma(x_2)], \quad (35)$$

который изменяется в пределах от -1 до $+1$. Равенство $|\rho(x_1, x_2)| = 1$ достигается при условии, если переменные x_1 и x_2 связаны зависимостью $x_2 = a + bx_1$.

При выделении ассоциаций элементов на основе корреляционной или ковариационной матрицы могут быть использованы различные приемы и методы (ветвящихся связей, корреляционных профилей [105]).

Удовлетворительные результаты дает метод ветвящихся связей, который служит для графического отображения на плоскости структуры корреляционной матрицы. Схемы ветвящихся связей строятся по принципу: чем сильнее положительные связи между элементами, тем ближе друг к другу на плоскости они располагаются. Процедура построения схем заключается в следующем. Находят пару элементов с наибольшим положительным коэффициентом корреляции. Затем отыскивают третий элемент, наиболее сильно коррелирующий с первыми двумя. Они располагаются на плоскости по указанному выше принципу. Далее находят четвертый элемент, сильно коррелирующий с предыдущими, и показывают его на плоскости. Эта процедура повторяется до тех пор, пока не будут исчерпаны все статистически значимые корреляционные связи. На этом заканчивается этап выделения первой полиэлементной геохимической ассоциации. По указанному выше способу из оставшихся элементов формируют вторую, а затем третью и другие полиэлементные ассоциации. На заключительном этапе строят сводную схему ветвящихся связей с учетом отрицательных связей как между элементами, так и их ассоциациями. Пример схемы ветвящихся связей приведен на рис. 22.

При проведении прикладных геохимических исследований широко применяется также анализ ассоциаций элементов на основе метода «многократной» корреляции или метода главных компонент в прямой и обратной постановках.

Метод многократной корреляции предложен Ю. К. Бурковым [25], который считает, что непосредственное применение результатов корреляционного анализа для выявления и описания геохимических ассоциаций не всегда представляется достаточно обоснованным. Специфика распределения связей между элементами в геологических объектах такова, что пары элементов, скоррелированные отрицательно, часто входят в состав одного и того же минерала, рудного образования и т. п. (это особенно характерно для изоморфных рядов). Значения связей подобных элементов (например, x_i и x_j в их множестве, состоящем из n членов: $x_1, x_2, x_3, \dots, x_i, \dots, x_j, \dots, x_n$) с остальными элемен-

тами объекта, как правило, распределяются согласованно (например, как x_i , так и x_j образуют положительные связи с x_1 и x_3 и другими нечетными членами множества и отрицательные с x_2 , x_4 и другими четными членами). Несмотря на отрицательную связь в пределах данной пары, формально указывающую на принадлежность ее элементов к разным группам, их следует, по-видимому, включить вместе в состав той ассоциации, с членами которой они образуют положительные связи, а не той, от элементов которой они отделяются отрицательными коэффициентами корреляции.

Нередки и обратные случаи, когда отнесение двух элементов к одной и той же группе, аргументированное существованием между их концентрациями положительной корреляции, вступает в противоречие с наличием у каждого из них положительных связей с членами антагонистических ассоциаций. Например, x_i положительно связан с x_1 , x_3 и другими нечетными членами множеств, а x_j с x_2 , x_4 и другими четными членами, при этом x_i отделен от четных, а x_j от нечетных высокими отрицательными корреляциями. Из сказанного следует, что обоснованная оценка ассоциаций элементов возможна только при условии учета как корреляций между самими элементами, так и взаимоотношений каждой пары элементов со всеми остальными.

Вопрос об отнесении каждой возможной пары случайных величин к единой или различным группам предложено решать следующим простым способом. После вычисления обычных корреляционных коэффициентов между концентрациями химических элементов $x_1, x_2, x_3, \dots, x_i, \dots, x_j, \dots, x_n$ для каждой пары элементов, например для x_i и x_j , рассчитывается новый коэффициент корреляции. Условно его можно назвать парным коэффициентом корреляции второго порядка и обозначить индексом ρ между рядом величин $\rho_{i,1}, \rho_{i,2}, \dots, \rho_{i,n}$ и соответственно $\rho_{j,1}, \rho_{j,2}, \dots, \rho_{j,n}$. Принято считать, что новый коэффициент отражает меру «взаимоотношений» двух названных элементов со всеми остальными и возможность отнесения их к единой или различным ассоциациям.

В дополнение к рассмотренному методу оценки ассоциаций химических элементов Ю. К. Бурковым предложен способ оценки миграционных свойств элементов, также основанный на корреляционном статистическом анализе. Применение данного вида анализа обосновано на примере построения стохастической модели рядов подвижности элементов в зоне гипергенеза. Известно, что возникновение подобных рядов связано с проявляющимся здесь многообразием форм их миграции. Местоположение каждого элемента в подобных рядах определяется соотношением той части его массы, которая мигрирует в форме раствора, и той части, которая присутствует в виде взвеси. Поскольку распределение элементов в ряду геохимической подвижности определяется влиянием индивидуальных физико-химиче-

ских свойств элементов на их миграционную способность в условиях поверхности [165], соседние элементы в ряду должны характеризоваться наиболее сходными в данной конкретной обстановке физико-химическими свойствами.

В реальных условиях земной поверхности неизбежны некоторые колебания во времени и пространстве соотношений взвешенных и растворенных масс каждого из элементов, вызывающие соответствующие колебания концентраций элементов в осадках. Исходя из сходства физико-химических свойств соседних элементов в рядах подвижности делается вывод, что степень согласованности этих колебаний будет более высокой для каждой пары рядом расположенных элементов по сравнению с элементами, удаленными в ряду друг от друга. Оценка степени согласованности по коэффициентам корреляции приводит к выводу, что для выявления ряда подвижности элементы должны быть расположены так, чтобы коэффициенты корреляции между концентрациями соседних элементов обладали максимальными положительными значениями.

Информация о рядах подвижности и иерархиях ассоциаций химических элементов может быть представлена в виде матрицы парных коэффициентов. Однако при сопоставлении геохимических характеристик большого числа объектов, объемы такой информации могут быть настолько значительными, что закроют пути к ее практическому использованию. Чтобы «уложить» полученные данные в достаточно компактную форму, используют метод представления их в виде геохимических формул, на которых элементы, связанные между собой высокими положительными корреляциями, заключаются в «жирные» картуши, более слабыми — в картуши промежуточной толщины и, наконец, слабыми — в тонкие картуши. Использование данного метода иллюстрируется в третьей части книги. Как полагают Ю. А. Ткачев и Я. Э. Юдович [170], этот метод может быть применен, если априори предполагается существование двух и только двух ассоциаций химических элементов.

Метод главных компонент позволяет перейти от исходной системы переменных к новой [83, 92, 177, 180]. Новые переменные, называемые компонентами, или факторами, являются независимыми линейными комбинациями исходных признаков. Комбинации вносят различный вклад в суммарную дисперсию системы, что в ряде случаев позволяет ограничиться рассмотрением только части компонент, т. е. сократить размерность рассматриваемого признакового пространства. Ведущие компоненты можно представить в виде ортогональных координатных осей, на которые проектируются точки, соответствующие исходным результатам анализа. Задача, решаемая с использованием метода главных компонент, выражается уравнением

$$X = AF^* \quad (36)$$

Задача, сводящаяся к отысканию по заданной матрице X матриц A и F^* , решается с помощью ЭВМ. Полученные данные дополнительно исследуют. Прежде всего анализируется матрица факторных нагрузок A . Она имеет m^* столбцов (по числу главных компонент) и n^* строк коэффициентов корреляции соответствующей компоненты с химическими элементами, характеризующими выборку. В каждом столбце отмечаются статистически значимые факторные нагрузки. Элементы, которым соответствуют эти нагрузки, выписываются в порядке убывания абсолютного значения нагрузок. При этом удобно для каждой компоненты получаемый набор элементов представлять в виде дроби, в числителе которой стоят символы элементов, положительно связанных с компонентой, а в знаменателе — элементов, отрицательно связанных с компонентой.

Индекс у символа каждого элемента означает соответствующую нагрузку, умноженную на 100. Дроби, соответствующие главным компонентам, выписываются в определенном порядке (удобно в виде таблицы) с указанием номера компоненты и ее веса, например:

$$I - 33,4 \frac{Mg_{70} Ca_{65} Fe_{50}}{K_{70} Si_{65} Na_{60}}, \quad II - 24,1 \frac{Si_{70} K_{60}}{Na_{70} Al_{70}} \text{ и т. д.}$$

На практике, однако, нет необходимости точно оценивать статистическую значимость факторных нагрузок, поскольку выделяемые ассоциации используются лишь для качественной интерпретации. Обычно можно считать входящими в компоненту элементы, абсолютные значения факторных нагрузок которых превышают 0,5, т. е. они статистически значимы практически при любых объемах выборок. Наряду с упомянутыми «формулами» главных компонент наглядным выражением факторного анализа являются диаграммы, в качестве координат которых выступают первые две-три компоненты.

При интерпретации полученных формул необходимо учитывать следующее:

1) набор элементов, входящих в компоненту, представляющий собой сложную ассоциацию или, точнее, линейный полярный парагенезис из двух антагонстических ассоциаций;

2) совокупность проекций точек анализов на одну из главных компонент, которую можно рассматривать как набор значений обычной переменной, в частности использовать эти значения при картировании.

Метод, однако, не лишен недостатков, так как вполне надежной универсальной геологической (петрологической) модели, объясняющей причину появления тех или иных ассоциаций, нет. Формулы компонент весьма разнообразны, один и тот же элемент может входить в состав разных компонент. В связи с этим получаемую информацию трудно увязать при сопостав-

лении данных, характеризующих территории, различные по геологическому строению.

Обратная задача метода главных компонент, впервые сформулированная М. Д. Белониным [149, 177], предусматривает нахождение восстановленных значений содержаний химических элементов как по отдельно взятому фактору, так и по любому их сочетанию. Необходимость такого подхода М. Д. Белонин и Г. Т. Скублов [149] обосновывают тем, что нередко при изучении магматических и других пород ведущим оказывается фактор кремнекислотности, разделяющий элементы, по Д. М. Шоу [185], на фельсифильную и фемафильную группы. Этот сингенетический фактор сильно затушевывает второй и последующие факторы, связанные в основном с эпигенетическими процессами. Поэтому при прогнозно-геохимических исследованиях территорий, где широко проявлены эпигенетические процессы, исключается влияние первого фактора и рассчитываются «дельты» содержаний элементов, обусловленные влиянием второго и последующих факторов.

Обратная задача, по сути дела, представляет собой вариант многомерной регрессии содержаний элементов на факторы. Математический аппарат ее приведен в работе М. Д. Белониной и др. [177]. Этот подход нашел применение при установлении факторов распределения химических элементов в магматических породах [149] и при геохимическом картировании [107].

§ 3. Выявление и картирование пространственных закономерностей распределения элементов и их ассоциаций

Моноэлементные геохимические аномалии

Как известно, под геохимическим фоном обычно подразумевают наиболее типичные, нормальные, содержания элементов (или каких-либо функций содержаний) в породах; под геохимической аномалией — содержания элемента, большие или, наоборот, меньшие этих «нормальных», или «фоновых», содержаний. Понятия «фон» и «аномалия» всегда условны, так как в зависимости от задач и масштаба исследования в этом качестве выступают различные объекты. Так, зоны метасоматических изменений по сравнению с неизменными породами выступают как аномалии (положительные или отрицательные). При более детальных работах эти же зоны рассматриваются в качестве фона,

на котором выделяются в качестве аномалий сами рудные тела и их первичные ореолы.

Основная задача при формальном подходе к выделению геохимических аномалий заключается в назначении верхнего и нижнего пределов фона — порогов аномальности. Предложено достаточно много способов определения порогов аномальности. Поскольку задача эта не является строго математической, формальным методам принадлежит вспомогательная роль.

Предварительно, до выделения аномалий, обязательна чистка выборок, установление причин появления резко выделяющихся по значению содержаний элементов. При этом могут быть использованы формальные критерии, описанные во многих работах по математической статистике. Однако основная роль принадлежит содержательным соображениям, учитывающим цели исследований. В частности, чистка выборки в первую очередь должна основываться на сведениях о степени метасоматической переработки пород, характеризующихся экстремальными содержаниями элементов.

В простейших вариантах пороги аномальности рассчитываются для каждой однородной выборки (геологического объекта) и определяются соотношением

$$C_a = C_1 \pm tC_2. \quad (37)$$

Для определенности будем считать в дальнейшем, что C_a — верхний порог аномальности. В частном случае C_a может быть выбран на основе оценок средних и стандартных отклонений:

$$C_a = \bar{x} + tS. \quad (38)$$

В инструкции по геохимическим методам поисков и в ряде других работ рекомендуется принимать $t=3$ и пользоваться формулой (3).

Для получения устойчивых результатов в случаях, когда исходные данные содержат существенные аналитические погрешности, могут быть использованы оценки других характеристик положения, например медианы Me . Медиана является наиболее удачной оценкой при результатах анализа, близких к порогу чувствительности [191, 193]. В этом случае порог аномальности может быть вычислен по формуле

$$C_a = Me + 1,5t(Q_3 - Me). \quad (39)$$

При уровне значимости q

$$t = 1 / \sqrt{3q}. \quad (40)$$

Рассмотрим теперь вопрос о роли слабых геохимических аномалий и методах их выделения [63]. Средние и слабые по интенсивности геохимические аномалии имеют решающее значение при поисках и прогнозировании. Если интенсивные геохи-

мические аномалии обычно сопровождают уже известные месторождения и рудопроявления, то слабые геохимические аномалии позволяют выявить наиболее общие черты региональной геохимической зональности, выделить конкретные рудоподводящие и рудоконтролирующие структуры, новые перспективные участки. Они имеют большие размеры, более устойчивы и морфологически проще (см. примеры в гл. 1 и 2 части III).

Таким образом, очевидны потери наиболее ценной информации, связанные с недооценкой роли слабых геохимических аномалий, все еще имеющей место в практике поисковых работ. Описанный выше традиционный подход к оценке уровня аномальности по данным статистической обработки результатов без учета привязки отдельных проб и с выделением в качестве аномальных значений, превышающих фоновые на три стандартных отклонения, не всегда оказывается удовлетворительным. Хорошие результаты могут быть получены лишь в случае устойчивых нормальных полей с низкими значениями дисперсии и достаточно контрастными на этом фоне аномалиями. В этих случаях снижение уровня аномальности при большом числе соседствующих точек (формула 3) позволяет выделить практически все аномалии, доступные при существующем уровне аналитических ошибок. При большей неравномерности распределения рудных элементов, и особенно при четко выраженных тенденциях пространственной упорядоченности их содержаний в нормальных полях, получаемые этим способом результаты не удовлетворяют геохимика [63, 65, 85, 124]. Не учитываются также дополнительные признаки, имеющиеся у интерпретатора и позволяющие без ущерба для достоверности снижать уровень аномальности. Такими признаками могут быть совпадения «подозреваемых» проб с отдельными структурными элементами, наличие следов гидротермально-метасоматических изменений, повышение содержаний по другим химическим элементам и ясный геохимический смысл ассоциации.

Эта информация в большинстве случаев не учитывается, чтобы не нарушать строгого формализованного подхода, исключаящего субъективизм интерпретатора. Однако нетрудно показать, что субъективизм лежит уже в самой основе «строгого» формализованного подхода — в составлении однородных геохимических выборок. Включение или невключение слабоаномальных проб в выборку приводит к значительным изменениям рассчитываемых уровней аномальности. Получается замкнутый круг: не зная уровня аномальности, невозможно получить «чистую выборку», а не имея последней, нельзя точно определить этот уровень. Поэтому, не отрицая необходимости расчетов статистических параметров, рекомендуем иметь в виду условность полученных значений и окончательное решение об аномальности отдельных групп значений принимать с учетом всех геологических, геофизических и геохимических признаков. Рекомендуем

мый подход может привести к не всегда оправданному выделению на моноэлементных картах отдельных небольших, преимущественно точечных, аномалий. Они связаны с погрешностями анализов и отдельными высокими значениями в выборках, распределены случайно, не подтверждаются аномалиями других элементов, располагаются вдали от рудоподводящих структур и легко могут быть отбракованы при составлении полиэлементной карты. В большинстве случаев аномалии различных элементов, накладываясь и продолжая друг друга, гармонично вписываются в общую картину региональной зональности, имеющую ясный геологический и геохимический смысл.

Проблема выделения слабых аномалий на резко переменном неустойчивом фоне приобретает еще большее значение в связи с внедрением в практику методов полевой геохимии, позволяющих определять содержания элементов непосредственно в точках наблюдения или по профилям.

Таким образом, на сильно загрубленной ступенчатой поверхности, образованной средними уровнями аномальности для отдельных выборок, будут выделяться «ложные» аномалии там, где «истинное» значение фона выше среднего фона в выборке, и теряться слабые и даже средние аномалии там, где «истинный» фон ниже среднего. Этих недостатков можно избежать, если порог аномальности введен как функция от пространственных координат с учетом особенностей региональной изменчивости. Последняя описывается уравнениями регрессии исследуемых свойств на координаты или так называемыми тренд-поверхностями [83, 165]. Подбор уравнений обычно основывается на методике наименьших квадратов. При описании региональной изменчивости чаще всего предпочтение отдается полиномам. В рассматриваемом случае порог аномальности в фиксированной точке определяется тем же соотношением (37), в котором C_1 является функцией от пространственных координат, а C_2 — мерой рассеяния. Пример использования тренд-анализа для выделения аномалий приведен в третьей части книги (см. гл. 4, § 6).

Для выделения геохимических аномалий вполне удовлетворительные результаты дает простейший метод скользящего среднего или скользящего окна с медианным осреднением [63].

Полиэлементные геохимические аномалии

В последние годы наблюдается тенденция к выделению полиэлементных аномалий. Самым простым и в большом числе случаев дающим удовлетворительно интерпретируемые результаты является способ обычного наложения моноэлементных аномалий и их последовательного геологического анализа (см. часть III, гл. 4, § 1, 2, 5).

При использовании многомерных методов необходимо предварительное введение числовых значений — функционалов от значений совокупности исходных признаков $x = (x_1, \dots, x_n)$, которые далее рассматриваются в качестве непосредственных объектов математического анализа. Поскольку отсутствуют единые предпосылки для ограничения способов сведения исходных многомерных величин к одномерным, постольку разнообразие предлагаемых характеристик стремительно растет.

Большую и заслуженную популярность в поисковой и разведочной геохимии в последнее время получили так называемые «аддитивный» и «мультипликативный» методы [7, 52—54].

Первая модификация базируется на основе арифметического суммирования содержаний элементов, нормированных в единицах геохимического фона. Оконтуривание аномалий производится по минимально-аномальному суммарному содержанию элементов. Вторая модификация основывается на перемножении содержаний элементов. Аддитивные и мультипликативные аномалии шире и контрастнее моноэлементных. Примеры использования этих методов приведены в третьей части книги (см. гл. 4, § 3, 4 и рис. 34, 35). Однако необходимо подчеркнуть, что применение этих методов возможно лишь при условии очень тщательного и геологически осмысленного выбора элементов-индикаторов изучаемого процесса. Пренебрежение этим важным условием может привести к получению неинтерпретируемых результатов.

Выявление и картирование ассоциаций возможно также и на основе использования каких-либо из главных компонент, найденных по ковариационным матрицам, которые получаются при тех или иных методах нормировки исходных переменных (см. часть III, гл. 3). Более сложные приемы сведения многомерной задачи к одномерной предложены в работах [40, 134, 183].

Целесообразность использования любой из перечисленных характеристик определяется возможностью интерпретации получаемых результатов или использования их для направления поисковых работ, а также и тем, насколько выделяемые аномалии могут служить индикаторами наличия месторождений, рудных узлов, рудоносных зон и т. п. Иными словами, целесообразность использования того или иного преобразования исходного признакового пространства может быть обоснована только опытным путем для заданного типа территорий, месторождений и т. п.

Главной особенностью рассматриваемых в данной работе методов прикладной геохимии является анализ пространственно-временных закономерностей распределения и миграции рудных элементов в горных породах для более обоснованного выделения геохимических провинций, ореолов рассеяния, других аномальных зон и оценки их металлогенической значимости.

Наиболее эффективным путем решения этой проблемы является создание специализированных геохимических (прогнозно-геохимических) карт, разрезов, колонок, которые отражают основные черты распределения и миграции рудных элементов. Подобного рода карты могут сыграть в развитии прикладной геохимии такую же положительную роль, какую сыграли металлогенические карты в региональном металлогеническом анализе и в прогнозировании перспективных геологических структур. В процессе составления этих карт можно осуществить наиболее удобное для обобщения «свертывание» обширной геохимической информации, оценить геохимический фон в целом по региону и для отдельных типов горных пород, выделить геохимические аномалии и разбраковать их по условиям образования и т. д. Все эти вопросы возникают в процессе проведения и интерпретации любых геохимических исследований, связанных с поисками и прогнозированием месторождений.

На большое значение геохимической картографии еще в начале века указывал В. И. Вернадский: «...однородные геологические области могут быть геохимически очень различными... одна из основных задач геохимии — выделение геохимических областей земной коры по содержанию химических элементов» [38, с. 294].

Общие вопросы методики составления и принципы построения геохимических карт были впервые сформулированы А. Е. Ферсманом [179], который придавал геохимической картографии исключительно важное практическое и теоретическое значение. В дальнейшем вопросами геохимического картирования горных пород при геологических съемках различных масштабов и прогнозно-поисковых работах занимались А. А. Беус и С. В. Григорян [13], В. Н. Казмин, Н. В. Орлов [73], Ю. Н. Капков, Е. М. Квятковский, В. И. Яковлев [76], С. В. Григорян и Е. М. Янишевский [55], А. А. Смыслов и Е. В. Плюшев [157] и другие исследователи. Этими авторами были предприняты попытки найти наиболее рациональные способы построения как общих (полиэлементных), так и частных (моноэлементных) геохимических карт на базе количественных и приближенно-количественных (чаще всего спектральных) анализов. Наиболее полно принципы и методика построения прогнозно-геохимических карт отражены в сводной работе коллектива геохимиков ВСЕГЕИ «Радиогеохимические исследования» [133].

Принципы и методика составления прогнозно-геохимических карт определяются задачами прикладных геологических исследований (картирования, поисков или прогноза). Основной задачей геохимических исследований для целей металлогенического прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых является выделение специализированных комплексов, аномальных зон и участков с повышенным содержанием рудных элементов. Решению именно этой задачи и были подчинены проводимые авторами геохимические исследования и изложенные ниже основные принципы и методика построения геохимических карт.

При построении прогнозно-геохимических карт и комплексном анализе геолого-геохимических данных был использован основной принцип регионального металлогенического анализа Ю. А. Билибина о тесной взаимосвязи и взаимообусловленности процессов рудообразования с другими геологическими явлениями. Применительно к задачам региональных геохимических исследований этот принцип может быть сформулирован следующим образом: все геологические процессы преобразования вещества земной коры, приводящие к рудообразованию, находят отражение в геохимическом облике горных пород и минералов

и обуславливают зональное резкоконтрастное распределение рудных элементов в структурах земной коры. Исходя из необходимости учета разных геологических процессов в преобразовании вещества литосферы составляется геологическая основа геохимических карт, на которую выносятся геохимические данные, и далее осуществляется комплексная интерпретация геолого-геофизических материалов.

Учитывая ведущее практическое значение эпигенетического (гидротермального, инфильтрационного и др.) оруденения для большинства рудных элементов, при построении карт и их интерпретации большое внимание уделялось тем особенностям геологического развития и закономерностям миграции металлов, которые приводили к нарушению их первичного (первично-конституционального, по А. Е. Ферсману) распределения.

§ 1. Геологическая основа

Закономерности распределения и миграции химических элементов в горных породах обусловлены комплексом геологических процессов, включающих осадконакопление, магматизм, тектогенез, метаморфизм, гидротермальную деятельность и т. д. Отражение на геологической карте результатов этих процессов является основой для изучения особенностей распределения химических элементов во времени и пространстве и может служить одним из главных путей выяснения условий их поведения и концентрации.

Карта отражает не только геологическое строение, но и наиболее общие геохимические особенности распределения в горных породах петрогенных элементов (кремний, калий, натрий, железо и др.), поведение которых играет определяющую роль в любом геохимическом процессе. В связи с этим геологическая основа прогнозно-геохимических карт должна учитывать главные особенности рассеяния и накопления петрогенных химических элементов в земной коре.

В геохимии различают первичное сингенетическое распределение элементов, связанное с процессами осадконакопления или магматизма, и перераспределение элементов, вызванное совокупностью наложенных процессов метаморфизма, гидротермальной деятельности, инфильтрации подземных вод, гипергенеза и т. д. Соответствующим образом эти две группы процессов должны быть четко показаны на геологической основе геохимической карты.

При составлении мелко- и среднемасштабных карт осадочные и магматические образования расчленяются по фациально-формационным признакам, наиболее четко разработанным Д. В. Наливкиным [109]. Следует особо отметить, что рудоносность осадочных пород сходных фаций может сильно отличаться в зависимости от содержания в породах органических и мине-

ральных восстановителей, от положения источника сноса и других факторов, которые особыми знаками (часто внесмасштабными) показываются на геологической основе.

При построении геологической основы крупномасштабных специализированных геохимических карт можно ограничиться выделением отдельных литологических разностей осадочных пород, но с обязательным указанием на плане или в легенде их формационной принадлежности. Большие трудности возникают при вынесении на карты осадочных, вулканогенных и метаморфических толщ с частым чередованием отдельных литологических разностей, резко различающихся по своей геохимической характеристике. В данном случае наиболее целесообразным представляется выделить на карте преобладающий в данной толще тип пород и показать ее полный литолого-геохимический разрез.

При выявлении петрографически однородных разностей магматических и ультраметаморфических пород различных комплексов также следует уделять самое серьезное внимание их фациальной и формационной принадлежности. При этом анализ фаций необходимо проводить для магматических проявлений каждой фазы внедрения в пределах установленных формаций.

В ходе построения геологической основы геохимических карт большое значение имеют выделение и классификация зон тектонических нарушений с учетом их взаимоотношения с рудным процессом (дорудные, пострудные, рудовмещающие, рудоконтролирующие и т. д.). Окончательное суждение о значении разрывных нарушений в локализации оруденения может быть сделано только после анализа всей совокупности геологических и геохимических данных с привлечением материалов структурной геофизики.

Таким образом, геологическая основа отражает прежде всего вещественный состав и структурное положение геологических формаций, комплексов и типов горных пород. Все геологические данные показываются обычно специальными литологическими и другими знаками черного цвета (рис. 11).

Интенсивная миграция целого ряда химических элементов под влиянием регионального, контактового, дислокационного и гидротермального метаморфизма — факт в настоящее время достаточно хорошо установленный. Изучение масштабов преобразования пород, пространственного положения зон выноса, приноса и перераспределения элементов под влиянием перечисленных наложенных процессов относится к числу наиболее актуальных вопросов при металлогеническом прогнозировании. В связи с этим изучение и изображение на картах метасоматических преобразований пород является чрезвычайно важным (см. гл. 2). При этом наряду с выделением локальных зон интенсивных околорудных изменений большой интерес представ-

Возраст	Геотектонический режим	Геохимические этапы	Знак на карте	Геохимические комплексы		
Поздний протерозой	Тектоно-магматической активизации	Интенсивного элигнеза		Максимально специализированный литофильный (Sn, Mo, Co, Rb) сильно контрастный		
				Специализированный литофильный (Mo, Sn, Nb, F) контрастный		
					Специализированный литофильный (Mo, Sn, F) слабо контрастный	
					Однородный кларковый (с Mo)	
					Однородный кларковый	
					Специализированный сидерофильный (Cr, Cu, Mo, V, Ti) слабо контрастный	
Средний протерозой	Прогнеосинклиальный	Слабого сингенетического накопления			Однородный нижекларковый	
					То же	
					»	
					»	
			Интенсивного сингенетического накопления			Максимально специализированный сидерофильно-халькофильный (Co, Ni, Cr, V, Cu, Mo, Zn, Pb) сильно контрастный
						Максимально специализированный халькофильный (Cu, Pb, Zn, Ag, Mo, Sn) сильно контрастный
						Однородный кларковый (с Cu, Mo)
Архей	Прогнеосинклиальный	Слабого сингенетического накопления			Однородный кларковый	

Рис. 11. Фрагмент легенды к геологическим прогнозно-геохимическим картам масштаба 1 : 200 000 и 1 : 500 000.

Возраст	Геотектонический режим	Геохимические этапы	Параметры распределения				Коэффициент вариации V, %
			Содержание элементов, К				
			< 0,5	0,5—1,5	1,5—5,0	> 5,0	
Поздний протерозой	Тектоно-магматической активизации	Интенсивного эпигенеза	Co, Ni, Cr, V, Ti, Mn, Sc, F, Zr, Ni, La, Sr, Ba	Cu, Zn, Pb, P, W, Y	Ga, Yb, Rb	Sr (9), Mo (3)	60
			Co, Ni, V, Ti, Mn, Zn, Sr, Ba	Cr, Sc, Cu, Zr	Pb, Ga, F, W, Sn, Y, Nb, Rb, Yb, Sn, Mo (3,7)		58
			Co, Ni, V, Ti, Mn, Sr	Cr, Sc, Cu, Zn, Zr, Ba	Pb, Ga, F, W, Sn, Y, Nb, Rb	Mo (7,2), Yb (27)	60
			Nb, Ni, Rb	Mn, V, Ti, Zn, Pb, Co, Ba, Yb, Y, Zr	Sn, Sc, Co (2), Sr (2,7)	Mo (8)	60
			Mn, Pb, Sn, Zr, Ba, Rb	Ni, Cr, Ti, Zn, Ga, Y, Nb, Sr	Co, V, Cu, Mo (3,6), Sc (4,0)		46
			Pb, Mn, Zr, Sr, Ba	Ni, Ti, Zn, Ga, Sn, Y, Nb	V, Cu (4,0), Mo (2,7)	Cr (5,4), Sc (5,3)	49
Средний протерозой	Протогеосинклиальный	Слабого сингенетического накопления	Pb, Mn, Nb, V, Ti, Y, Ni, Co	Ba, Mo, Zn, Cu, Cr, Sc, Zr		Yb (5,1)	65
			Co, Ni, Cr, V, Mn, Zn, Y, Nb	Ti, Cu, Pb, Ga, Sn, Mo, Zr, Ba, Sr	Sc (2), La (2,1)		82
			Co, Ti, Mn, Sc, Nb, Ba, Sr, Y	Ni, Cr, V, Cu, Zn, Pb, Ga, Mo, Zr	Sn (2,8)		70
			Co, Ti, Mn, Sc, Ba, Sr	Ni, Cr, V, Cu, Zn, Ga, Mo, Y, Zr	Pb (1,9), Sn (1,6)		50
			Ti, Mn, Sc, Pb, Nb, Ba, Sr	Co, Ni, Cr, V, Cu, Zn, Ga, Y, Zr	Sn (1,6), Mo (1,8)		52
			Sr, Rb	Ti, Mn, Sn, Y, Zr	Co, Ni, Cr, Cu, Zn, Pb, Ga, Ba	V (1,2), Mo (32)	107
	Интенсивного сингенетического накопления	Sr, Rb, Zr	Ni, Mn, Pb, Ga, Y, Nb, Ba	Co, Cr, Sc, Cu, Sn		59	
		Ti, Zn, Y, Zr, Nb	Co, Ba	Cr, Mn, Sc, Cu, Mo, Ga	Zn (6,0), Pb, Sn (6,7), Ag	129	
		Ag, Nb, Ba, Sr, Rb	Co, Ni, Ti, Mn, Zn, Zr	Cr, V, Sc, Cu, Pb, Ga, Sn, Mo	Yb (6,1)	63	
		Sc, Zn	Co, Ni, V, Mn, Cu, Ti, Pb, Ga, Sc, Y, Zr, Sr	Co, Mo (2,3), Ba, Ga (4,0)		50	
Архей	Прогрессивный клинальный	Слабого сингенетического накопления	Sc, Zn	Co, Ni, V, Mn, Cu, Ti, Pb, Ga, Sc, Y, Zr, Sr	Co, Mo (2,3), Ba, Ga (4,0)		50

рудных элементов				Устойчивые ассоциации элементов
Коэффициент накопления элементов				
сидерофильных	халькофильных	литохалькофильных	литофильных	
0,4	2,5	1,2	2,5	MoCoNiCrTi ← Sn LiNbGaMnSrZrBa
0,4	1,9	2,8	1,9	SnVBa Mo ← Pb YNbRb
0,4	1,8	1,7	1,9	TiSc Ni → Cu NbPbMoAgY
1,0	1,6	1,3	1,7	TiV MoZn → Cu SrRb
1,6	0,6	0,5	0,7	VMnScNbY Zn → Pb SnSr
2,7	0,8	0,4	0,8	VCoCrNiNb Sn → Mo PbBaGaZr
0,5	0,9	0,5	0,8	CoVYMn SnMo → BaYb
0,7	0,9	0,6	0,8	VCuMn SrGa → ZrSnPbBa
0,5	1,5	1,3	0,6	NiCo BaSr → S
0,6	1,5	1,5	0,4	CoNiTiV PbZn → ZrSnMoSr
0,9	1,0	1,2	0,8	MnTiY → Zn PbBa
5,2	2,3	1,4	9,0	BaNbMo ZnV CoMo GaSrYCu Ni ← → MnCrTi SnPbYb
2,5	1,3	1,3	1,0	ScVYYbTi Cu → BaZnMoSnPb
3,8	8,0	5,1	1,3	CuMo Pb → BaAg ZrSnSc YNb TiCr
1,7	2,6	2,0	0,8	CrNi MnY → Mo PbSnBa
0,8	1,1	1,3	1,3	MnVTiY ScCuCoNi AgPb ← → Nb BaSn ZrBaLi

Возраст	Геотектонический режим	Геохимические этапы	Петрохимические и геохимические индикаторные отношения								
			Мера дифференциации вещества	Коэффициент фракционирования	Коэффициент аргентности	K/Na	Zr/Sn	Ni/Co	Ti/Cr	K/Rb	Ba/Sr
Поздний протерозой	Тектоно-магматической активизации	Интенсивного эпигенеза	14,3	0,9	0,6	1,0	0,1	4,5	7,1	79	3,8
			14,8	0,7	0,7	1,0	4,4	11,2	14,8	122	7,6
			15,1	1,0	0,7	1,5	4,0	9,0	22,9	163	18,2
			4,0	0,7	0,3	1,1	4,0	1,7	78,8	510	0,8
			1,3	0,6	0,2	0,2	3,0	1,0	39,2	167	0,6
			3,4	0,7	0,2	0,2	3,0	1,3	8,5	375	0,9
Средний протерозой	Протогеосинклинальный	Слабого сингенетического накопления	13,7	0,7	0,8	1,1	1,7	19,0	27,0	283	7,0
			13,9	0,8	0,7	0,8	4,0	1,1	24,3	299	10,9
			8,7	0,7	0,3	0,5	3,0	4,1	24,1	50	1,6
			10,0	0,7	0,4	1,1	1,5	3,9	16,1	36	2,9
			8,6	0,7	0,3	1,8	2,7	0,2	17,7	129	2,7
		Интенсивного сингенетического накопления	7,6	0,6	0,3	1,0	1,9	5,0	9,2		9,7
			5,5	0,6	0,2	0,2	3,9	2,2	40,4	123	4,0
			0,7	0,2	0,2	2,6	2,3			167	
			1,0	0,8	0,4	38	4,3	2,1	38,0	270	4,4
Архей	Прогеосинклинальный	Слабого сингенетического накопления	13,4	0,8	0,6	1,3		3,5	20,0	250	2,9

Типы пород по аксессуарным минералам	Геологические формации			
	Осадочные и осадочно-вулканогенные	Интрузивные и вулканические	Знак на карте	Главные типы пород
Турмалин-гранатовый		Лейкогранит-гранитовая		Аляскитовые перматонидные граниты
Флюорит-топаз-колумбитовый		Гранитов рапакиви		Лейкократовые альбитизированные граниты и альбититы
Флюорит-оритовый				Биотитовые граниты
Сфен-титаномагнетитовый		Габбро-диорит-монзонит-гранитовая		Граниты, реже граносиениты, монзониты
Апатит-титаноильменитовый				Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты
Апатит-титаномагнетитовый				Габбро, габбро-нориты и габбро-диориты
Магнетит-апатитовый		Мигматит-гранитовая		Микроклиновые и плагиомикроклиновые граниты и их мигматиты
Гранат-апатитовый		Мигматит-плагио-гранитовая		Плагиограниты, гранодиориты и их мигматиты
Апатит-цирконовый	Песчанико-аргиллитовая (флишоидная)			Кварц-биотитовые, двуслюдяные, роговообманковые и другие гнейсы
То же				Кварциты, кварцито-песчаники, биотито-кварцевые и кварц-биотитовые сланцы и гнейсы
				Кварц-биотитовые сланцы с андалузитом, ставролитом, гранатом, реже кордиеритом, силлиманитом
Графит-пирротин-пиритовый	Доломито-сланцеводиабазовая			Графито-слюдистые аргиллиты и графитовые сланцы
Пирротин-пирит-апатитовый				Полевошпатовые амфиболиты и амфиболовые сланцы
Сфен-апатит-пиритовый				а. Скарнированные известняки
Пирит-магнетит-апатитовый				б. Актиниолитовые и тремолитовые сланцы
Апатит-сфен-цирконовый	Песчаниковая			Биотитовые гнейсы

ляет выяснение границ слабых метасоматических и метаморфических преобразований пород, охватывающих значительные площади.

На геологической карте принадлежность пород к той или иной фации изменения пород показывается цветными литологическими значками или дополнительным цветным крапом.

§ 2. Геохимическая нагрузка

Вынесению геохимической нагрузки на геологическую основу предшествует составление серии вспомогательных накладок (данные аэромагнитной, гамма-спектрометрической съемки и т. д.), и прежде всего карт опробования горных пород с результатами определенных содержаний отдельных элементов или их ассоциаций. Помимо этого, составляется схема геохимической изученности в соответствующем масштабе исследований (рис. 12). Методика составления карт опробования достаточно проста и не требует особых пояснений. Примеры построения таких карт для ряда районов СССР показаны на рис. 13—14.

Геохимические данные, отражающие распределение химических элементов в горных породах и их соотношение, показываются на геологической карте цветом, штриховкой, а также в виде гистограмм, вариационных кривых или различного рода диаграмм в зарамочном оформлении. Геохимическая нагрузка карт включает данные об уровне содержания элементов в заданных грациях, корреляционных связях между элементами или их группами, мере неоднородности распределения металлов, их локальных концентрациях в виде рудных скоплений в месторождениях, рудопроявлениях и точках минерализации, региональных зонах эпигенетических изменений (зоны привноса — выноса), об аномалиях в рыхлых отложениях и водах.

Особенность построения полиэлементных специализированных, в том числе прогнозно-геохимических, карт заключается в необходимости отразить в каждом исследуемом объекте (будь то точка наблюдения или формация) по возможности всю гамму рудных и сопутствующих им элементов, что выдвигает на первый план необходимость создания естественной классификации (группирования) элементов.

Выявление природных ассоциаций элементов может осуществляться различными способами с привлечением математических методов, в частности корреляционного и факторного анализов.

Анализ формационной основы и вспомогательных карт-накладок позволяет исходя из поставленных задач и возможностей выбрать те геологические объекты, которым в дальнейшем будет дана геохимическая характеристика: геологические фор-

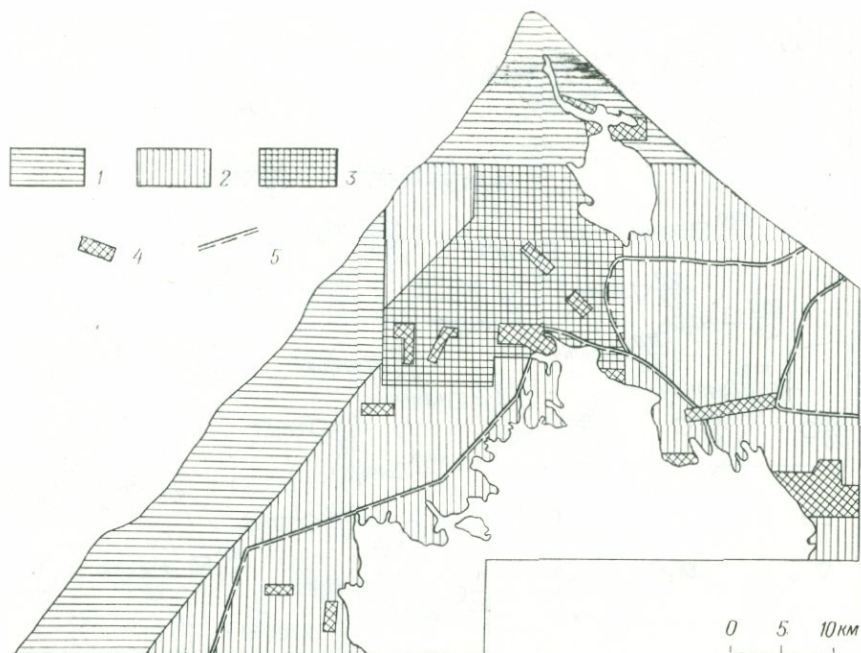


Рис. 12. Пример составления схемы геохимической изученности.

1—3 — участки разномасштабного площадного геохимического опробования: 1—1 : 500 000 (1 проба на 25 км²), 2—1 : 200 000 (1 проба на 4 км²), 3—1 : 50 000 (4 пробы

на 1 км²); 4 — участки детальных геолого-геохимических исследований без площадного опробования; 5 — геохимические профили.

мации, фации осадочных пород, зоны гидротермального метаморфизма, отдельные блоки и структуры, в которых одна формация находится на разных ступенях метаморфизма или в разной тектонической обстановке и т. д. В зависимости от материала могут ставиться и более частные задачи (геохимическая характеристика конкретной интрузии, гидротермально-метасоматического процесса или изучение геохимических характеристик объектов с целью их корреляции). Общее число таких объектов зависит как от детальности формационной основы, так и от степени геохимической изученности геологических образований.

Результаты анализов группируются по выделенным объектам и обрабатываются на ЭВМ по соответствующим программам (статистики, факторный анализ и др.). Полученные данные просматриваются с целью объединения геохимически сходных объектов (геохимических типов), при этом учитываются как уровень (градиент) концентрации, так и структура геохимической связи в каждом объекте.

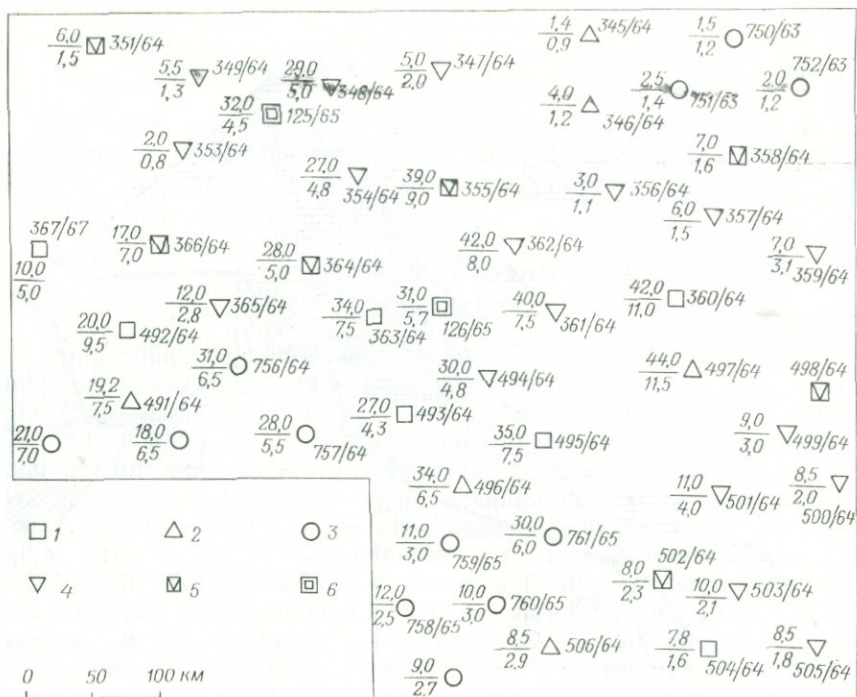


Рис. 13. Пример составления карты опробования горных пород в масштабе 1 : 50 000.

1—3 — пробы горных пород из: 1 — коренных обнажений, 2 — элювиально-делювиальных отложений, 3 — скважин; 4 — точки наземных гамма-спектрометрических измерений; 5 — точки наземных гамма-спектрометрических измерений, в которых производился отбор проб из горных пород; 6 —

места отбора минералогических проб (масса 5—20 кг). Цифры слева от условных знаков — содержание в породах, $\mu\cdot 10^{-4}\%$; в числителе — тория, в знаменателе — урана; цифры справа — в числителе номер пробы, в знаменателе год отбора ее.

Количество геохимических типов ассоциаций элементов, несмотря на множество природных объектов, ограничено. Эмпирические данные показывают, что при обилии частных различий они могут быть объединены в несколько крупных групп, различающихся главными тенденциями распределения и поведения в земной коре. Такой наиболее общей, фундаментальной тенденцией, свойственной всем типам пород, является разделение элементов на три крупных геохимических ряда: литофильные, сидерофильные и халькофильные. Однако в конкретных формациях и комплексах пород поведение отдельных элементов не остается постоянным. Так, например, молибден в гипербазитовых формациях ведет себя как сидерофильный элемент, а в гранитоидных — как литофильный.

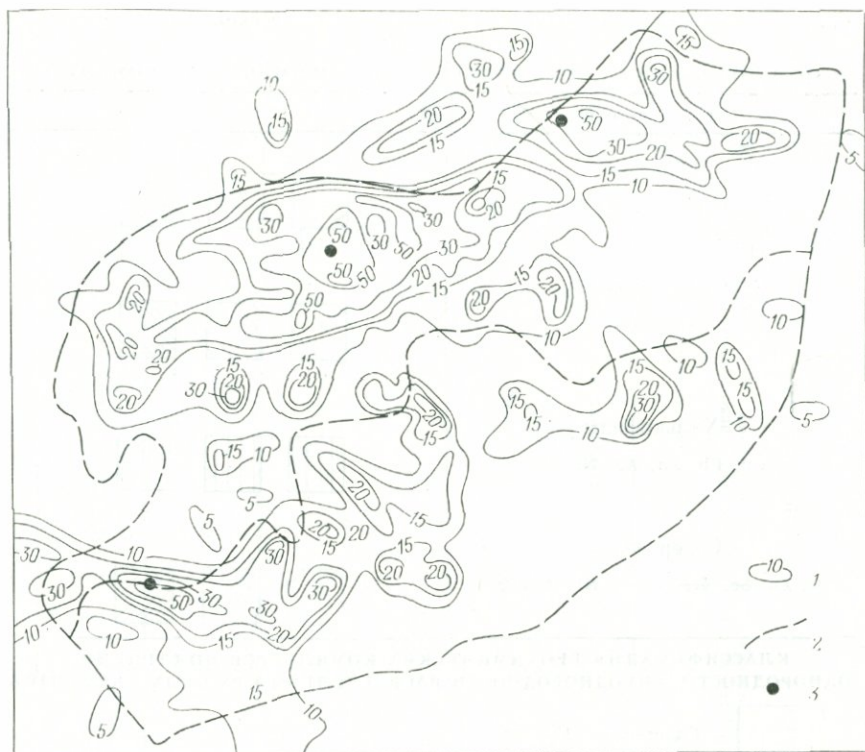


Рис. 14. Пример использования данных аэрогамма-спектрометрической съемки масштаба 1 : 25 000.

1 — изолинии концентрации тория, $n \cdot 10^{-4}\%$; 2 — границы двухфазного массива редко-металлических гранитов; 3 — месторождения редких элементов (Be, Li, TR).

Для отдельных видов пород с учетом установленных природных ассоциаций элементов могут быть выделены различные геохимические типы. Так, для магматических пород можно наметить следующие типы:

1) ультрабазитовый сидерофильный, характеризующийся антагонизмом Mg, Ni, Co, Cr к Ti, V, Ca, а также преимущественным накоплением первой ассоциации;

2) диоритовый сидерофильный с проявлениями антагонизма Mg, Ca, Fe, Ni, Cr, Co, Ti, V к Ba, K, Be при отсутствии четко выраженной группы накопления;

3) гранитоидный смешанный, характеризующийся антагонизмом Mg, Fe, Cr, Ti, Na, Sr к Ba, K, Be, Pb при преимущественном накоплении элементов второй подгруппы;

4) щелочной смешанный с проявлениями антагонизма Na, Al, Zr, Nb к Si, Mg, Fe, K.

Рис. 15. Фрагмент легенды к прогнозно-геохимической карте масштаба 1 : 200 000.

ТИПЫ АССОЦИАЦИЙ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГЕОХИМИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ
















Группы элементов	<1,5	1,5—2,5	>2,5
Литофилы Rb, Ba, Sr, Y, Zr, Ta, Nb, Mo, V			
Оксихалькофилы Sn, Pb, Ga			
Халькофилы Cu, Pb, Zn, Ag, Ni, Co			
Сидерофилы V, Zn, Se, Ti, Cr, Co, Ni, (Cu), Fe			










КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПО СТЕПЕНИ ОДНОРОДНОСТИ — НЕОДНОРОДНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

	Однородные ($V_x < 50\%$)
	Неоднородные ($V_x = 50 \div 70\%$)
	Контрастные ($V_x > 70\%$)




АНОМАЛИИ

Типы аномалий	Знак на карте
Геохимические, $>x + 3S$: в коренных породах в рыхлых отложениях	
Гидрохимические, мг/л	
Магнитные, 10^{-6} э	
Радиометрические, 10^{-6} рад/ч	

Рудоносная формация		Рудная формация		Место-рождения	Рудопроявления	Точки минерализации
		По ведущей минеральной ассоциации	По важнейшим рудным элементам			
Магматическая	Габбро-анортозитовая	Халькопиритовая	Медная			
	Щелочно-габброидная	Ванадиевая титаномагнетитовая	Ванадий-железо-титановая			
Метамагматическая	Гранит-пегматитовая	Кварц-полевошпатовая (керамическая)				
		Мусковитовая				
		Колумбитовая	Танталовая			
		Ортитовая	Редкоземельная			
Гидротермально-метасоматическая	Плутоногенная Скарновая	Магнетит-халькопирит-сфалеритовая	Железо-медно-цинковая			
		Магнетит-сфалерит-касситерит-халькопиритовая	Оловянно-железо-медно-цинковая			
		Шеелитовая	Вольфрамовая			

Рудоносная формация		Рудная формация		Место-рождения	Рудопроявления	Точки минерализации
		По ведущей минеральной ассоциации	По важнейшим рудным элементам			
Гидротермально-метасоматическая	Плутоногенная Альбититовая	Танталитовая	Танталовая			
	Грейзеновая	Молибденит-кварцевая	Молибденовая			
	Вулканогенная Пропилитовая	Серно-колчеданная	Серная			
		Сфалерит-галенитовая	Цинково-свинцовая			
Метаморфическая	Железисто-кварцитовая, гнейсо-сланцевая	Серно-колчеданная с сульфидами в углеродистых сланцах	Ванадий-молибден-серная			

ВЕДУЩИЕ ГРУППЫ ЭЛЕМЕНТОВ РАЗЛИЧНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ

-  Литофильные (Li, W, Mo, Ta, Nb)
-  Халькофильные (Cu, Zn, Ag, Pb, Sn, Sb)
-  Сидерофильные (P, Ti, Fe, Cu, Ni, V, Au, CO, Cr)

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ РУД

Руды	Кларковые концентрации элементов							Знак на карте		
	Fe	Ti	P	Cu, Ni, Nb	Mo, Zn, Sn, Pb	W, Cr	Sb	Халькофильные	Литофильные	Сидерофильные
Бедные и убогие	<8	<20	>150	100	200—500	1100	20 000			
Рядовые	8—11	20—25	150—500	100—300	500—2000	1000—4000	20 000—100 000			
Богатые	>11	>25	>500	>300	>2000	>4000	>100 000			

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Типы геохимических зон		Литофильные			Халькофильные			Сидерофильные		
С четко выраженной линейностью	Без четко выраженной линейности	Слабо дифференцированные	Дифференцированные	Интенсивно дифференцированные	Слабо дифференцированные	Дифференцированные	Интенсивно дифференцированные	Слабо дифференцированные	Дифференцированные	Интенсивно дифференцированные
Геохимическая провинция										
Геохимический блок										
Геохимическая зона										

Для осадочных пород выделяется неупорядоченный терригенный смешанный тип, наследующий различные ассоциации первичных магматических и метаморфических пород, и хемогенный, в котором происходит разделение элементов по принципу их подвижности в гипергенной обстановке. К терригенному типу близки породы регионально-метаморфизованных комплексов, а к хемогенному — гидротермальные метасоматиты. В пределах каждого типа выделяются свои подтипы. При составлении поэлементных геохимических карт каждому геохимическому типу (подтипу) ассоциаций присваивается свой цвет: сидерофильной ассоциации — синий, халькофильной — зеленый, литофильной — красный, а типам и подтипам — различные оттенки того или иного цвета в зависимости от их принадлежности к классам.

Для каждой устойчивой геохимической ассоциации рудных элементов вычисляются значения коэффициента их накопления R [185]*, показываемые на карте интенсивностью закрашки. По размеру этого параметра в заданных градациях (см. рис. 11) выделяются формации, обладающие геохимически положительной специализацией (рис. 15). Кроме абсолютного содержания рудных элементов важным показателем геохимической специализации является неоднородность распределения металлов в геологической формации или комплексе пород, указывающая преимущественно на интенсивность проявления значительных процессов перераспределения [115, 133, 155].

Геохимическая неоднородность оценивается суммарным коэффициентом вариации содержаний элементов, вычисленным для природных ассоциаций элементов, размахом кларков концентраций элементов в геологической формации и индикаторными отношениями (см. рис. 11). На прогнозно-геохимической карте геохимическая неоднородность показывается цветной штриховкой разного наклона. По значениям этих параметров выделяются однородные, слабо и максимально дифференцированные (неоднократно) геохимические комплексы и формации (см. рис. 11).

Кроме геохимических комплексов и формаций на картах показывают зоны интенсивного перераспределения элементов. Выделяются эти зоны путем картирования мультипликативных и аддитивных ореолов ассоциативных групп элементов, выявленных методом многократной корреляции или факторным анализом, а также путем составления поэлементных карт по наиболее важным для каждого конкретного района рудным элементам и последующего наложения этих карт друг на друга. Как показал опыт построения поэлементных карт, содержание рудных элементов в пределах некоторых рудоносных зон лишь не-

$$* R = 1/n \sum_{i=1}^n (\bar{x}_i/K); \quad (41)$$

$$V_{\Sigma} = 1/n \sum_{i=1}^n V_i. \quad (42)$$

значительно отличается от геохимического фона пород, и недостаточное внимание к слабым геохимическим аномалиям может привести к пропуску этих зон.

Важные прогнозные и поисковые параметры геохимических карт — локальные концентрации рудных элементов, выявленные при геологической, металлометрической и гидрохимической съемках. Для получения дополнительных сведений о наличии локальных концентраций элементов могут быть использованы материалы по магнитным, радиоактивным и другим аномалиям, а также данные шлиховой съемки и др. (см. рис. 15).

Месторождения и проявления полезных ископаемых выносятся на геохимическую карту с учетом их генезиса, типа рудовмещающих и рудных формаций, масштаба оруденения, ведущей ассоциации элементов и степени их концентрации в рудах для халькофильных, литофильных и сидерофильных элементов (см. рис. 15).

§ 3. Методика составления прогнозно-геохимических карт и их интерпретация

Комплексная интерпретация полученных данных и геохимическое районирование требуют всестороннего анализа минералогическо-геохимической, геологической и геофизической информации и сводятся в конечном счете к выделению специализированных на отдельные рудные элементы формаций и комплексов пород, а также геохимических аномалий (областей, зон, ореолов) с оценкой их металлогенической значимости.

При определении геохимической специализации горных пород в первую очередь необходимо учитывать масштаб проявленных процессов обогащения минеральных образований рудными элементами по отношению к кларку в земной коре. Эта геохимическая специализация (специализация первого рода) является важнейшим показателем и необходимым условием формирования рудоносных и рудных формаций определенного типа, а также специализированных блоков земной коры.

Вторым важным условием определения геохимической специализации горных пород является выделение среди высококларковых геохимических районов тех из них, в которых развиты горные породы, содержащие рудные элементы в повышенных количествах (по отношению к данному типу пород) и в такой форме, при которой металлы способны вовлекаться в последующее перераспределение при наложении различного рода эпигенетических процессов (геохимическая специализация второго рода). Таким образом, под геохимической специализацией второго рода понимается то специфическое распределение повышенных содержаний металла в породе, которое обеспечивает

существование значительной его доли в миграционноспособном состоянии, приводящем к накоплению металла в наиболее поздних продуктах дифференциации или мобилизации при наложенных процессах. Для оценки геохимической специализации второго рода используются параметры, характеризующие геохимическую неоднородность, такие как разрыв характерных корреляционных связей в ассоциативных группах, высокие коэффициенты вариации рудных элементов, контрастность коэффициентов накопления, ассоциативность групп элементов, относительно большой объем геохимически специализированных пород с указанными параметрами.

Эти два рода геохимической специализации и учитываются в первую очередь при установлении геохимически специализированных комплексов пород, областей и зон. С учетом геохимического фона рудных элементов и степени неоднородности их распределения выделяют три группы геохимических областей и зон (слабо дифференцированные, дифференцированные и интенсивно дифференцированные), которые в свою очередь в зависимости от ведущей ассоциации элементов в качестве специализированных подразделяются на литофильные, халькофильные и сидерофильные (см. рис. 15) или соответствующие промежуточные типы.

Внутри геохимических областей выделяются зоны привноса—выноса и перераспределения элементов, возникшие в результате проявления эпигенетических процессов. При выявлении этих зон, имеющих важное прогнозно-металлогеническое значение, учитывается вся имеющаяся геолого-геохимическая информация как по распределению рудных элементов в породах, так и по результатам металлотрического, гидрогеохимического, шлихового и других видов опробования, по локальным концентрациям рудных элементов. Такие зоны обычно тяготеют к системам глубинных и региональных разломов и должны быть увязаны с геофизическими данными.

В целом может быть намечена такая последовательность работы над геохимической картой масштаба 1 : 200 000:

- 1) построение карт: геологической (на формационной основе) и эпигенетических изменений, результатов опробования;
- 2) определение объектов исследования (формации, комплексы горных пород, отдельные структуры, играющие определенную металлогеническую роль, зоны гидротермально-метасоматических изменений);
- 3) группировка проб с результатами опробования по выбранным объектам;
- 4) расчеты статистических параметров распределения элементов;
- 5) определение природных ассоциативных групп элементов;
- 6) вычисление коэффициентов накопления ассоциативных групп элементов, коэффициентов вариации по этим же группам,

а также определение градаций указанных коэффициентов, необходимых для разбраковки формаций;

7) заполнение геохимической легенды фактическим материалом;

8) интерпретация полученной геохимической и петрохимической информации для выделения однородных (неспециализированных), специализированных и максимально специализированных геологических формаций;

9) составление карт аддитивных или мультипликативных ореолов по выделенным ассоциативным группам элементов и моноэлементных карт важнейших металлов;

10) анализ карт для выделения зон привноса—выноса рудных элементов;

11) показ на карте металлометрических, гидрохимических, радиоактивных, магнитных аномалий, шлиховых ореолов, месторождений, рудопоявлений и точек минерализации;

12) вынесение на карту геохимической информации (раскраска карт);

13) комплексная интерпретация всех полученных данных;

14) геохимическое районирование с целью металлогенического прогноза.

Примеры составления поли- и моноэлементных геохимических карт среднего и крупного масштабов для различных типов оруденения приведены в третьей части книги (см. рис. 30, 31).

Последовательность и методика составления крупномасштабных геохимических карт несколько отличны от таковых для карт среднего масштаба, что вытекает из различия решаемых с их помощью задач (см. часть I, гл. 1). На крупномасштабных картах не приводятся сведения о фоновом распределении элементов в геохимически однородных участках. Эти данные даются либо в зарамочном оформлении, либо в тексте в виде таблиц, графиков, диаграмм. Это все в значительной мере разгружает карты и позволяет наиболее полно и наглядно показать на них только те участки, где первично-конституционное распределение элементов (или их групп) нарушено, т. е. зоны привноса и выноса, а также первичные геохимические ореолы рудных полей и отдельных месторождений.

В качестве исходных документов обязательны карты-накладки для каждого из определяемых элементов с вынесением содержаний в точках пробоотбора. Только анализ таких карт, а не просмотр ведомостей анализов позволяет исключить химические элементы, не образующие геохимических аномалий.

При изображении геохимических аномалий сочетают два следующих принципа. Первый заключается в необходимости сравнения аномалий с переменным от объекта к объекту геохимическим фоном. Порядок аномалий определяется степенью превышения содержания элемента над местным фоном. Аномалии нулевого порядка выделяются по ряду коррелирующих проб

каждая из которых в отдельности не превышает среднего содержания в породе x более чем на $1-3$ средних квадратических отклонений ($1-3S$). Содержания $\bar{x}+3S \leq x_i < \bar{x}+5S$ относятся к аномалиям первого порядка; $x_i \geq \bar{x}+5S$ — к аномалиям второго порядка (рис. 16).

Второй принцип заключается в обязательном отображении содержания элемента для всех аномалий как площадных, так и точечных. Если для аномалий нулевого и первого порядка содержание элемента особого значения не имеет, а главными являются сам факт аномальности и степень отличия от фона, то для аномалий второго порядка гораздо важнее знать не степень концентрации, а непосредственно содержание элемента. По этой причине нецелесообразно выделение градаций более высоких порядков, в которых содержания элементов уже близки к промышленным. Аналогично выделяются и отрицательные аномалии, но порог чувствительности анализов часто не позволяет их зафиксировать.

Кроме геохимических аномалий на картах полезно показать так называемые зоны преимущественного привноса (выноса) химических элементов, которые выделяются либо по слабо повышенным (пониженным) содержаниям их в подавляющем большинстве проб, либо по серии сближенных в этом контуре геохимических аномалий. Подобная операция позволяет также получать ценную информацию об элементах, обнаруживаемых из-за низкой чувствительности анализа только в небольшом количестве проб (например, мышьяк, серебро, вольфрам, висмут). Часто эти пробы располагаются в пространстве вполне закономерно.




Простейшим методом составления полиэлементных карт являются наложение (совмещение) моноэлементных (см. рис. 16, 30, 37). Содержания элементов на таких комплексных картах уже не показываются, а степень концентрации отражена, так же как и на моноэлементных картах, штриховкой и дублируется размером символов элементов. При этом контуры аномалий отдельных элементов обобщаются и огрубляются. Естественное желание составителя показать максимально подробно внутреннюю структуру геохимических аномалий должно быть ограничено требованиями наглядности и читаемости карт, цель которых — изобразить наиболее общие закономерности распределения главных геохимических ассоциаций. При необходимости всегда есть возможность вернуться к моноэлементным картам, где отражены все необходимые детали в распределении каждого из элементов.

В случае перегруженности следует составлять отдельные карты для ведущих групп элементов, например для редких и цветных металлов, литофильных или халькофильных элементов и т. д. (см. рис. 30). Наиболее просты и наглядны полиэлементные карты-накладки на прозрачной бумаге, хотя их можно

а

Порядок аномалий	Площадные аномалии	Точечные аномалии	Точечные аномалии на дайках
Нулевой $\bar{x} + S \leq x_i < \bar{x} + 3S$			
Первый $\bar{x} + 3S \leq x_i < \bar{x} + 5S$			
Второй $x_i \geq \bar{x} + 5S$			

б

Порядок аномалий	Площадные аномалии	Точечные аномалии	Точечные аномалии на дайках
Нулевой $\bar{x} + S \leq x_i < \bar{x} + 3S$			
Первый $\bar{x} + 3S \leq x_i < \bar{x} + 5S$			
Второй $x_i \geq \bar{x} + 5S$			

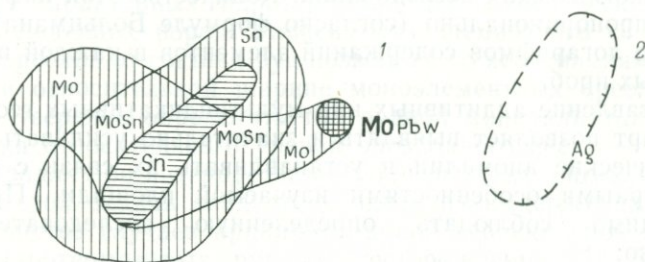


Рис. 16. Условные обозначения к крупномасштабным моноэлементным (а) и полиэлементным (б) геохимическим картам-накладкам.

1 — точечная аномалия II порядка по молибдену, I порядка по свинцу, нулевого по вольфраму; горизонтальная штриховка соответствует площадной аномалии I порядка по олову, вертикальная — нулевого

порядка по молибдену и олову; 2 — зона привноса серебра, в которой заметно повышено среднее содержание элемента, либо сгруппированы его многочисленные аномалии.

составлять и на геологической основе. Однако использование геологической основы чаще всего приводит к перегрузке геохимических карт и к тому же сопровождается такими техническими сложностями, как размножение основы, раскраска и т. п.

Еще большая степень обобщения информации свойственна схемам геохимической зональности, на которых могут быть показаны только самые общие закономерности соотношений геохимических ассоциаций. Способы их изображения в достаточной мере произвольны и определяются конкретной ситуацией. Так, при ведущей роли линейных разрывных нарушений очень удобно выносить на такие схемы только осевые линии геохимических аномалий в соответствии с их вытянутостью и с учетом расположения локальных максимумов. Эти линии, накладываясь одна на другую и продолжая друг друга, трассируют крупные рудоподводящие и рудоконтролирующие структуры (см. рис. 29). В случае, если преобладают аномалии кольцевой или изометричной формы, принцип изображения зональности может быть иным, а в ряде случаев схемы зональности вообще могут не составляться, так как главные закономерности вполне отчетливо устанавливаются и на полиэлементной карте (см. рис. 37).

Специализированные полиэлементные геохимические карты можно составлять, используя принцип суммарного или мультипликативного эффекта коррелирующихся аномальных геохимических сигналов (см. часть I, гл. 4). В этом случае оконтуривание зон привноса на геохимических картах (см. рис. 34, 35) при помощи одной обобщенной величины позволяет выразить в компактном виде большую часть информации, полученной в результате геохимических исследований. Количество этой информации прямо пропорционально (согласно формуле Больцмана) произведению логарифмов содержаний элементов в каждой из исследованных проб.

Составление аддитивных или мультипликативных геохимических карт позволяет выявлять и значительно усиливать слабые геохимические аномалии и устанавливать их связь с геологическими особенностями изучаемой площади. При этом необходимо соблюдать определенную последовательность, а именно:

- 1) выделить группы элементов-индикаторов, характерные для изучаемой площади (методом главных компонент, многократной корреляции и др.);
- 2) вычислить суммарный или мультипликативный эффект комплекса информативных элементов в каждой изученной пробе и вычертить на геологической основе аномальные значения этого эффекта, которые определяются по стандартной методике, описанной в первой части книги (см. гл. 4);
- 3) определить ассоциации типоморфных элементов и их спутников для каждой локальной аномалии, для чего могут быть

использованы информативные критерии Стюдента и Готтелинга или показатели зональности, предложенные С. В. Григоряном и другими исследователями.

Вычисление показателя зональности P_3 вручную просто и вполне корректно. Он представляет собой отношение площадной продуктивности каждого из элементов в данной геохимической аномалии к сумме продуктивностей всех элементов (по существу, это относительная площадная продуктивность элемента):

$$P_3 = H_i \left| \sum_{i=1}^n H_i. \right. \quad (43)$$

При расчете продуктивности ореолов среднее аномальное значение нормируется по фоновому содержанию элемента. По А. А. Саукову [147], важной характеристикой аномалии является коэффициент аномальности — отношение среднего содержания элемента в аномалии к его фоновому содержанию. Полученные одним или другим способом ассоциации вписываются в контур каждой аномалии, наиболее типичные элементы пишутся крупнее (см. рис. 34, 35).

При интерпретации геохимической информации необходимо обратить внимание на следующие признаки аномалий: элементный состав, предполагаемый тип рудной минерализации, размеры, зональное расположение элементов относительно уровня эрозионного среза, контрастность аномалии. Рудогенная природа геохимической аномалии определяется степенью контрастности, продуктивности, комплексностью состава и пространственной связью с зонами повышенной проницаемости, тектонических нарушений и характерных гидротермально-метасоматических изменений вмещающих пород. Зависимость элементного состава и ширины ореолов от состава руд позволяет по ассоциациям в аномалиях и относительной ширине моноэлементных ореолов достаточно уверенно определять тип рудной минерализации.

Оценка относительного уровня эрозионного среза — одна из главных задач при интерпретации геохимических аномалий. При решении этой задачи следует исходить из выдерживающегося в большинстве случаев принципа единой вертикальной зональности гидротермальных рудных месторождений [51, 55, 112]. В качестве оценки относительного уровня эрозионного среза используется коэффициент зональности k_3 (табл. 14), который представляет собой отношение мультипликативных эффектов надрудных и подрудных элементов-индикаторов:

$$k_3 = \frac{\prod_{i=1}^n c_i \text{ (надрудные)}}{\prod_{i=1}^n c_i \text{ (подрудные)}} \quad (44)$$

ТАБЛИЦА 14

ЗНАЧЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ЗОНАЛЬНОСТИ k_3 ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ УРОВНЕЙ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА ЭНДОГЕННОГО ОРЕОЛА

Уровень эрозионного среза ореола	k_3	Зона эндогенного ореола	k_3
Надрудный	10 000	Собственно надрудная	>10 000
		Переходная надрудная	10 000—1000
Рудный	10 000—0,1	Собственно рудная	1000—1
		Переходная подрудная	1—0,1
Подрудный	<0,1	Собственно подрудная	<0,1

Выбор элементов для расчета коэффициента зональности осуществляется на основе предварительно установленных закономерностей и количественной характеристики по вертикальным разрезам эндогенных ореолов эталонных месторождений изучаемого типа оруденения. Это позволяет более определенно интерпретировать положение и перспективность полиэлементных аномалий. В случае, если эталонные месторождения не изучались, для оценки перспектив геохимических аномалий районов сульфидных гидротермальных месторождений можно использовать индикаторное соотношение, предложенное С. В. Григоряном [52, 53]:

$$k_3 = \frac{\text{Ag} \cdot \text{Pb} \cdot \text{Zn}}{\text{Cu} \cdot \text{Co} \cdot \text{Bi}}.$$

Иногда вследствие совмещения в пространстве различного по составу и условиям локализации оруденения возникают сложные полиформационные (телескопированные) ореолы. Для их предварительного изучения необходимо использовать методы корреляционного анализа.

Прогнозирование предполагаемых масштабов оруденения — самая сложная задача при оценке геохимических аномалий. Несмотря на очевидную зависимость параметров геохимических ореолов от масштаба оруденения, влияние геологических, геохимических и многих других факторов очень усложняет ее. Это вынуждает привлечь результаты геофизических и других видов геологических исследований для комплексной оценки аномалий при количественном прогнозировании в данном масштабе.

§ 4. Специализированные прогнозно-геохимические карты

Наряду с приведенными выше способами построения общих ПГК в последние годы Г. Т. Скубловым и другими разработана методика построения специализированных прогнозно-геохимических карт. Специфика их заключается в том, что на них показываются в основном ассоциации-коррелянты и ассоциации-антагонисты изучаемой группы рудных элементов. При этом прежде всего исследуются ассоциации элементов, связанные с эпигенетическими процессами, которые и привели к рудообразованию. Методика предусматривает использование обратной задачи метода главных компонент, поэтому она ориентирована на широкое применение ЭВМ при построении геохимических карт. Составным элементом автоматизированной системы обработки геохимических данных является фактографическая информационно-поисковая система [107].

В основе предлагаемого подхода лежит положение об ассоциациях химических элементов. В результате действия любого из геолого-геохимических факторов все элементы разделяются на две или три группы. Элементы первой группы, которые обнаруживают положительные корреляционные связи между собой и концентрации которых зависят от интенсивности проявления данного фактора, объединяются в ПГА. Элементы второй группы, которые не коррелируют с элементами первой группы и содержание которых не зависит от интенсивности проявления рассматриваемого фактора, являются индифферентными и не выделяются в полиэлементную ассоциацию. Третья группа, присутствие которой не обязательно и которая объединяет элементы, обнаруживающие отрицательные корреляционные зависимости с элементами первой группы, рассматривается как антагонистическая ПГА.

Необходимость и важность изучения ПГА, связанных с определенными процессами, можно показать на следующих примерах. Известно, что при изучении магматического процесса обнаруживается тенденция накопления цинка в породах среднего и основного состава, в то время как содержание свинца возрастает от основных пород к кислым, т. е. цинк является антагонистом свинца. Однако в гидротермально-метасоматическом и особенно в рудном процессах пути миграции свинца и цинка совпадают, что устанавливается по положительным коэффициентам корреляции между ними.

Противоположные соотношения наблюдаются у калия и урана, которые являются элементами-коррелянтами в магматических и антагонистами в эпимагматических процессах. Из этих примеров следует, что необходимо разделять содержание эле-

ментов в породах минимум на две составляющие — син- и эпигенетическую.

Таким образом, для построения специализированной полиэлементной геохимической карты необходимо установить главнейшие типы геолого-геохимических процессов, влияющих на распределение и миграцию элементов, выявить ПГА, связанные с определенными процессами, разложить концентрации всех элементов во всех пробах на две (или более) составляющие, рассчитать соответствующие параметры ПГА и откартировать их по площади.

На ПГК находят отражение следующие геохимические параметры: а) связанный с определенным геолого-геохимическим процессом; этот параметр дает количественную характеристику степени насыщенности образца или пробы горной породы элементами данной ПГА; б) отражающий степень неоднородности распределения химических элементов в одной или нескольких ПГА; в) указывающий на характер изменения структуры корреляционных связей между химическими элементами как внутри ПГА, так и между различными ПГА.

Построение специализированных ПГК проводится в три этапа:

- 1) предварительный статистический анализ;
- 2) составление частных карт для различных геохимических параметров;
- 3) построение сводной и специализированных карт.

На первом этапе обычными методами многомерной статистики проверяется гипотеза об однородности всех геохимических совокупностей, количество которых при площадных исследованиях обычно варьирует в пределах от 50 до 400. В результате геолого-геохимического анализа пробы включаются в новую выборку или при бимодальном распределении из одной совокупности формируются две выборки. Анализируются причины появления аномальных проб и бимодальности распределения. Далее по усредненным содержаниям элементов в выборках, рассчитанным с учетом законов распределения элементов, методом главных компонент устанавливаются ведущие ПГА, а по значениям факторов, характеризующих эти ПГА, путем построения факторных диаграмм классифицируются геохимические совокупности. При этом особое внимание уделяется установлению взаимосвязей между геологическими параметрами (формационная принадлежность, тип пород, вид гидротермально-метасоматических преобразований и др.). По результатам расчета различных вариантов сочетаний геохимических выборок и комбинаций химических элементов по характеру изменения их концентраций, геохимических параметров ПГА и структур корреляционных связей между элементами выделяют главнейшие геохимические типы пород и проводят классификацию геохимических процессов.

Существенную помощь на первом, предварительном, этапе исследований может оказать использование методов кластерного анализа, построение карт тренд-поверхностей и знаковых моделей моноэлементных геохимических карт. Геолого-геохимический анализ последних обязателен, так как на этих картах наиболее выпукло отражаются закономерности пространственного распределения элементов. В ряде случаев полезным оказывается построение знаковых моделей карт для различных индикаторных геохимических отношений. Весьма перспективным представляется составление карт коэффициента перераспределения химических элементов при гидротермально-метасоматических преобразованиях пород. На этих картах выделяются зоны привноса и выноса химических элементов, имеющих исключительно важное значение для прогнозно-металлогенических исследований [107].

Опыт работ показывает, что число типов геохимических систем ограничено и, по-видимому, находится в пределах первых десятков. Например, для магматических пород выделяются три геохимических типа: 1) ультрабазитовый, для которого характерен антагонизм Mo, Fe, Cr, Co, Ni по отношению к ассоциации Si, Al, Ca, Ti, P, Be, V и др.; 2) габбро-гранитный, в котором Si, K, Rb, Nb, Be являются антагонистами Al, Mg, Ca, Fe, Cr, Ti, V, Sr, Sc, Cu, Zn и др.; 3) нефелин-сиенитовый, для которого характерен антагонизм Na, Al, Nb, Ta, Zr по отношению к Si, Mg, Fe, K и др. [150]. Среди осадочных пород выделяются терригенный, наследующий ассоциации магматических пород, каолиновый и карбонатный типы. Более сложная и разнообразная картина наблюдается в метаморфических образованиях, гидротермально-метасоматических и рудных системах. В пределах каждого типа можно выделить свои подтипы.

Следует подчеркнуть, что дальнейшая математическая обработка производится раздельно для каждого типа геохимической системы. Методами факторного анализа рассчитываются геохимические параметры ПГА, которые статистически отвечают значениям соответствующих факторов метода главных компонент. В том случае, если второстепенные факторы не получают однозначной геохимической интерпретации, с помощью обратной задачи факторного анализа рассчитываются «дельты» содержаний элементов, которые являются результатом действия всех второстепенных факторов. При специализированных геохимических исследованиях допускаются варианты усечения признакового пространства или набора геохимических совокупностей в сводной выборке.

Конечным результатом предварительного статистического анализа является классификация геохимических выборок, установление главнейших геохимических типов пород, выявление для них ведущих ПГА и получение формул для расчета геохимических параметров.

Второй этап — построение частных ПГК, включающих карты содержаний элементов в ПГА, коэффициента дисперсности [8], структур корреляционных связей. Первые карты характеризуют уровень накопления химических элементов в ПГА. Как правило, выделяются один-два фактора, связанных с сингенетическими процессами, и два-три фактора, обусловленных эпигенетическими процессами. Карты коэффициента дисперсности, характеризующие степень неоднородности распределения химических элементов в породах, составляются как для элементов одной ПГА, так и для «дельт» содержаний различных групп элементов. Карты структур корреляционных связей составляются для набора ПГА, для «дельт» и для содержаний химических элементов методом скользящего окна, обычно объединяющего 30—100 проб.

В результате второго этапа исследований устанавливается связь частных ПГК с особенностями геологического строения, геофизическими полями, геохимическими аномалиями и металлогенией района. Это позволяет определить значимость различных геохимических параметров для отображения различных геологических процессов. Анализ карт структур связей элементов позволяет провести геохимическое районирование территории.

Третий этап — построение сводной и специализированной ПГК. По результатам предыдущего этапа исследований составляется легенда к полиэлементной карте. Вся геологическая нагрузка на ней показывается литологическими знаками, гидротермально-метасоматические изменения — цветными знаками и штриховкой, контуры геохимических аномалий — цветными изолиниями, проявления полезных ископаемых — крупными цветными знаками в соответствии с общепринятыми обозначениями, а вся геохимическая нагрузка — цветом. Например, для фемафильной ПГА габбро-гранитной серии можно использовать бледно-зеленый цвет, для гомеофильной — серый, для фельсифильной — желтый, для параметров метасоматических процессов используются яркие цвета. Интенсивность цвета указывает уровень концентрации элементов в ПГА. Допускаются варианты отображения двух и трех ПГА полосчатой закраской. Поля с повышенными и пониженными значениями коэффициента дисперсности оконтуриваются цветными линиями соответствующих ПГА. Яркими жирными линиями показываются границы геохимических зон и районов. Пример использования предложенной методики приведен в третьей части книги (см. гл. 2).

ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНО РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАНЫМ

При составлении геохимических карт определяющим является принцип тесной взаимосвязи и взаимообусловленности формирования геохимического фона элементов в горных породах и процессов рудообразования [115, 126, 133, 155], которые представляют собой частный случай направленной миграции рудных элементов и в благоприятных условиях приводят к их концентрации. Анализ данных о геохимическом фоне рудных элементов литосферы, включающем более 99% общего количества металлов [111], свидетельствует о сложном характере их распределения в минеральном веществе земной коры, которое определяется химическими свойствами элементов (внутренние факторы миграции) и особенностями среды минералообразования (внешние факторы миграции). Совокупность внутренних и внешних факторов миграции определяет не только уровень содержания элементов и неоднородность их распределения, но и наличие их закономерных ассоциаций. В общем случае распределение рудных элементов в минеральном веществе земной коры — результат суммирования всего комплекса геологических процессов, принимающих участие в формировании горных пород и в последующем их преобразовании.

В зависимости от соотношения процессов рассеяния и концентрации химических элементов геологические процессы, участвующие в формировании вещественного состава земной коры, могут быть разделены на следующие три группы.

1. Главные породообразующие экзогенные (седиментогенез) и эндогенные (магматическая деятельность и ультраметаморфизм) процессы, с которыми связано формирование преимущественно равномерно рассеянного геохимического фона рудных элементов с относительно невысокой степенью их концентрации (коэффициент концентрации до 50—60) в геохимически специализированных комплексах пород. Концентрация химических элементов, к которой приводили сингенетические процессы, достаточна для формирования рудных скоплений металлов с высоким кларком ($0, n-n\%$). Типичными примерами подобных концентраций являются месторождения железа (железистые кварциты), алюминия (латеритные коры выветривания), марганца (кремнистые марганцевые осадки), фосфора (фосфориты).

2. Эпигенетические, наложенные, экзогенные (инфильтрация подземных, вадозных, вод) и эндогенные (инфильтрация ювенильных и иных растворов, гидротермальный метасоматизм)

процессы, обусловленные деятельностью просачивающихся через горные породы растворов при различных температуре и давлении. С наложенными процессами связаны максимальная концентрация редких и рассеянных элементов (Mo, Au, Ta, As, V и др.), достигающая 1000 единиц и более, и формирование главных типов их промышленных месторождений.

3. Промежуточные (подготовительные) процессы (региональный, контактовый и дислокационный метаморфизм, изохимические процессы выветривания и др.), с которыми связано существенное изменение форм нахождения рудных элементов и небольшое по интенсивности, но иногда значительное по масштабам перераспределение металлов.

Главные пороодообразующие (сингенетические) и подготовительные процессы играли решающую роль в формировании геохимической зональности земной коры, в создании благоприятной среды для последующего перераспределения металлов и развития эпигенетических процессов рудообразования для основной части рудных элементов.

В различных типах геологических структур в зависимости от особенностей их развития можно выделить один или несколько ведущих процессов, оказывающих решающее влияние на формирование регионального геохимического фона геологических формаций. Так, в пределах щитов определяющими являлись процессы седиментогенеза и магматизма, регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, а также тектоно-магматической активизации [169, 186]. В пределах фанерозойских складчатых областей геохимическая специализация геологических формаций связана главным образом с проявлением сингенетических (осадконакопление, магматизм) процессов, а также с развитием регионального и контактового метаморфизма [115, 126, 133, 157]. В чехле платформ поведение металлов определялось широкой гаммой процессов осадочного цикла, таких как седиментогенез и диагенез (экзодиагенез), эпигенез, гипергенез и начальные стадии метаморфизма.

Сингенетические процессы миграции рудных элементов, сопровождавшие осадконакопление и магматизм, определяли формирование геохимического фона горных пород и геологических формаций. С ними связано формирование главнейших типов геохимических провинций и областей. Эпигенетические процессы перераспределения элементов приводили к образованию главнейших типов рудных формаций и таких локальных подразделений, как геохимические (металлогенические) зоны, узлы, районы и др.

Закономерное сочетание в тектонических структурах геологических и рудных формаций, различающихся масштабом, содержанием и соотношением рудных элементов, позволяет выделить несколько соподчиненных типов геохимических и соответствующих им металлогенических подразделений (табл. 15)

Т А Б Л И Ц А 15

ИЕРАРХИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

Геохимические подразделения	Морфология и размеры	Геохимическая характеристика	Ведущие геологические процессы	Геологические структуры	Металлогенические подразделения*
Пояса	Преимущественно линейно вытянутые, протяженность 500—1000 км	Повышенное содержание рудного элемента (или групп рудных элементов) в структурно-формационных комплексах	Осадконакопление, магматизм	Складчатые системы, подвижные пояса, обрамленные платформ, рифтовые структуры и др.	Пояса
Провинции	Линейно вытянутые и изометрические, протяженность 200—500 км и более	Повышенное содержание рудных элементов в геологических формациях и неоднородное распределение металлов ($V_{\Sigma} > 40 \pm 50\%$)	Осадконакопление, эпигенез осадков, магматизм, региональный метаморфизм, гидротермальный метасоматоз	Складчатые области, части платформ и др.	Провинции
Области	Преимущественно изометрические, площадь $n \cdot 10^5$ км ² и более			Срединные массивы, активизированные части платформ и др.	Области
Зоны	Линейно вытянутые, протяженность 50—300 км	Резко контрастное распределение рудных элементов ($V_{\Sigma} > 50\%$) за счет нарушения первично-конституционального содержания и связей элементов	Гидротермальный метасоматоз вдоль зон глубинных разломов	Системы зон глубинных разломов, вулканические гряды и др.	Зоны
Блоки	Преимущественно изометрические, площадь $n \cdot 10^4$ км ²		Эпигенетические инфльтрационные процессы, гидротермальный метасоматоз	Части срединных массивов, складчатые структуры, части артезианских бассейнов, блоки фундамента	Блоки
Районы	Преимущественно изометрические, площадь $n \cdot 10^2 - n \times 10^{-3}$ км ²	Наличие зон привноса элементов на геохимических барьерах	Гидротермальный метасоматоз	Узлы пересечения зон разломов, вулканические центры, апикальные части интрузий и др.	Узлы (рудные), районы
Полосы	Линейно вытянутые, протяженность 10—50 км		Эпигенетическая инфльтрационная деятельность подземных вод	Границы выклинивания зон пластового окисления в артезианских бассейнах и др.	Полосы (рудные)

* Металлогенические подразделения охватывают обычно лишь часть соответствующих геохимических подразделений.

Геохимические провинции и области, являющиеся главным объектом изучения при составлении обзорных и мелкомасштабных геохимических карт, прослеживаются в пределах отдельных геосинклинальных и складчатых областей, авлакогенов, щитов, платформ и их частей. Примером геохимических провинций и областей могут служить Предуральская меденосная провинция, Прибалтийская комплексная провинция, Центральнo-алданская железорудная область, альпийская металлогеническая провинция Средиземноморского металлогенического пояса и др.

Для геохимических провинций и областей с повышенным первичным содержанием металлов в отдельных типах геологических формаций, как правило, характерны процессы перераспределения и концентрации рудных элементов, связанные с подготовительными и рудообразующими процессами. Эти процессы проявлены в более локальных проницаемых структурах, где формируются аномальные геохимические зоны.

Аномальные геохимические зоны, являющиеся объектами изучения в процессе проведения работ по составлению геохимических карт средних и детальных масштабов, локализованы в отдельных структурных зонах геосинклинальных, складчатых и платформенных областей в связи с развитием наложенных (эпигенетических) процессов главным образом в пределах геохимически специализированных провинций и областей.

Результаты региональных геохимических и металлогенических исследований, в том числе совместных опытно-методических работ ВСЕГЕИ (СССР) и Комитета по геологии (НРБ), показали, что при оценке роли различных процессов в формировании геохимического облика горных пород и при выяснении потенциальной рудоносности структур наряду со средним содержанием рудных элементов не менее важным показателем является степень дифференцированности, контрастности, распределения элементов. При геохимическом районировании геологических структур в развитие принципов выделения геохимических провинций и зон, ранее предложенных А. Е. Ферсманом [179], А. А. Беусом [12] и другими исследователями, положены помимо данных о средних содержаниях химических элементов степень дифференцированности вещества литосферы или контрастность распределения металлов в минералах, горных породах и геологических формациях.

Исходя из решающего значения степени геохимической дифференцированности вещества земной коры при формировании рудных месторождений под геохимической провинцией и областью предлагается понимать такой крупный геоструктурный элемент земной коры, вещество которого характеризуется специфическими особенностями и (или) степенью геохимической дифференцированности, запечатленными в содержании и в соотношении петрогенных и редких элементов.

Дифференцированность (контрастность) распределения рудных элементов проявляется в минеральных объектах различной сложности. Так, на уровне минералов интенсивная дифференцированность вещества фиксируется по наличию собственно минеральных форм нахождения рудных элементов в избыточных количествах, способных вовлекаться в перераспределение. На уровне горных пород она выражена в возникновении геохимически специализированных комплексов (включая метасоматиты и другие производные эпигенетических процессов), обогащенных рудными элементами. В геологических формациях она устанавливается по резкому увеличению неоднородности распределения металлов и проявлению геохимических эпох накопления рудных элементов.

На основании количественных и качественных критериев, прежде всего геохимического фона элементов, степени неоднородности их распределения и направленности миграции, в пределах щитов, складчатых областей и чехлов платформ выделяются три главных типа геохимических провинций и областей: слабо дифференцированные, дифференцированные и интенсивно дифференцированные (табл. 16). Они в свою очередь могут быть подразделены на несколько типов в зависимости от геохимической специализации и типа геологических процессов, ответственных за миграцию химических элементов.

Слабо дифференцированные геохимические провинции и области характеризуются пониженными или близкими к кларку содержаниями металлов, равномерное распределение и поведение которых тесно связано с главными петрогенными компонентами пород. В пределах Советского Союза области развития кремнистых отложений чехла Западно-Сибирской платформы, а в Болгарии флишеидные формации докембрия Родопского массива являются примерами слабо дифференцированных геохимических областей на все или практически на все рудные элементы.

Регионы с различным уровнем эрозионного среза и разной мощностью гранитно-метаморфического слоя в некоторых случаях являются слабо дифференцированными на одни группы элементов и дифференцированными на другие. Так, в пределах щитов блоки с широким развитием высокометаморфизованных пород гранулитовых комплексов иногда дифференцированы в отношении сидерофильных элементов, но слабо дифференцированы в отношении литофильных, содержание которых зачастую ниже их кларков. Типичными примерами таких геохимических областей являются Среднебугская и Кольско-Беломорская области, специализированные на железо и никель. Имеются и обратные примеры регионов, в пределах которых повышенными содержаниями и контрастностью распределения обладают преимущественно литофильные элементы при пониженном содержании остальных групп — это Восточно-Приазовская область и др.

Типы провинций		Группы ведущих элементов	Содержание рудных элементов
Слабо дифференцированные	Экзогенные	—	Ниже кларка или близко к нему
	Эндогенные		
Дифференцированные	Сингенетические экзогенные	Fe, Mn, Al, P Cu, Se U, V, Pb, Ni	Значительно выше кларка ($>10K$) в отдельных типах осадочных формаций 2—3 K в отдельных типах магматических формаций с обогащением краевых частей интрузий
	Сингенетические эндогенные	Fe, Ti Ta, Nb, Zr Mo, W, Sn Ni, Co, Cu Li, Rb, Cs и др.	
	Эпигенетические экзогенные	Cu, Se, V, U Mo, Au и др.	
Интенсивно дифференцированные	Эпигенетические экзогенные	Cu, Se, Re, Pb Se, U, Mo	Высокое ($10K$) содержание металлов в рудоносных осадочных формациях Выше кларка в метасоматитах и отдельных типах осадочных и магматических пород
	Эпигенетические эндогенные	Ni, Co, Cu Mo, W, Th, Sn Ta, Nb, Zr Pb, Zn, Cu и др. Au	

Дифференцированные геохимические провинции и области во всех типах структур характеризуются наряду с общим слабо дифференцированным фоном элементов наличием одной или нескольких групп геологических (осадочных, метаморфических или магматических) формаций, первично обогащенных рудными элементами. Подобного рода провинции и области, а также зоны располагаются в краевых частях платформ, в подвижных поясах с миогеосинклинальным режимом развития (приводившим к накоплению углеродисто-кремнистых, углеродисто-глинистых сланцев и т. д.), а также в областях развития зеленосланцевых поясов, систем трогообразных прогибов (с джеспилитами, конгломератами и др.). Повышенные содержания химических элементов в этой группе геохимических провинций и областей чаще

Степень однородности распределения рудных элементов (V_{Σ} , %)	Связь с петрогенными элементами	Форма нахождения рудных элементов в горных породах
Однородное ($V_{\Sigma} = 20 \div 30$)	Сильная положительная с Si, Ca, Al Сильная положительная с Si, K, Na	Преимущественно в породообразующих минералах
Относительно равномерное распределение ($V_{\Sigma} = 30 \div 50$) ($V_{\Sigma} = 40 \div 60$)	В области нормальных содержаний С SiO_2 , K_2O , Na_2O	Сорбированы углеродистым веществом и глинистыми частицами. Обломки акцессорных минералов Значительная часть рудных элементов (50%) в акцессорных минералах
Контрастное ($V_{\Sigma} = 50 \div 60$)	Первичная с SiO_2 , Al_2O_3 , со щелочами нарушена	Связаны с лимонитом и другими вторичными минералами. Собственные минералы
Крайне неоднородное в толщах песчаников, гравелистов и др. ($V_{\Sigma} \geq 50 \div 100$) Крайне неоднородное в метасоматитах ($V_{\Sigma} \geq 50 \div 100$)	Нарушена с Si, Co_{org} Первичная с петрогенными компонентами отсутствует	Сорбированные формы, микровыделения рудных минералов Локальные концентрации в виде микровключений рудных минералов и сорбированных соединений

всего связаны с воздействием какого-либо одного из ведущих геологических процессов. Примером рудных концентраций в дифференцированных провинциях и областях являются джеспилиты, золото-редкометалльные конгломераты, ультрабазиты с титаномagnetитовым оруденением и др.

Максимальная неоднородность в распределении рудных и других элементов в геологических формациях проявлена в интенсивно дифференцированных провинциях и областях и обусловлена, как правило, многократным наложением различных геологических процессов (сингенетических, подготовительных и рудоформирующих), при которых происходили мобилизация и перераспределение металлов в первично обогащенных ими осадочных, метаморфических и магматических образованиях.

Со степенью геохимической дифференцированности провинций, областей и зон тесно связана их металлоносность. Подавляющее количество мировых запасов полезных ископаемых сосредоточено в областях и провинциях интенсивно дифференцированных и дифференцированных, значительно меньше — в слабо дифференцированных. Очевидно, это связано с тем, что дифференцированные провинции и области соответствуют участкам земной коры, претерпевшим наиболее интенсивное и многократное проявление различного рода сингенетических и эпигенетических процессов, которые вели к концентрации металлов. К сингенетическим дифференцированным областям приурочены, как правило, промышленные месторождения рудообразующих элементов (Fe, Al, Mn и др.) с высоким кларком и убогие по содержанию микроэлементов рудоносные формации, такие как углеродистые сланцы с молибденом, мышьяком, свинцом, ванадием, медистые песчаники, редкометальные граниты и т. д.

Формирование комплексов пород, первично обогащенных редкими и рассеянными элементами, предопределяет появление геохимически специализированных блоков фундамента, в пределах которых в результате последующей активизации тектонических, магматических, метасоматических и инфильтрационных процессов происходила мобилизация металлов с низким кларком и образование их рудных концентраций.

Роль различных геохимических типов фундамента особенно отчетливо проявлена в металлогенической специализации геологических структур и формаций, возникавших в периоды тектонической и тектоно-магматической активизации. К сожалению, в литературе все еще встречаются выводы не только об автономности проявления процессов тектоно-магматической активизации по отношению к предшествующей истории геологического развития, но и о независимости металлогении таких зон от вещественного состава фундамента. Анализ региональных геохимических, минерало-геохимических и иных данных, выполненный Г. В. Ицкином [69], П. А. Строной [166], Т. В. Билибиной и др. [42], А. Д. Щегловым [186] и другими исследователями, а также геохимическое районирование этих структур убедительно свидетельствуют о заимствовании рудных элементов в зонах активизации из вмещающих переработанных и геохимически специализированных комплексов фундамента. В своей направленности тектоно-магматическая активизация как бы продолжает все усложняющийся процесс преобразования (дифференциации) вещества фундамента.

В эволюционном развитии Земли при формировании геохимически дифференцированных провинций и областей отчетливо фиксируются периоды (эпохи) усиленной миграции и концентрации рудных элементов, которые знаменуют становление геохимических и металлогенических эпох накопления рудных эле-

ментов. Взаимосвязь геохимических и металлогенических эпох накопления металлов достаточно подробно рассматривалась в работах Ю. А. Билибина, В. И. Смирнова, А. И. Семенова, А. И. Тугаринова и других исследователей. Следует лишь отметить, что появление в определенные периоды развития земной коры локальных рудных концентраций связано, как правило, с закономерным совмещением в пространстве одной или нескольких сингенетических эпох накопления металлов и последующих эпох эпигенетического их перераспределения. При этом для ряда элементов (главным образом, литофильных) первичными процессами накопления, начинающими дифференциацию вещества земной коры, являлись седиментационные, вслед за которыми проявлялись эндогенные процессы концентрации металлов. Последовательное развитие и наложение в пространстве этих эпох (сингенетических и эпигенетических), по существу, и предопределяло возникновение рудных скоплений металлов. Проявление геохимических эпох накопления в пределах отдельных сегментов земной коры было асинхронным, в связи с чем уточнение временных интервалов миграции и концентрации элементов в пределах конкретных регионов представляет большой интерес даже на стадии обзорных геохимических исследований.

Выделение на геохимических картах прямых и косвенных признаков признаков месторождений и прогнозирование на их основе потенциально рудоносных структур требует дальнейшего всестороннего анализа геохимической информации о пространственно-временных особенностях распределения и миграции элементов. Трудности такого рода анализа заключаются в том, что содержание химических элементов в горных породах обусловлено целым рядом факторов, главными из которых являются:

1) первичное рассеяние элементов, обусловленное процессами осадконакопления и магматизма;

2) перераспределение элементов в результате проявления наложенных подготовительных и рудоформирующих эндогенных и экзогенных процессов регионального, контактового, гидротермального метаморфизма и др.;

3) миграция элементов в зоне гипергенеза в результате процессов выветривания и воздействия подземных вод.

С каждой из этих групп процессов может быть связано формирование рудных скоплений и аномальных геохимических зон, прямых или косвенных признаков рудоносности. Выяснение индивидуального влияния каждого из этих факторов на формирование общей геохимической зональности и выяснение с учетом этих признаков рудоносности является главнейшей (по существу, конечной) задачей анализа геохимического материала.

В зависимости от масштаба исследований, особенностей геологического строения регионов и типов рудных формаций этот анализ преследует решение различных задач.

На обзорных и мелкомасштабных картах (масштаба 1 : 1 000 000; 1 : 2 500 000) основное внимание должно быть уделено выявлению косвенных геохимических критериев рудоносности крупных блоков земной коры на основе установления в их пределах повышенных региональных кларков химических элементов, специализации их на определенные ассоциации металлов, контрастного (неоднородного) распределения элементов в геологических формациях, избирательного накопления элементов в различные периоды (эпохи) геологического развития региона и т. д. Итогом работы является выделение геохимических и соответствующих им металлогенических провинций, областей и важнейших эпох рудообразования.

На среднемасштабных геохимических картах (масштаба 1 : 200 000; 1 : 500 000), составляемых для дифференцированных и интенсивно дифференцированных областей и провинций, главное внимание должно уделяться выявлению косвенных геохимических критериев рудоносности отдельных геологических структур. С этой целью на картах прежде всего выделяются геологические формации или отдельные разновидности горных пород, первично обогащенные одним или несколькими элементами, а также показываются наложенные типы геологических процессов, которые могли приводить к существенному перераспределению и концентрации прогнозируемых металлов. Далее эти данные используются при выделении площадей, перспективных для поисков сингенетических руд (осадочных или магматических), для выявления рудоперспективных структур, благоприятных для локализации, наиболее распространенной и сложной для поисков группы гидротермальных и других эпигенетических месторождений полезных ископаемых. Результаты геохимических исследований, проведенных на примере многих рудных районов, показывают, что наложенные процессы наряду с образованием месторождений и связанных с ними так называемых первичных ореолов в околорудно измененных зонах приводят к возникновению обширных геохимических полей (аномалий) с повышенными и пониженными содержаниями рудных элементов в горных породах. Такие обширные геохимические поля с резко неоднородным распределением рудных элементов могут быть классифицированы как зоны нарушения первично-конституционального распределения металлов. Важнейшими минералого-геохимическими признаками таких зон являются:

- 1) широкое развитие гидротермально-метасоматических и других измененных пород различных фаций. В таких породах очень часто проявлено нарушение нормального содержания и соотношения петрогенных элементов, прежде всего щелочей;

- 2) резкое увеличение степени неоднородного распределения рудных элементов, обусловленное повышенными (от нулевого до второго класса аномалий) и пониженными содержаниями

элементов в измененных породах, что находит отражение в увеличении коэффициента вариации содержаний элементов до 50—80% и более и в изменении закона их распределения;

3) наличие в породах ореолов повышенных содержаний элементов-спутников рудной минерализации. Набор этих элементов меняется в зависимости от характера наложенных процессов и типа оруденения;

4) изменение характера связей между элементами, их изотопами и ассоциациями элементов;

5) изменение формы нахождения элементов в горных породах.

Образование зон с нарушенным первичным распределением элементов, по существу,— следствие проявления одной из сторон рудного процесса, с которым наряду с формированием рудных скоплений связано более значительное по масштабам перемещение (рассеяние и концентрация) рудогенных элементов в горных породах. В металлогеническом отношении такие зоны соответствуют структурно-металлогеническим зонам и рудным районам.

Таким образом, в основе комплексного анализа геологических, геохимических, минералогических и других данных, отображаемых на среднемасштабных геохимических картах, лежит выделение зон нарушения первичного распределения элементов в горных породах, приводящих в благоприятных структурных и физико-химических условиях (в результате перераспределения металлов) к формированию руд. Примеры таких зон для различных типов руд применительно к разным тектоническим структурам описаны в третьей части книги.

Зоны нарушенного первичного распределения элементов исходя из их размеров (см. табл. 15) являются объектами геохимических исследований среднего масштаба. При крупномасштабных исследованиях в пределах этих зон выделяются участки, где проявился преимущественно привнос металлов (зоны привноса), и площади с относительно устойчивым балансом металлов (ненарушенные блоки, или целики). Реже удается зафиксировать участки, в пределах которых устанавливается локальный вынос элементов (зоны выноса). Первый и последний типы геохимических зон прослеживаются обычно вдоль тектонически ослабленных структур или в хорошо проницаемых образованиях по наличию ореолов повышенных и слабо повышенных содержаний элементов, нередко фиксируемых в разнообразных по составу и происхождению породах (так называемые сквозные зоны).

Зоны привноса по своей сущности соответствуют ореолу распространенности А. Е. Ферсмана [179] и вторичноналоженному ореолу эпигенетического рассеяния Н. И. Сафронова [146]. Термин «зона привноса элементов» является, на наш взгляд, наиболее правильным, так

как отражает генетическую сущность процесса формирования повышенных и аномальных концентраций элементов в горных породах, зонах окolorудных изменений и рудах. Сходство эпигенетических минеральных ассоциаций, одинаковый набор рудных элементов и близкие их соотношения, а также приуроченность к общим геологическим структурам свидетельствуют в большинстве случаев о едином источнике образования и генетическом родстве рудных скоплений металлов и ореолов их слабopовышенных содержаний во вмещающих породах.

На крупномасштабных картах (масштаб 1 : 50 000 и крупнее) основное внимание должно уделяться выделению зон привноса рудных элементов, которые, как показывает опыт, в десятки и сотни раз превышают размеры рудных тел и первичных ореолов. Именно их выделение имеет важнейшее значение при прогнозировании месторождений, так как подобные зоны фиксируют положение рудных узлов, полей и месторождений.

Глава 3

ИЗУЧЕНИЕ АССОЦИАЦИЙ ЭЛЕМЕНТОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРОГНОЗНО- МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ, ПОИСКОВЫХ И ОБЩЕГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Применительно к осадочным образованиям ведущие типы геохимических ассоциаций литосферы можно рассматривать в качестве системы эталонов, отражающих режимы механического или химического выветривания пород области питания, а также различные стадии перехода между этими режимами. В свою очередь характер выветривания пород водосборных площадей определяется палеогеографическими условиями осадконакопления, среди которых решающую роль играют климатический и тектонический факторы. Так, согласно Н. М. Страхову [165], мера активности тектонического режима эпохи седиментации находит отражение в степени расчлененности рельефа водосборной площади. При этом увеличение расчлененности рельефа ведет к относительному преобладанию механического выветривания над химическим, а пепеленизация — химического над механическим. Аналогично влияние и климатического фактора: зонам с аридным климатом в большей степени присуще механическое выветривание, а с гумидным — химическое.

Из сказанного следует, что сопоставление с эталонными геохимическими ассоциациями конкретных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, обстановки аккумуляции которых требуется уточнить, открывает пути для получения оценок климатиче-

ских и тектонических условий их формирования. Названные оценки могут быть дополнены определениями гидрохимических условий путем анализа положения бария и некоторых других элементов в рядах подвижности (барий резко снижает подвижность в соленых водах). Примерами таких исследований являются реконструкции климатических, тектонических и гидрохимических условий формирования докембрийских и нижнепалеозойских отложений Южного Казахстана [21], девонских, каменноугольных и пермских западной части Центрального Казахстана [25] и др. Наряду с исследованиями подобных образований, слабо измененных под влиянием наложенных процессов, проведен анализ типов ассоциаций и рядов подвижности элементов в метаморфизованных осадочных горных породах (парагнейсы Юго-Восточной Тувы [26], музкольский метаморфический комплекс Центрального Памира [27]). Обобщение полученных материалов позволяет прийти к следующим заключениям:

а) оценки палеогеографических обстановок, основанные на геохимических данных, не противоречат определениям режимов седиментации, базирующимся на геологических наблюдениях, и в ряде случаев позволяют уточнить результаты последних;

б) типы статистических связей между элементами в осадочных толщах не изменяются или изменяются в весьма слабой степени под влиянием процессов регионального метаморфизма. Разрушение этих связей происходит лишь в зонах ультраметаморфизма.

Полученные выводы позволяют отнести характеристики ассоциаций и рядов подвижности химических элементов к числу индикаторов климатических, тектонических и гидрохимических условий формирования осадочных и вулканогенно-осадочных отложений. Применение этих индикаторов представляется наиболее перспективным в области изучения неметаморфизованных толщ неясного генезиса и для выявления первичной природы метаморфизованных образований.

§ 1. Уточнение стратиграфического положения осадочных и вулканогенно-осадочных образований

Оценки обстановок формирования описываемых образований, полученные с помощью геохимических данных, могут быть использованы и для выявления или уточнения стратиграфической приуроченности исследуемых формаций, свит, горизонтов и т. п. Очевидно, применение этих оценок возможно в тех случаях, когда в сопоставляемых разрезах присутствуют толщи, существенно различающиеся по климатическим, гидрохимическим и другим

условиям осадконакопления. При переходе от одной толщи к другой характер связей между элементами должен закономерно изменяться, фиксируя соответствующую стратиграфическую границу.

Наряду с названным «косвенным» приемом решения вопросов стратификации (ассоциации элементов → условия формирования → стратиграфическое положение) установлена возможность применения «прямых» геохимических критериев стратиграфической принадлежности осадочных и вулканогенных образований. Конкретные геохимические ассоциации, обладая определенными чертами сходства с их ведущими типами, характеризуются применительно к каждому геологическому объекту «аномальным» поведением некоторой части химических элементов (вхождение определенных фемафилов в фельсифильные группы или фельсифилов в фемафильные, подвижных элементов в инертные группы и т. п.). В тех случаях, когда подобная специфичность геохимического облика распространяется без изменений на те или иные территории развития исследуемых толщ, возникает принципиальная возможность использования ее для оценок их стратиграфической принадлежности. Примерами подобных исследований являются сопоставления геохимических ассоциаций в пространственно разобщенных разрезах докембрия и нижнего палеозоя Южного Казахстана [21], девона, карбона и перми западной части Центрального Казахстана [25] и др.

Аналогичные результаты получены при изучении серий разрезов осадочных и вулканогенных образований, «проходящих» по простиранию через зоны различных стадий их метаморфизма (музкольский комплекс Центрального Памира [27]).

Сравнение соответствующих геохимических ассоциаций показало, что:

а) подавляющее большинство исследованных стратиграфических подразделений стабильно содержит специфические наборы связей между некоторыми элементами, достоверно отличающие эти толщи от расположенных выше или ниже по разрезу;

б) достоверность распознавания определенных стратиграфических подразделений не снижается в тех случаях, когда выше и ниже лежащие толщи сходны с выделяемой по литологическому составу и условиям формирования;

в) специфические типы связей между элементами, свойственные выделяемой толще, стабильно присутствуют в пределах ее границ в резко различающихся по литологическому составу породах;

г) специфические типы связей не изменяются или изменяются в слабой степени в зонах, где выделяемая толща в значительной степени изменена влиянием наложенных процессов.

Таким образом, типы рядов подвижности и ассоциаций химических элементов могут служить индикаторами стратиграфической принадлежности осадочных и вулканогенно-осадочных об-

разований, в том числе и метаморфизованных. Последнее обстоятельство имеет, по-видимому, особенно большое значение в связи с известными случаями неточностей, допускаемых при картировании и стратификации разновозрастных, но в разной степени метаморфизованных толщ.

§ 2. Определение металлогенической специализации осадочных и вулканогенно-осадочных образований

Оценка условий формирования осадочных и вулканогенно- осадочных образований в целях определения их потенциальной рудности

Приемы реконструкции древних обстановок седиментогенеза, основанные на изучении ассоциаций и рядов подвижности элементов, могут, очевидно, найти применение и при решении задач металлогенического плана. В первую очередь это относится к области прогноза таких стратифицированных месторождений полезных ископаемых, для которых факторами, контролирующими оруденение, являются палеогеографические условия бассейнов седиментации и прилегающих частей водосборных площадей. При прогнозной оценке осадочных и вулканогенных толщ на такие месторождения характеристики обстановок осадконакопления, основанные на геохимических данных, могут явиться дополнительными критериями потенциальной рудности.

Для изучения возможностей практического использования подобных характеристик были выбраны образования, оценки условий аккумуляции которых, являясь дискуссионными, имеют одновременно непосредственное поисковое значение. В результате анализа ассоциаций и рядов подвижности элементов в кремнистых толщах палеозоя Казахстана и Средней Азии и олигоценовых отложениях района Чиатурского месторождения было установлено, что в них встречаются горизонты как с типично «магматическими», так и с типично «осадочными» наборами связей между элементами. Анализ материала позволил сделать следующие заключения:

а) сходные по составу и внешнему облику потенциально рудоносные образования могут быть почти нацело сложены продуктами как глубокого химического выветривания пород области питания, так и механического выветривания или вулканиче-

ской деятельности (отметим, что изредка встречаются и «смешанные» разности);

а) вопросы происхождения подобных образований и связанных с ними руд следует, по-видимому, решать применительно к каждому геологическому объекту отдельно, причем существенную помощь при таких исследованиях может оказать изучение типов связей между химическими элементами.

Таким образом, ряды подвижности и ассоциации элементов можно отнести к числу показателей как условий формирования рудоносных отложений и руд, так и источников материала, слагающего эти отложения.

Выявление геохимических индикаторов оруденения

Процесс формирования некоторых типов стратифицированных месторождений сопровождается потерей полезным компонентом миграционных свойств, т. е. переходом главной массы этого компонента из растворов во взвеси. Очевидно, подобный подход должен проявлять себя в закономерных изменениях положения рудообразующего элемента в ряду подвижности и типов его связей с остальными элементами. Отсюда следует, что оценка рядов подвижности элементов и ассоциаций в потенциально рудоносных толщах может привести к выявлению новых геохимических индикаторов оруденения. Практическое значение таких индикаторов будет особенно важным, если они будут устанавливаться не только в пределах участков с повышенным содержанием полезного компонента, но и в «пустых» породах, окружающих оруденелые зоны.

В результате обработки геохимической информации, характеризующей заведомо рудоносные и безрудные образования, было установлено, что:

а) в отличие от безрудных в рудоносных породах во всех без исключения случаях полезный компонент резко изменяет свое обычное положение в миграционном ряду и переходит из ассоциации подвижных элементов в ассоциацию инертных;

б) мера инертности полезного компонента является геохимическим поисковым критерием, а мера его связи с подвижными и инертными элементами — количественным его выражением;

в) процесс перехода полезного компонента в состав взвесей выявляется в потенциально рудоносных осадочных толщах на участках, удаленных от зон распространения его повышенных содержаний.

Рудопроявления и месторождения сопровождаются ореолами, в пределах которых полезный элемент закономерно изменяет свои связи с остальными элементами; по своим масштабам подобные ореолы значительно превосходят участки с повышенными содержаниями рудообразующего элемента;

§ 3. Определение металлогенической специализации магматических образований

Известно, что процессы формирования месторождений некоторых полезных ископаемых, связанных с магматическими образованиями, сопровождаются обособлением рудообразующих компонентов от основной массы породы. Образование таких месторождений может, как и в случае с осадочными образованиями, сопровождаться закономерными изменениями типов связей между химическими элементами при переходах от безрудных разностей к рудоносным. Для проверки этого предположения были выбраны серии геологических объектов, заведомо содержащих и не содержащих различные типы оруденения: траппы Сибирской платформы [29], гипербазитовые массивы Печенгского района Кольского полуострова [30] и др. Исследование ассоциаций химических элементов в названных объектах позволило прийти к следующим выводам:

а) в отличие от безрудных в рудоносных породах во всех случаях полезные компоненты разрывают положительные связи с остальными элементами и слагают самостоятельную ассоциацию;

б) мера обособленности полезных элементов от всех остальных является, таким образом, геохимическим поисковым критерием, а знак и интенсивность вновь возникающих при этом связей служат количественной мерой этого критерия;

в) процесс обособления полезных элементов может быть выявлен в потенциально рудоносных магматических образованиях на участках, удаленных от зон распространения их повышенных концентраций.

Рудопроявления или месторождения сопровождаются ореолами, в пределах которых полезные элементы закономерно изменяют свое положение в ассоциациях. По своим размерам эти ореолы значительно превосходят площади распространения повышенных концентраций.

§ 4. Картирование геохимических индикаторов оруденения и выделение перспективных участков

Выводы, полученные в результате исследования геохимических индикаторов оруденения в осадочных и магматических образованиях, позволяют заключить, что картирование ассоциаций дает при поисковых работах много полезной информа-

ции. Под картированием ассоциаций можно понимать построение геохимических профилей или разрезов, на которых нанесены кривые изменения интенсивности связей между элементами, или геохимических карт, содержащих линии равных интенсивностей связей между химическими элементами (изокорреляты). Технически это реализуется сочетанием метода многократной корреляции с известными процедурами «скользящего окна» и тренд-анализа (соответствующие алгоритмы и программы для ЭВМ разработаны З. В. Агукиной и В. И. Мишиным).

Анализ материалов картирования, полученных на основании изучения ряда рудоносных территорий, позволил прийти к следующим выводам:

а) участки известных рудопроявлений или месторождений хорошо выделяются на картах и профилях по изолиниям связей полезных элементов или их спутников с подавляющим большинством остальных изученных химических элементов;

б) типы связей между элементами позволяют отличать на профилях аномалии, связанные с оруденением, от так называемых породных, определяемых повышениями фоновых содержания полезного элемента;

в) типы связей между элементами закономерно изменяются над участками рудопроявлений или месторождений и в тех случаях, когда на поверхности содержания полезных элементов не дают повышений или даже уменьшаются по сравнению с фоновыми. Это позволяет выявлять новые рудные залежи за пределами зон, обнаруживаемых по аномальным концентрациям рудообразующих элементов (последнее подтверждено результатами горных работ, рекомендованных на основании анализа карт изокоррелят);

г) для выявления новых рудных зон методом картирования ассоциаций могут быть использованы наряду с результатами опробования коренных пород данные литохимической, биогеохимической и других съемок.

Таким образом, накоплен фактический материал, свидетельствующий о том, что изучение рядов подвижности и ассоциаций химических элементов может повысить эффективность как общих прогнозных и металлогенических исследований, так и поисковых и разведочных работ.

**ПРИМЕРЫ
ИСПОЛЬЗОВАНИЯ
ГЕОХИМИЧЕСКИХ
ДАННЫХ
ДЛЯ РЕШЕНИЯ
ПРОГНОЗНО-
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ
И ОБЩЕГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ЗАДАЧ**

Глава 1

**ГЕОХИМИЧЕСКОЕ
РАЙОНИРОВАНИЕ
И ВЫДЕЛЕНИЕ
РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР
В МАСШТАБЕ 1 : 200 000**

Главными задачами геохимического районирования в указанном масштабе являются выделение и оценка геохимических признаков и критериев при прогнозировании месторождений полезных ископаемых, а также решение металлогенических (изучение источников рудного вещества, условий формирования рудоносных зон и др.) и общегеологических (корреляция, датировки возраста и др.) задач. Учитывая масштаб исследований, следует обратить внимание на принципиальное различие в прогнозировании сингенетических (преимущественно осадочных) и эпигенетических (преимущественно гидротермальных) месторождений.

При прогнозировании осадочных месторождений в данном масштабе перед геохимическими методами могут стоять задачи выявления прямых поисковых признаков месторождений (или групп месторождений), таких как месторождения железистых кварцитов, фосфоритов и т. п., оконтуривания бассейнов осадконакопления и т. д. При прогнозировании эпигенетических (гидротермальных) месторождений редких элементов чаще всего приходится ориентироваться на обнаружение косвенных признаков рудоносности. В связи с тем что выявить последние довольно сложно, ниже рассмотрены примеры среднемасштабных геохимических исследований применительно к прогнозированию эпигенетических месторождений, развитых в разных структурных обстановках.

§ 1. Складчатые области (Центральное Среднегорье и Центральные Родопы, НРБ)

Для проведения опытных работ по геохимическому районированию и выделению рудоносных структур на базе геохимической съемки коренных пород в масштабе 1:200 000 в условиях альпийских складчатых сооружений и автономно активизированных срединных массивов выбрана центральная часть Южной Болгарии. Рассматриваемая область находится в пределах «прародопской» части древнего докембрийского Фракийского срединного массива [19, 20].

Геологическое строение рассматриваемого района очень разнообразно. Здесь развиты магматические, метаморфические и осадочные породы (рис. 17—19; см. вкладку). Наиболее древней является флишoidная формация архея (?), состоящая преимущественно из биотитовых и двуслюдяных гнейсов, гранито-гнейсов, в меньшей мере из амфиболитов, сланцев и разнообразных мигматитов. Она характеризуется постоянством исходного состава и большим разнообразием продуктов ультраметаморфизма. Протерозойские(?) образования представлены двумя формациями. Нижняя, флишoidная (PR₁₋₂), состоит из биотитовых, мусковитовых и двуслюдяных гнейсов, метаморфических сланцев с прослоями амфиболитов и мраморов. Верхняя, карбонатная (PR₃), сложена преимущественно мраморами с прослоями сланцев. Все три осадочные формации докембрия метаморфизованы до амфиболитовой фации.

С осадочными докембрийскими образованиями пространственно связаны две магматические формации — ультрамафитовая и гранит-гранодиоритовая. Первая представлена метаморфизованными основными и ультраосновными породами, залегающими в большинстве случаев в виде мелких будинированных тел. Породы, слагающие гранит-гранодиоритовую формацию, очень широко распространены в пределах всей Южной Болгарии, где они известны под названием южноболгарских гранитоидов. Крупномасштабные исследования позволили выделить среди гранитоидов этой формации несколько плутонов, относящихся к трем интрузивным комплексам каледоно-герцинского тектоно-магматического цикла, среди которых наиболее широко распространены биотитовые граниты, в то время как двуслюдяные граниты, гранодиориты, кварцевые диориты и другие разновидности встречаются значительно реже.

Перечисленные выше пять формаций образуют нижний структурный этаж или фундамент рассматриваемого региона. В Центральном-среднегорском блоке на кристаллических сланцах залегают породы молассовой формации раннетриасового возраста, представленные характерными красными, реже серыми или

белыми конгломератами и песчаниками. В среднем и позднем триасе здесь формировалась карбонатная формация, сложенная известняками и доломитами. После продолжительного инверсионного периода, включающего юру и ранний мел, в Среднегорской зоне началось заложение верхнемеловой геосинклинали, в которой последовательно формировались породы осадочных, вулканогенно-осадочных и магматических формаций. Осадкоотложение началось с образования молассовой формации, состоящей из конгломератов, песчаников, мергелей, известняков и аргиллитов. Затем сформировалась терригенно-вулканогенная андезитовая формация, в составе которой наряду с песчаниками и мергелями значительную роль играют андезиты и их пирокластические разности — андезитовые туфы, туффиты и брекчии. Выше залегают образования базальт-андезитовой слабо дифференцированной формации, состоящие в этой части Среднегорья преимущественно из андезитов, андезито-дацитов, дацитов, андезито-базальтов и реже трахитов. В конце кампана завершается вулканическая деятельность и образуется флишоидная формация, сложенная песчаниками, мергелями, конгломератами и известняками.

С ларамийской фазой складчатости связывают образование габбро-монцосиенит-гранитовой формации, представленной трещинными плутонами в районе Софии и Пловдива и несколькими малыми телами в Родопском массиве. По составу формация пестрая: монциты, монцосиениты, сиениты, граниты, гранодиориты, диориты и габбро. Эта формация образует комагматичный ряд с базальт-андезитовой формацией.

Развитие региона в палеогене началось с образования в разрозненных бассейнах молассовой формации с широким ареалом распространения. Состав формации везде одинаков (конгломераты, песчаники, известняки, глины, угли и туфы), несмотря на то что во многих случаях связь между отдельными палеобассейнами не доказана. Вслед за молассовой в Восточных Родопах сформировалась терригенно-туфоандезитовая дифференцированная формация, сложенная песчаниками, известняками, туфами и туффитами, риолитами, дацитами, андезитами и андезито-базальтами. В то же самое время в Центральных Родопах образовалась чисто магматическая риолитовая формация, представленная исключительно кислыми вулканитами и их пирокластическими аналогами (риолиты, дациты, туфы).

Геологическое развитие региона завершается формированием молассовой формации, образование пород которой продолжается и в настоящее время. Она состоит из галечников, песков, песчаников, конгломератов, глин и углей.

В пределах рассматриваемого макета геохимической карты локализованы центральные части двух крупных морфоструктурных зон — Среднегорской и Родопского массива, продолжающихся на восток и на запад от рассматриваемого региона. Эти

зоны развиты по молодому альпийскому структурному плану и расположены в пределах докембрийского Фракийского массива [19, 20]. Эти две крупные структуры отличаются и по мощности земной коры, которая в Центральнородопском блоке составляет 39—42, а в Центральнородопском 44—50 км.

В Родопском массиве выделяются три главнейших структурных комплекса. Возраст наиболее древнего условно считается архейским. Породы этого комплекса слагают несколько поднятий: Маданско-Давидковское, Лясковское и Широколышское. Второй, протерозойский, комплекс представлен значительно шире: основными складчатыми структурами в центральной части Родопского массива, преимущественно антиклиналями и поднятиями, а также расположенными между ними синклинальными понижениями. В общей консолидации массива важную роль играли южноболгарские гранитоиды. Их внедрение привело к образованию дополнительных структур (поднятий): Барутин-Буйновской, Западно-Родопской и других. Третий, альпийский, комплекс представлен верхнепалеогеновой молассовой, терригенно-туфоандезитовой и вулканогенной риолит-дацитовой формациями, выполняющими тектонические понижения и грабены.

Брацигово-Доспатская вулканическая зона южнее г. Пазарджик, сформированная вдоль крупного меридионального разлома, разделяет рассматриваемую часть Родопского массива на два крупных блока. Западный блок интенсивно насыщен интрузиями, благодаря чему более поздние тектонические фазы в нем проявлены слабо. Здесь имеются только три значительных разлома — Доспатский, Настан-Хремштицкий и Бабяшко-Грашовский, правда, последний и не вызывал значительных смещений. В восточном блоке много зон разломов, это — Северо-Родопская, Оряховская, Михайловская, Забырдская, Широколышская, Лыкинская, Маданская. По ним в позднеальпийскую тектоническую эпоху произошли интенсивные (до нескольких километров) вертикальные перемещения, которые и сформировали современное мозаичное строение района. Наиболее интересная структура, образованная этими движениями, — Среднеродопский горст, заключенный между Широколышской и Забырдской зонами разломов. Разломы группируются в три основные системы: Берковская — 125, Твырдишская — 30—40 и Крайштинская — 160° [19, 20]. Расчленение Родопского массива на мелкие блоки — результат наложения густой сети разломов, развитых во всех основных системах Болгарии [19].

В Среднегорской зоне известны четыре наиболее крупные структуры: 1) Ихтиманский блок, расположенный северо-западнее г. Пазарджик, рассматривается как фрагмент Родопского массива и представляет собой горст-моноклинорий; 2) Среднегорский «антиклинорий» (в районе г. Копривштица) — одна из самых крупных положительных структур не только Среднегорья,

но и всей Болгарии. Ядро этой структуры представляет собой фрагмент Фракийского массива; 3) Танагюрская полоса, расположенная между двумя рассмотренными структурами в виде корытообразной геосинклинали; 4) Верхнефракийский тектонический ров — наиболее крупная отрицательная структура Среднегорья — заполнен палеогеновыми и неогеновыми осадками (район городов Пазарджик и Пловдив).

С юга Среднегорская зона отделяется от Родопского массива Марицким глубинным разломом (южнее Пазарджика и Пловдива), а на севере от Старапланинской (Балканской) зоны — Забалканским разломом. Эти два разлома предопределили основные направления разрывов в Среднегорье. Большинство из них сосредоточено по границам структур I порядка и в пределах Панагюрской полосы.

В металлогеническом отношении исследованная область является частью альпийской металлогенической провинции Средиземноморского металлогенического пояса. Согласно металлогеническому районированию Б. Богданова и других (1977 г.), находящийся на севере области Центральносреднегорский блок составляет часть Банат-Среднегорской металлогенической зоны медных и железорудных месторождений (Тимокско-Панагюрская подзона), относящейся к субпровинции Карпато-Балканской складчатой системы. Южная часть области входит в пределы Македоно-Родопской зоны полиметаллических месторождений, принадлежащей к субпровинции срединных массивов.

На рис. 17 рудные месторождения и часть рудопроявлений показаны согласно их принадлежности к соответствующим рудным формациям. При этом учитывались генетическая группа, класс рудных месторождений для гидротермальной группы, а также тип рудоносной метасоматической формации. Поскольку авторов настоящей работы интересовал прежде всего вещественный состав рудных месторождений, то рудные формации выделены по ведущей минеральной ассоциации и важнейшим элементам, естественно, с учетом геологических условий образования месторождений.

Горные породы Среднегорья и Центральных Родоп были опробованы по сети примерно 2×2 км. Пробы массой около 0,5 кг отбирались по методу конверта с площади 1 м². Все пробы были подвергнуты в лаборатории Комитета по геологии (София) приближенно-количественному анализу на 30 элементов: бериллий, барий, фосфор, марганец, свинец, цирконий, хром, галлий, молибден, никель, олово, ванадий, медь, титан, цинк, кобальт, скандий, иттрий, стронций, германий, таллий, ниобий, серебро, лантан, кадмий, вольфрам, мышьяк, висмут и индий. Неудовлетворительная чувствительность анализа на последние 10 элементов не позволила делать выводы относительно их распределения. В лаборатории ВСЕГЕИ (Ленинград) методом атомной абсорбции определялась также ртуть.

Результаты определений концентрации элементов обработаны на ЭВМ методами вариационной статистики, главных компонент, статистики по группам элементов и т. д. На основе этих данных составлена полиэлементная геохимическая карта (рис. 17). На карте показаны геологические формации, возраст и основные типы горных пород, месторождения полезных ископаемых. Коэффициенты накопления R элементов рассчитаны делением их медианных концентраций на кларк земной коры. Для преобладающей части элементов значения этих коэффициентов кларковые и нижекларковые. На этом фоне выделяются элементы со слабым (R до 1,5) и более контрастным ($R = 1,5 \div 5$) накоплением. Для характерных лито-, халько- и сидерофильных ассоциаций элементов, выявленных факторным анализом, подсчитаны средние арифметические значения коэффициентов накопления R , вариации V и относительного квартильного отклонения D_q . Эти три показателя послужили основой для выделения геохимически специализированных комплексов. Комплексы с коэффициентом накопления элементов от 1,5—2,5 определены как слабо специализированные, от 2,5 до 5 — как специализированные, а свыше 5 — как максимально специализированные.

По усредненному для групп элементов коэффициенту вариации и относительному квадратическому отклонению с учетом приближенно-количественного характера анализов дана следующая градация степеней однородности — неоднородности геохимических комплексов:

	$V, \%$	$D_q, \%$
Однородные	< 50	< 25
Неоднородные	> 50	> 25
Слабо дифференцированные	50—70	25—35
Дифференцированные	70—100	35—50
Интенсивно дифференцированные	> 100	> 50

На основании этого анализа выделены следующие геохимические специализированные комплексы:

а) слабо специализированный халькофильный неоднородный, слабо дифференцированный кристаллических сланцев (гнейсов и др.) архейского возраста (Центральнородопский—Среднегорский мегаблок) и лито-халькофильный того же возраста (Западно-Родопский блок);

б) слабо специализированный халькофильный неоднородный, слабо дифференцированный метаморфических пород протерозойского возраста (Западно-Центральнородопский блок);

в) слабо специализированный халькофильный (Среднегорский блок) и сидерофильно-халькофильный (Западно-Родопский блок) однородный гранодиоритовый палеозойского возраста, а также слабо специализированный лито-халькофильный дифференцированный палеозойских гранодиоритов (Центральнородопский блок);

г) кларковый интенсивно дифференцированный карбонатный комплекс триасового возраста;

д) слабо специализированный халькофильный неоднородный, слабо дифференцированный терригенно-вулканогенно-андезитовый позднемелового возраста (Центральносреднегорский блок);

е) слабо специализированный лито-халькофильный, дифференцированный флишеподобный и молассовый позднемелового возраста (Центральносреднегорский блок);

ж) кларковый лито-халькофильный дифференцированный габбро-монцосиенит-гранитовый позднемелового—палеогенового возраста (Центральносреднегорский блок) и слабо специализированный сидерофильно-халькофильный, слабо дифференцированный габбро-монцосиенит-гранитовый того же возраста (Западно-Родопский блок);

з) слабо специализированный лито-халькофильный, дифференцированный молассовый палеогенового возраста (Западно- и Центральнородопский блок);

и) специализированный сидерофильно-халькофильный, слабо дифференцированный терригенно-вулканогенно-андезитовый палеогенового возраста (Центрально- и Восточно-Родопский блок);

к) специализированный лито-халькофильный однородный (Западно-Родопский блок) и слабо дифференцированный (Центральнородопский блок) риолитовый палеогенового возраста.

В геохимической истории прослеживаются три эпохи.

1. Докембрийская — преимущественно сингенетического накопления рудных элементов (литофильных и халькофильных).

2. Палеозойская (?) слабого эпигенеза (этап) — в основном редкометальное оруденение, возможно служащее проявлением отраженной активизации палео-Родопского массива и связанное с развитием линейной эвгеосинклинали в Старопланинской зоне.

3. Позднеальпийская с двумя этапами интенсивного эпигенеза:

— верхнемеловым, связанным с развитием линейной эвгеосинклинали в Среднегорской зоне с типичным железо-медным оруденением и, по-видимому, с отраженной активизацией в пределах Родопского массива (редкометальное оруденение);

— палеоген-неогеновым, связанным с автономной активизацией Родопского массива, — свинцово-цинковое оруденение, телетермальная минерализация со фтором, сурьмой, ртутью и пр.

В геохимическом типе минерализации от докембрия до неогена наблюдается определенная последовательность, но с заметной эволюцией геохимических ассоциаций от халькофильно-сидерофильных к халькофильно-литофильным. Возможно, это обусловлено наращиванием толщи гранитового слоя и мобилизацией части рудного вещества на более высоких уровнях земной коры [87].

Анализ геохимических данных позволил выделить в пределах рассматриваемого макета (см. рис. 17, 18) следующие геохимические структуры.

I. Слабо специализированный халькофильный дифференцированный Панагюрский блок.

II. Слабо специализированный халькофильный дифференцированный Центральнородопский блок.

III. Слабо специализированный лито-халькофильный однородный фрагмент Центральнорудногорского блока.

IV. Слабо специализированный лито-сидерофильно-халькофильный однородный Западно-Родопский блок.

V. Слабо специализированную лито-халькофильную дифференцированную Северо-Родопскую зону.

Панагюрский геохимический блок

Этот блок включает Панагюрский рудный район. Он занимает площадь порядка 1000 км². В его пределах известно около 10 рудных месторождений и несколько десятков рудопроявлений. Ведущим металлом является медь, а характерные спутники — молибден, золото, серебро, селен, теллур, свинец, цинк, железо и др. Оруденение парагенетически связано с позднемеловой базальт-андезитовой и габбро-монцосиенит-гранитовой формацией. Главными рудными формациями являются молибденит-халькопиритовая (молибденово-медно-порфировая) с халькопиритовой (медно-порфировой) субформацией и пирит-халькопиритовая (медноколчеданная) формация. Наибольшее промышленное значение имеют месторождения первой формации. По типу вмещающих пород, соотношению меди и молибдена, характеру метасоматических изменений выделяются месторождения двух субформаций: 1) залегающие среди гипабиссальных интрузий (тип Медет); 2) залегающие в субвулканических породах (тип Асарел). На месторождении Медет установлены хлоритизация, эпидотизация и цеолитизация, в то время как для месторождения Асарел характерно образование вторичных алунитовых и диаспоровых кварцитов, монокварцитов и кварцево-серицитовых пород.

Месторождения пирит-халькопиритовой формации также имеют важное промышленное значение благодаря высокому содержанию в рудах меди и других элементов. Они тесно связаны с верхнемеловым осадочно-вулканогенным комплексом. Месторождения приурочены к трем субпараллельным вулканическим зонам северо-западного направления.

Образование месторождений произошло в течение двух этапов [41]: 1) первого, связанного с дацитовым вулканизмом, во время которого сформировались пиритовые залежи; 2) второго, обусловленного субвулканическими риодацитами, когда образовались медно-пирит-полиметаллические руды. Типоморфными

элементами являются медь, сера, железо, золото, серебро, селен, теллур, сурьма, мышьяк и др. Типичные окolorудные изменения — адуляризация, окварцевание, аргиллизация, хлоритизация, пиритизация. Медные месторождения Панагюрского района обособливаются в четырех рудных узлах: Златишском, Асарелском, Медетском и Южно-Панагюрском [87].

Геохимические исследования показали очень сложный характер геохимического поля в пределах этого района. Все месторождения и рудные узлы фиксируются контрастными комплексными положительными аномалиями и сопровождаются зонами выноса. Например, Златишский узел (B_2I) фиксируется аномалиями свинца, цинка, меди и висмута; Медетский (B_2II) — меди и молибдена; Асарелский (B_2III) — меди, молибдена, олова; Южно-Панагюрский (B_2IV) — меди, свинца, цинка, ванадия, марганца и молибдена. В целом геохимические аномалии таких элементов, как никель, кобальт, цинк, медь, ванадий, свинец, молибден, ртуть, группируются в геохимические полосы, внутри которых геохимическое поле интенсивно дифференцировано. Аномалии ртути имеют линейный характер, маркируют глубинные разломы, в основном связанные с проявлением магматической и гидротермальной деятельности. Всего в пределах геохимического блока выделено 17 полос северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений и 4 геохимических узла, приуроченных к пересечениям зон (см. рис. 18).

Наиболее интенсивно дифференцированной является полоса 5, пространственно совпадающая с развитием мелового вулканогенно-седиментационного комплекса пород и характеризующаяся также повышенным градиентом таких халькофильных элементов, как медь, молибден, ртуть, свинец, цинк, кобальт. В центральной части полосы 5 на пересечении ее с полосами 3, 4, 8 и 11 выделен Южно-Панагюрский геохимический узел, совпадающий с одноименным рудным узлом и характеризующийся максимальными концентрациями халькофильных элементов. В строении узла намечается определенная зональность: в его центральных частях размещаются аномалии меди и молибдена, а на флангах — цинка и свинца.

Наиболее дифференцированной полосой северо-восточного простирания является полоса 4. В пределах ее выявлены аномалии меди, цинка, свинца, мышьяка, висмута и ртути. Новым перспективным геохимическим узлом, выявленным в процессе составления карты, является Р-й узел, приуроченный к пересечению геохимических полос 4 и 5 и характеризующийся высоким градиентом меди, свинца и цинка.

Ведущими элементами являются для первой, восьмой и девятой полос цинк; для второй полосы — медь, кобальт, молибден и цинк; для третьей — бериллий, ртуть, цинк; шестой — медь, цинк, свинец. Наиболее слабо дифференцированные зоны — третья и седьмая. Остальные геохимические полосы

выделяются по одному-двум элементам. Такие литофильные элементы, как цирконий, иттрий, олово, не вписываются в рассматриваемые полосы, они образуют самостоятельные системы. Итак, для геохимических полос северо-восточного простирания более характерны кобальт, цинк, свинец и ртуть, а для северо-западных — медь, молибден, ртуть, висмут, свинец и цинк. Кроме упомянутых выше геохимических узлов П и М выделены Асарелский А, наиболее контрастные аномалии которого приурочены к юго-восточному флангу рудного поля Асарел, и Челопечский узел, наиболее характерным элементом которого является свинец.

Обращает на себя внимание закономерное размещение зон северо-восточного простирания, расположенных параллельно друг другу с шагом между ними 6—8 км.

Центральнородопский геохимический блок

Этот блок выделен южнее Марицкого глубинного разлома и совпадает по площади (более 1000 км²) с Центральнородопским рудным районом. Профиль блока — преимущественно халькофильный свинцово-цинковый. Здесь известны месторождения двух рудных формаций: гидротермальной жильной сфалерит-галенитовой и скарновой галенит-сфалеритовой. По геохимическим данным в пределах блока выделено 12 геохимических полос (см. рис. 18) северо-восточного, северо-западного, субширотного и субмеридионального простирания. Преобладающим элементом полос северо-восточного простирания является цинк, тогда как для северо-западных более характерны свинец и цинк. В субмеридиональных полосах преобладают аномалии свинца, цинка, меди, кобальта, олова, хрома и др. Субширотные полосы имеют характеристику, аналогичную северо-западным, но на отдельных участках появляются аномалии олова. Как и в Панагюрском блоке, геохимические узлы приурочены к пересечению геохимических полос разных направлений. Здесь выделены три геохимических узла: Маданский (В₃I), Давидковский (В₃II) и Лыкинский (В₃II), совпадающие с одноименными рудными узлами.

Маданский узел площадью около 200 км² включает 40 месторождений и несколько десятков рудопроявлений. Типоморфными элементами являются свинец, цинк, широко распространены медь, серебро, кадмий, висмут, галлий, мышьяк и кобальт; характерны высокий градиент свинца, цинка, высокие дисперсии меди, молибдена, никеля и кобальта.

Давидковский геохимический узел площадью около 140 км² характеризуется наличием 10 месторождений и нескольких рудопроявлений. Основные полезные компоненты руд такие же, как в пределах Маданского узла, но содержание их несколько

ниже. В Давидковском узле выявлены аномалии свинца и цинка, пониженный градиент меди и молибдена и несколько большая по сравнению с другими рудными узлами роль олова.

Наиболее слабые геохимические аномалии свойственны Лыкинскому рудному узлу (В₃II). Повышенным градиентом обладают лишь медь и цинк. Дифференциация геохимического поля здесь также слабая. В пределах рассматриваемого узла наибольший интерес представляет вновь выделенная геохимическая полоса 28, характеризующаяся контрастными аномалиями свинца, цинка, молибдена и меди, расположенная северо-восточнее Давидковского геохимического узла и продолжающаяся за пределы макета в направлении Тополово-Новаковского рудного поля.

Центральнорудногорский геохимический блок

В пределах макета рассматривается только западная его часть. Породы блока в целом характеризуются лито-халькофильным профилем и однородным распределением элементов. В его пределах выделены несколько оловянных аномалий, которые приурочены к палеозойским гранитоидам, а также ряд молибденовых и бериллиевых аномалий.

Западно-Родопский геохимический блок

Здесь рассматривается только его восточная часть. Это однородный сидерофильно-халькофильно-литофильный блок. Коэффициент накопления для пород разновозрастных комплексов различен, от нижекларковых, характерных для позднего протерозоя, до вышекларковых у риолитов олигоцена. Характерной особенностью как описываемого блока, так и всей территории южной части макета являются линейные ртутные аномалии северо-восточного и северо-западного простирания, подчеркивающие большую роль разломов этого направления. Весь блок пересечен этими аномалиями с шагом между ними 20—15 км. Особенно интенсивные аномалии находятся в северной части блока. В пределах описываемого блока выделены две геохимические полосы 25, 27, характеризующиеся аномалиями бериллия, молибдена, олова, меди, кобальта, свинца и цинка.

Северо-Родопская геохимическая зона

Породы в пределах зоны характеризуются слабой лито-халькофильной специализацией, дифференцированы. Зона хорошо прослеживается интенсивными линейными аномалиями свинца,

молибдена, цинка, олова, бериллия, ртути. В ее пределах известно несколько жильных флюоритовых месторождений и редкометалльных рудопроявлений. В Нареченском рудном поле установлены вольфрамовое рудопоявление шеелитовой формации, молибденовые месторождения Югово и рудопоявление Юговски Ханчета. Кроме того, здесь установлены висмут и в меньшем количестве свинец и цинк. Минерализация Нареченского рудного поля парагенетически связана с гранитоидами ларамийского возраста. Более молодыми, вероятно олигоценowymi, считаются телетермальные флюоритовые месторождения Михалковского рудного поля.

В пределах зоны с востока на запад роль халькофильных элементов несколько уменьшается, возрастает концентрация редких металлов. В центральной части зоны выявлены наиболее крупные аномалии бериллия, приуроченные к риолитам Брациговского прогиба.

По геохимическим, геофизическим, геологическим и дистанционным данным Панагюрский и Центральнородопский блоки резко отличаются от Западно-Родопского. Границей между ними служит линия Рудозем—Пазарджик, хорошо маркируемая аномалиями ртути.

Панагюрский и Центральнородопский блоки оформляют ясно выраженный геохимический пояс, который пространственно совпадает со Средецкой рудной дугой [197]. Геохимической особенностью этого пояса является обилие контрастных аномалий рудных элементов (свинец, цинк, медь, молибден и др.), часто сопровождаемых зонами выноса, халькофильной специализацией и неоднородностью распределения химических элементов в горных породах.

Известные внутри рудного пояса рудные поля и узлы также были подтверждены комплексными контрастными геохимическими аномалиями. Вместе с тем, несмотря на хорошую геологическую, металлогеническую и геофизическую изученность района, геохимическими исследованиями был получен и целый ряд новых данных, требующих всестороннего изучения.

Так, приуроченность большинства известных месторождений и рудных узлов к узлам пересечения геохимических зон позволяет в пределах Средецкого рудного пояса в качестве первоочередного поискового объекта выделить Южно-Панагюрский и Р-й геохимические узлы. Закономерное расположение геохимических зон с определенным шагом на местности и четким простираем позволяет более целеустремленно направить поисковые работы. Интересно и наличие контрастных аномалий на флангах рудных полей таких месторождений, как Асарел и Челопеч.

Принципиально новым для данного района является широкое развитие в его пределах субширотных лито-халькофильных геохимических аномалий, в том числе выделение Северо-Родопской

редкометальной геохимической зоны, на продолжении которой (за пределами макета) обнаружено редкометальное месторождение. Широко развиты в районе аномалии олова, заслуживает внимания и тесная пространственная связь некоторых аномалий олова и бериллия с палеогеновыми риолитами. Обнаружены четкие ртутные аномалии, по-видимому, трассирующие наиболее молодые разломы этой территории. Эти аномалии заслуживают дальнейшего изучения с точки зрения ртутной минерализации.

§ 2. Щиты (Северное Приладожье, СССР)

Северное Приладожье, располагаясь на юге Балтийского кристаллического щита, является частью Саво-Ладожской интрагеосинклинальной зоны протерозоя, которая в северо-восточной части граничит с Карельским срединным массивом, а на юге погребена под чехлом отложений Русской платформы.

В геологическом строении Северного Приладожья отчетливо выделяются два структурно-литологических яруса: нижний и средний. Нижний ярус представляет собой гранито-гнейсовый архейский фундамент песчаниковой формации (рис. 20; см. вкладку), обнажающийся в крупных куполовидных структурах размером от 2 до 25 км в поперечнике. Граница его с образованиями среднего яруса частично тектоническая и достоверно не установлена. Средний ярус сложен глубоко метаморфизованными сложноскладчатыми толщами сортавальской и ладожской серий, представленных карбонатно-амфиболовыми и граувакко-сланцевыми образованиями доломито-сланцево-диабазовой и песчанико-аргиллитовой (флишоидной) формаций. Все перечисленные образования прорваны гранодиорит-гранитами мигматит-гранитовой и мигматит-плагиогранитной формаций частично реоморфической природы, габброидами и гранитоидами габбродиорит-монзонит-гранитовой формации, аляскистыми гранитами лейкогранит-гранитовой формации, а на юго-востоке гранитами рапакиви. В районе широко развиты керамические пегматиты, реже встречаются редкометальные пегматиты, известен целый ряд проявлений черных, цветных и редких металлов.

Почти все выявленные к настоящему времени проявления олово-редкометальной и железо-полиметаллической минерализации тяготеют к площадям развития куполовидных структур и локализованы в пределах пород сравнительно маломощной толщи (300—350, редко 1000 м) доломито-сланцево-диабазовой формации. Железо-полиметаллическое и серноколчеданное оруденение носит стратиформный характер. В пределах Питкярантского рудного поля на скарновое железо-полиметаллическое оруденение наложено более позднее оловянно-редкометальное, развиты апоскарновые грейзены и альбититы.

Оловянно-редкометалльная минерализация известна также в связи с аляскитовыми гранитами северной части района, где локализована в пределах грейзенов и кварц-молибденитовых штокверков. Кроме указанных в районе известны проявления ванадистой титаномагнетитовой формации, генетически связанные со щелочными габброидами.

Анализ полиэлементной геохимической карты и других данных по пространственно-временным закономерностям распределения рудных элементов в Северном Приладожье дает основания для выделения на этой территории трех геохимических эпох:

- 1) протогeosинклинальной среднепротерозойской интенсивного сингенетического накопления рудных элементов;
- 2) протогeosинклинальной среднепротерозойской слабого сингенетического накопления и дальнейшего метаморфического (глубинного) перераспределения;
- 3) позднепротерозойской интенсивного эпигенеза.

Кроме того, на исследованной территории могут быть выделены две геохимически максимально специализированные формации: а) интрузивная лейкогранит-гранитовая литофильная (Sn, Mo, Pb) сильно контрастная; б) осадочно-вулканогенная доломито-сланцево-диабазовая сидерофильно-халькофильная (Cr, Cu, Pb, V, Co, Ni, Mo) сильно контрастная (см. рис. 20). Концентрация рудного вещества в них достаточно высокая, чтобы говорить не только о геохимической, но и о металлогенической их специализации. В пределах Северного Приладожья выделены также две геохимически специализированные формации: а) гранитов рапакиви литофильная (Mo, Sn, Nb, F) контрастная; б) габбро-диорит-монзонит-гранитовая сидерофильная (Cr, Cu, Mo, V, Ti) слабо контрастная. Общая площадь, занятая специализированными формациями, составляет 1000 км², или 20% площади Северного Приладожья.

Изучение распределения содержаний рудных элементов внутри формаций показало их значительную неоднородность. Так, было выявлено, что в пределах доломито-сланцево-диабазовой формации могут быть выделены два геохимически специализированных рудоносных уровня:

- 1) нижний, максимально специализированный халькофильный (Cu, Pb, Zn, Mo, Sn) сильно контрастный, приуроченный к скарнированным известнякам второй подсвиты питкьярантской свиты (мощность 10—200 м), рудоносность которого связана с наложенными процессами, вызвавшими скарнирование известняков;
- 2) верхний, максимально специализированный сидерофильно-халькофильный (Cr, Cu, Pb, V, Co, Ni, Mo) сильно контрастный, приуроченный к графито-слюдистым сланцам четвертой подсвиты питкьярантской свиты; рудоносность его связана с первичным хемогенно-сорбционным накоплением рудного вещества

в процессе интенсивной вулканической деятельности. Мощность урвня изменчива и колеблется от 10 до 200 м.

Геохимически специализированные интрузивные формации также неоднородны. В пределах формации гранитов рапакиви наибольший интерес представляет специализированный литофильный (Mo, Sn, Nb, F) контрастный комплекс лейкократовых альбитизированных гранитов третьей фазы, а в пределах габбро-монзонит-гранитовой формации — специализированный сидерофильный (Cr, Cu, Mo, V, Ti) слабо контрастный комплекс, связанный с наиболее основными разновидностями пород этой формации.

Выделенные урвни и специализированные комплексы занимают уже значительно меньшую площадь — около 300 км².

В то же время распределение рудных элементов по площади внутри специализированных горизонтов и комплексов также неравномерное. Это позволяет выделить на исследованной территории фрагмент Центральнокарельской провинции с Янисъярвинской сидерофильно-халькофильной зоной, два геохимически специализированных лито-халькофильных блока: Питкярантский и Рускеальский, семь геохимически аномальных зон и пять участков с первичным сингенетическим обогащением рудными элементами.

Центральнокарельская геохимическая провинция (см. рис. 20, I) находится севернее исследованной территории. В южной ее части выделяется Янисъярвинская сидерофильно-халькофильная дифференцированная зона. Наибольший интерес представляет юго-восточная часть зоны, где в пределах карбонатного горизонта градиент свинца и цинка значительно повышен.

Питкярантский лито-халькофильный интенсивно дифференцированный блок (см. рис. 20, II) изучен наиболее полно. Он занимает площадь около 580 км². Значительная его часть (380 км²) сложена двумя разными фазами гранитов рапакиви, является литофильной и слабо дифференцированной и характеризуется наличием ряда субширотных (восток-северо-восток) зон повышенного градиента литофильных элементов. В центральной части блока выделяется Кительско-Уксинская интенсивно дифференцированная зона, пространственно совпадающая с юго-западным экзоконтактом Салминского массива шириной 4—5 км. Южная часть зоны, приходящаяся на Питкярантское рудное поле, имеет литофильно-сидерофильно-халькофильный профиль, является интенсивно дифференцированной и характеризуется также достаточно интенсивным знакопеременным магнитным полем, тогда как магнитное и геохимическое поля в северной части зоны значительно спокойнее, а профиль зоны дифференцированный лито-халькофильный. В южной части зоны на площади 120 км² сосредоточены большинство месторождений и рудопроявлений

(около 30), многие аномалии и точки минерализации. К субширотным разломам (Кительскому, зоны Франциска, Хепоселька и Люпикко) тяготеют ряд геохимических аномалий и редкометалльные руды.

Большой интерес представляет Рускеальский литохалькофильный интенсивно дифференцированный блок (см. рис. 20, III), площадь которого около 1400 км². Внутри блока выделены три участка с повышенным сингенетическим обогащением, приуроченные к верхнему рудному горизонту: Рускеальский и Теръярвинский, объединенные в Кирьяволахтинскую зону, а также Варалахтинский с двумя наложенными литофильными геохимическими зонами субширотного простирания: Вахваярвинской и Центральной.

Кирьяволахтинская зона, приуроченная к северо-восточной части одноименной структуры, включает в себя два участка. Рускеальский участок вытянут в северо-западном направлении от пос. Рускеала до оз. Питкяярви. Максимальное содержание рудного вещества в графитовых сланцах участка отмечается в верхнем горизонте питкярантской свиты. Оно достигает значений, сопоставимых с содержанием рудного вещества в черных сланцах месторождения Оутокумпу (Финляндия). Высокие концентрации рудных элементов характерны и для слюдистых амфиболитов. В пределах участка наблюдается максимальная дисперсия распределений рудных элементов. Здесь в коренных породах известны 6 точек минерализации и два рудопроявления, 12 свинцовых, 7 оловянных, 6 серебряных, 4 медных аномалий, а также 4 гидрохимические, в том числе одна с содержанием свинца 100 гамм/л, и Тахмайокская магнитная аномалия. Для известняков этого района характерно высокое содержание фосфора. В галенитах рудопроявления отмечена примесь серебра, а в пиритах — мышьяка, присутствуют и самостоятельные мышьяковистые минералы. Как показал анализ корреляционных матриц по геохимической структуре, черные сланцы близки черным сланцам Холодненского свинцоворудного месторождения.

Участок оз. Теръярви, занимающий площадь в 30 км², вытянут в меридиональном направлении от прист. Ляскеля до пос. Харлу. Он характеризуется повышенными градиентами меди (до 0,1%) и цинка (0,08%) в амфиболитах и амфиболовых сланцах; трассируется серебряными аномалиями, здесь также отмечаются мощные горизонты черных сланцев с обильной вкрапленностью пирита и пирротина. На участке прослежены магнитные и гидрохимические аномалии с содержанием меди до 120 гамм/л.

Вахваярвинская субширотная геохимическая зона протягивается от ст. Яккима до западного берега оз. Янисъярви, занимая площадь порядка 70 км². Для зоны характерны четко проявленный литофильный профиль и интен-

сивная дифференциация. Именно в этой зоне сосредоточено большинство тел лейкогранит-гранитовой формации, участков грейзенизации и большое число оловянных аномалий, а в восточной ее части находится рудопроявление Маткаселька. Эту зону можно рассматривать как первоочередной объект для поисков руд редких металлов.

Центральная зона площадью около 160 м² является наиболее крупной. Она протягивается в широтном направлении через весь Рускеальский блок от пос. Латвасюрья до оз. Терьярви. Зона лито-халькофильная дифференцированная, хорошо трассируется серебряными аномалиями, а также рудопроявлениями Латвасюрья, Йокиранта, Кирьяволахти. Зона включает Варалахтинский участок первичного сингенетического обогащения площадью 30 км², который характеризуется резко нарушенным градиентом свинца, наличием медных и мышьяковых аномалий, а также двух рудопроявлений — Кирьяволахтинского и Варалахти, приуроченных к нижнему карбонатному горизонту. На этом участке широко развиты дайки плагиопорфиритов и порфиритоидов, а также известняки и черные сланцы. В целом же для центральной части рассматриваемой зоны характерно совмещение вольфрамовой и свинцовой минерализации.

Глава 2

ОПЫТ СОСТАВЛЕНИЯ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫХ ПОЛИЭЛЕМЕНТНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ КАРТ

Перед составителями полиэлементной геохимической карты юго-восточной части Чу-Балхашского района масштаба 1 : 200 000, специализированной на молибден и полиметаллы, ставилась задача выявить ведущие полиэлементные ассоциации, выделить ПГА, связанные с молибден-полиметаллическим оруденением березитовой и аргиллизитовой метасоматических формаций, откартировать эти ПГА по площади и наметить участки, благоприятные по геохимическим данным для поисков рудных месторождений рассматриваемого типа.

§ 1. Общие сведения о геологии района и методика исследований

Юго-восточная часть исследованного района (рис. 21) расположена в зоне сочленения Джалаир-Найманской кембрийско-ордовикской эвгеосинклинальной зоны и девонского вулканогенно-интрузивного пояса. В южной части района, в пределах Анархайского блока, обнажаются породы докембрийского

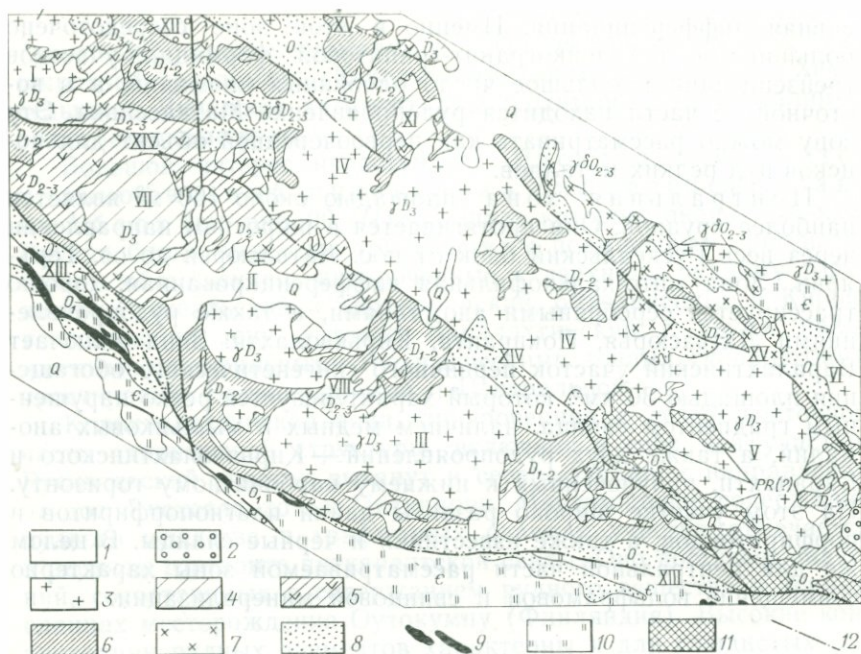


Рис. 21. Схема геологического строения Чу-Балхашского района.

1 — рыхлые отложения (Q); 2 — терригенные отложения (D_3-C_1); 3 — граниты, реже гранодиориты и аляскиты (γD_3); 4 — эффузивы кислого состава (D_3); 5 — вулканогенные образования среднего и кислого состава (D_{2-3}); 6 — вулканогенная моласса (D_{1-2}); 7 — габбро-диориты и гранодиориты (γO_{2-3}); 8 — флишоидные образования (O); 9 — габбро и перидотиты (O_1); 10 — кремнистые терригенные, реже вулканогенные толщи (ϵ); 11 — метамор-

фические породы (PR); 12 — главные разрывные нарушения. I—VI — массивы верхнедевонских гранитоидов (I — Жельтауский, II — Кызылтасский, III — Хантауский, IV — Ботабурумский, V — Кундузский, VI — Шольядарский); VII—XII — девонские мульды (VII — Карасайская, VIII — Куеликаринская, IX — Кызылсокая, X — Ботабурумская, XI — Кашкарбайская, XII — Куланская); XIII—XV — разломы (XIII — Джалаир-Найманский, XIV — Тюлькулинский, XV — Сарытумский).

кристаллического фундамента, представленные гнейсо-гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, реже мраморами и метапесчаниками. На юго-западе в виде узкой полосы прослеживается монотонная толща кембрийских граувакковых песчаников и подчиненных им диабазов, кремнистых сланцев, яшм и мраморов. С этими толщами пространственно ассоциируют небольшие по размерам тела габбро и перидотитов условно раннеордовикского возраста. В северной части района обнажаются терригенные и флишоидные образования ордовика и силура, являющиеся фундаментом для исключительно широко развитых здесь девонских вулканогенных и интрузивных образований. Породы нижнего—среднего девона представлены эффузивами и туфами андезито-базальтового и

андезито-дацитового состава, которые перемежаются с конгломератами, песчаниками и кислыми туфами. Средне-верхнедевонские образования преимущественно кислого состава слагают центральные части вулканогенных мульд.

Значительную часть Чу-Балхашского района занимают позднедевонские гранитоидные интрузии, представленные лейкократовыми гранитами, реже гранодиоритами и аляскитами. Наиболее крупные интрузивы (Ботабурумский, Хантауский) ориентированы в северо-западном направлении, согласно с простиранем региональных зон разломов (Джалаир-Найманской, Тюлькулинской, Сарытумской).

В районе, согласно данным Е. В. Плющева и О. П. Ушакова, широко развиты различные типы гидротермально-метасоматических преобразований горных пород. Как правило, к наиболее эродированным частям гранитоидных интрузий тяготеют поля развития фельдшпатолитов, которые в направлении к приконтактовым зонам интрузий сменяются участками грейзенизированных, реже скарнированных пород. Средние части метасоматической колонки представлены березитами и пропилитами. Для вулканогенных мульд наиболее характерны калишпатофиры и аргиллизиты.

Металлогению района определяют месторождения и рудопроявления молибдена и полиметаллов, которые обычно приурочены к краевым частям вулканогенных мульд, пространственно тяготеют к участкам, где наблюдается смена пропилизированных пород березитизированными или калишпатизированными аргиллизированными. Как правило, рудные объекты локализованы в оперяющих трещинах и зонах дробления северо-восточного и широтного простиранья.

В пределах рассматриваемого района на площади 80×160 км было проведено геохимическое опробование масштаба $1:200\,000$. Работы велись на готовой геологической основе, составленной по материалам средне- и крупномасштабных геологических съемок, поэтому в предполевой период большое внимание уделялось составлению плана опробования. Направления геохимических маршрутов намечались вкрест простиранья геологических структур с учетом особенностей геологического строения, типов и интенсивности гидротермально-метасоматических преобразований пород, обнаженности и т. д. При этом учитывалась необходимость охарактеризовать каждую из 100 выделенных в районе геохимических совокупностей минимум 40 пробами. В качестве отдельных совокупностей выступали, например, позднедевонские граниты Хантауского массива, средне-позднедевонские андезито-дациты Кызылсоксской мульды, песчаники Конурского прогиба ранне-среднедевонской вулканогенной молассы, амфиболиты Анархайского поднятия условно докембрийского возраста и т. д. Линии маршрутов намечались в среднем через 2—3 км.

При проведении полевых работ намеченные маршруты, как правило, позволяли получать около 80% необходимой геохимической информации. Кроме того, проводились дополнительные маршруты для более детального изучения гидротермально измененных пород, рудных участков, опорных стратиграфических разрезов и интрузивных массивов. С целью получения информации о процессах перераспределения элементов в пределах одного и того же обнажения отбирались пробы наименее измененной и метасоматически измененной породы. Опробование проводилось ступенчатым способом (проба 150—300 г); каждая проба сопровождалась образцом и шлифом. Обнажения документировались в соответствии с существующими геологическими требованиями. Всего было отобрано около 8000 проб.

Дробление проб осуществлялось механическим способом. С целью исключения возможного взаимного заражения все пробы разделялись на лабораторные заказы следующих семи типов пород: основные магматические, кислые, терригенные, карбонатные, сильно измененные, оруденелые породы, руды. Приблизленно-количественный спектральный анализ на 40 элементов выполнен в Бронницкой геолого-геохимической экспедиции ИМГРЭ. Для оценки случайных и исключения систематических погрешностей в каждый лабораторный заказ из 80 проб включалось по 20 контрольных, зашифрованных с известными содержаниями элементов; при этом сохранялось деление изучаемых и контрольных проб на семь типов пород. В результате работ установлено, что временные систематические погрешности составляют в среднем 10—30, достигая иногда 100%, в то время как случайные погрешности, рассчитанные после исключения систематических, обычно варьируют в пределах от 12 до 27%. Это свидетельствует о рациональности предлагаемого способа изучения аналитических погрешностей, о хорошем качестве работы спектральной лаборатории Бронницкой экспедиции и о возможности использования полученных аналитических данных, из которых исключены систематические погрешности, для изучения природных процессов, так как аналитическая погрешность ($\pm 20\%$) почти в два раза ниже вариаций природного распределения элементов ($\pm 40\%$).

Для обработки аналитической информации был создан банк данных. Список признаков включал общие сведения (номер пробы по порядку, авторский номер пробы, тип опробования, номенклатура листа государственной разграфки, координаты X и Y, номер лабораторного заказа), геологические данные (номер геохимической совокупности, возраст, состав, структура, текстура, цвет породы, интенсивность и тип гидротермально-метасоматических преобразований), аналитические результаты. Для всех 60 признаков были разработаны системы кодирования и перфорации данных для ЭВМ. Матрица исходных данных размером 60×8000 была записана на магнитную ленту и подвѣрга-

лась математической обработке. Поиск необходимых объектов и формирование нового признакового пространства проводились с помощью автоматизированной системы, существенной составной частью которой является фактографическая информационно-поисковая система [107]. Все работы выполнены в ИВЦ ВСЕГЕИ на машине БЭСМ-4.

Исключение систематических погрешностей осуществлялось следующим образом. Для каждого лабораторного заказа по всем элементам для 20 контрольных проб находилось среднее значение разностей логарифмов содержаний между наблюдаемой концентрацией и «истинной», а затем для 80 анализируемых проб данного заказа по всем элементам вводились поправки путем вычитания из логарифмов содержаний элементов средних значений логарифмических поправок, полученных по контрольным пробам. После исключения систематических погрешностей были проверены гипотезы о функциях распределения содержаний химических элементов в различных геохимических совокупностях. Установлено, что в большинстве случаев предпочтительным является логнормальный закон, который и был взят за основу при дальнейших исследованиях.

Сравнительный анализ геохимических выборок как по содержаниям элементов, так и по структурам корреляционных связей показал, что все породы разделяются на четыре геохимических типа: 1) гипербазиты; 2) габбро-гранитоидные и комагматичные им вулканогенные образования; 3) терригенные; 4) карбонатные. Для наиболее широко развитых в районе пород девонского вулканогенно-интрузивного пояса (67 совокупностей) по результатам корреляционного анализа (рис. 22) отчетливо выделяются две ассоциации элементов: фемафильная (Cr, V, Ni, Co, Ti и др.) и фельсифильная (Be, Nb, Yb, Y, Mo, Sn и др.). Первая характерна для пород основного состава, вторая — для кислых пород. Факторный анализ подтвердил этот вывод. Оказалось, что первым, имеющим дисперсию 42%, является фактор кремнекислотности и что по нему происходит разделение элементов на фемафильные и фельсифильные. Он связан с сингенетическими процессами, так как упорядочивает магматические породы по составу. Второй и все последующие факторы имеют дисперсию менее 10% и связаны преимущественно с эпигенетическими процессами.

Исключение фактора кремнекислотности путем решения обратной задачи факторного анализа по методике М. Д. Белонина [177] позволило выявить связи, обязанные своим возникновением эпигенетическим процессам. На схеме ветвящихся связей (см. рис. 22), построенной по «дельтам» содержаний элементов, отчетливо видно, что интересующая нас ассоциация рудных элементов (Mo, Ag, Pb, Zn) обособляется от остальных элементов и что наиболее антагонистические свойства по отношению к рудной ПГА имеют бериллий, ниобий, скандий, иттрий, лан-

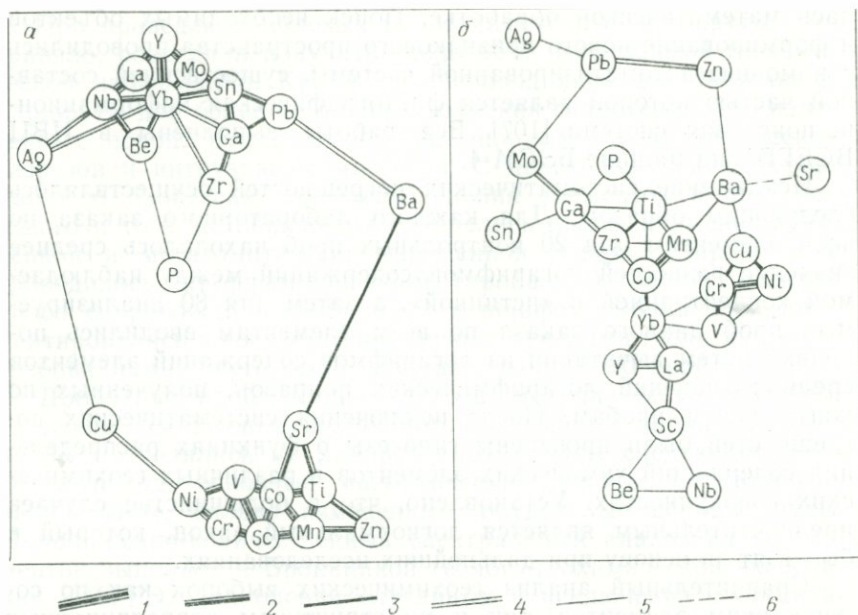


Рис. 22. Схемы ветвящихся связей химических элементов (а) и их «дельта» (б) для магматических пород Чу-Балхашского района, построенные по корреляционным матрицам.

а — схема построена по исходным данным (концентрация элементов); б — схема построена по дельтам, полученным в результате исключения первого фактора (фак-

тора кремнекислотности). Пределы значений коэффициентов корреляции: 1 — $0,70 \div 0,90$; 2 — $0,60 \div 0,70$; 3 — $0,50 \div 0,60$; 4 — $0,40 \div 0,50$; 5 — $0,30 \div 0,40$; 6 — $0,20 \div 0,30$.

тан, иттербий. Как показали дополнительные исследования, повышенные значения «дельта» содержаний рудных элементов характерны для зон березитизации и аргиллизитизации, а антагонистической ПГА — для зон фельдшпатизации и грейзенизации. Таким образом, выделенные по «дельтам» содержаний элементов рудная (Mo, Ag, Pb, Zn) и литофильная (Be, Nb, Sc, Y, La, Yb) полиэлементные ассоциации могут быть взяты за основу при составлении полиэлементной геохимической карты. Следует подчеркнуть, что картирование ПГА первого фактора не приводит к решению поставленной задачи, так как первый фактор отражает в основном состав магматических пород.

§ 2. Принципы построения специализированной ПГК

В соответствии с рассмотренной выше методикой построение карты проводилось в три этапа.

Первый этап — построение с помощью ЭВМ знаковых моделей моноэлементных геохимических карт. На этих картах

определенными цифрами показываются уровни содержаний элементов (от высоких и повышенных к фоновым, пониженным и низким); в качестве шага для построения карт берется значение стандартного отклонения логарифмов содержаний. Знаковые модели позволяют получать предварительные выводы о закономерностях пространственного распределения изучаемого элемента. Например, на моноэлементной геохимической карте молибдена (рис. 23) отчетливо видно, что девонские эффузивы среднего состава, граувакки кембрия и докембрийские метаморфические толщи характеризуются пониженными концентрациями молибдена, в то время как граниты и кислые эффузивы девонского возраста — повышенными. Вместе с тем на карте видны региональные геохимические структуры северо-восточного простирания; в зонах шириной 2—10 км отмечаются либо повышенные, либо пониженные содержания элемента. Установлено, что обогащение пород молибденом происходило преимущественно в зонах светлослюдистых гидротермально-метасоматических изменений пород (грейзенизация, березитизация, аргиллизитизация), а обеднение — в зонах фельдшпатизации и пропилитизации.

Кроме того, при сравнении измененных и неизмененных пород по содержаниям молибдена было установлено, что в пределах района выделяются зоны с повышенными и пониженными значениями коэффициента перераспределения (отношение концентрации элемента в измененной породе и неизменной при условии отбора этих проб в пределах одного обнажения). Эти зоны, по сути дела являющиеся зонами привноса и выноса, указывают на существование глубинных зон миграции и перераспределения элементов. Важное металлогеническое значение зон подчеркивается тем фактом, что все месторождения и большинство рудопоявлений молибдена локализованы в пределах зон привноса, показанных на рис. 24.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о существовании по крайней мере трех факторов, управляющих распределением молибдена в магматических породах: кремнекислотности, или состава пород; гидротермально-метасоматических преобразований и рудный. Аналогичным образом были проанализированы закономерности пространственного распределения всех рудных и литофильных элементов во всех типах горных пород.

Второй этап — построение специализированных моноэлементных, частных полиэлементных карт и карт коэффициента дисперсности распределения элементов. Для этих карт были использованы «дельты» содержаний химических элементов, являющиеся для магматических пород результатом действия всех факторов, кроме фактора кремнекислотности. Заметим, что значения «дельт» были рассчитаны по системе программ «Исследователь» [177], а затем записаны на магнитную ленту. Далее

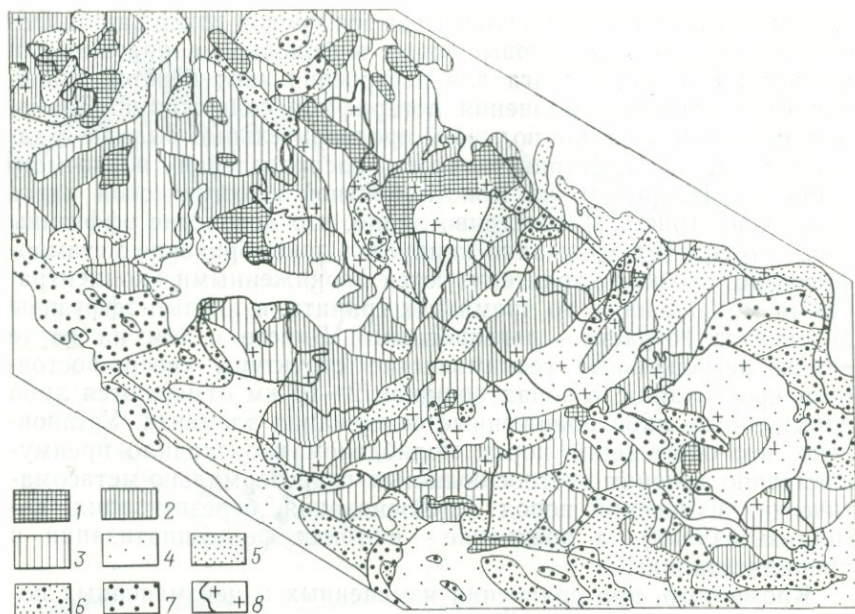


Рис. 23. Схематическая геохимическая карта распределения молибдена.

1-7 — содержания молибдена (1 — более $\hat{x}\hat{e}^{3/2}$, 2 — $\hat{x}\hat{e} - \hat{x}\hat{e}^{3/2}$, 3 — $\hat{x}\hat{e}^{1/2} + \hat{x}\hat{e}$, 4 — $\hat{x} \mp \hat{x}\hat{e}^{1/2}$, 5 — $\hat{x}\hat{e}^{-1/2} \pm \hat{x}$, 6 — $\hat{x}\hat{e}^{-1} \mp \hat{x}\hat{e}^{-1/2}$, 7 — менее $\hat{x}\hat{e}^{-1}$); 8 — верхнедевонские граниты.

строились знаковые модели карт «дельт» содержаний элементов. Например, на карте «дельт» молибдена более отчетливо, чем на моноэлементной, отрисовались зоны перераспределения молибдена под действием метасоматических и рудных процессов.

Еще более яркая картина получилась при построении частной полиэлементной карты для молибден-полиметаллической ассоциации (Mo, Pb, Zn, Ag). В качестве геохимического параметра для ее построения были использованы значения первого фактора, полученные при обработке матрицы «дельт» содержаний этих элементов. Этот фактор характеризуется высокими положительными факторными нагрузками на все элементы и имеет дисперсию 63%, т. е. он является интегральной полиэлементной характеристикой тех составляющих содержаний рассматриваемых элементов, которые связаны с гидротермально-метасоматическими и рудными процессами.

Аналогичным образом были построены и проинтерпретированы карты «дельт» содержаний остальных элементов и карты ПГА. Например, при анализе ассоциации, в которую входят иттербий, иттрий, лантан, скандий, бериллий и ниобий по «дельт»

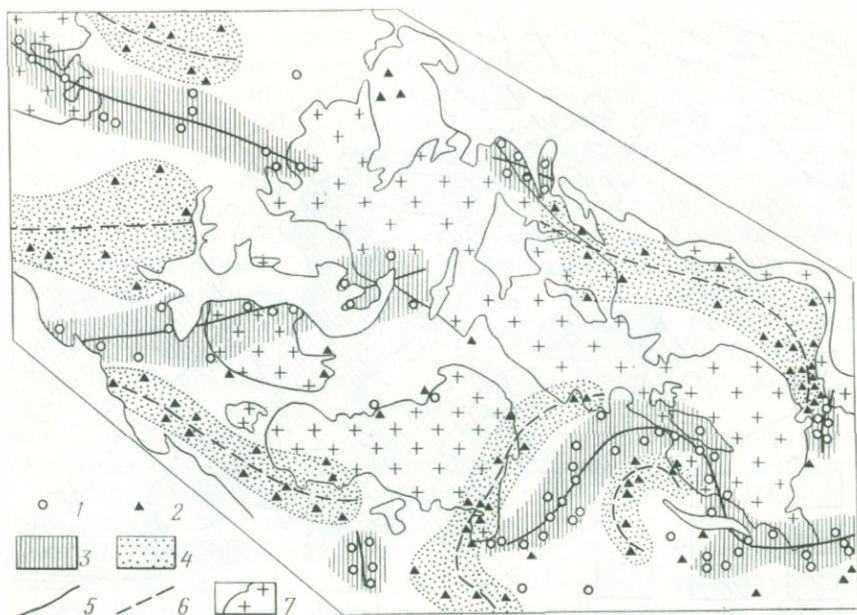


Рис. 24. Схема размещения зон привноса и выноса молибдена.

1—2 — обнажения, в пределах которых коэффициент перераспределения $k_{\text{П}} > 2$ (1) и $< 0,5$ (2); 3 — зоны привноса; 4 — зоны выноса; 5—6 — осевые линии зон привноса и выноса; 7 — позднедевонские граниты.

там» содержания установлено, что перераспределением их управляют два фактора: 1) суммарного накопления элементов в зонах фельдшпатизации, реже пропилитизации, а также в кольцевых зонах магматической проницаемости; 2) разделяющий элементы на две группы — иттербий-иттриевую, коррелирующую с калием, и бериллий-ниобиевую, коррелирующую с натрием. Следует подчеркнуть менее резко выраженный антагонизм молибден-свинцово-цинково-серебряной ассоциации по отношению к первому, суммарному фактору и отчетливый антагонизм к иттербий-иттриевой существенно калиевой ассоциации. Отметим, что молибден и калий в магматическом процессе являются коррелянтами, а в метасоматическом и рудном — антагонистами; для рассматриваемого района данная закономерность выражена отчетливо.

После построения необходимых карт анализировались закономерности пространственного распределения коэффициента дисперсности для «дельт» содержания элементов. Установлено, что повышенные значения его наблюдаются в зонах с резкой сменой одних ПГА другими и что в большинстве случаев они хорошо коррелируют с зонами привноса элементов. Это под-

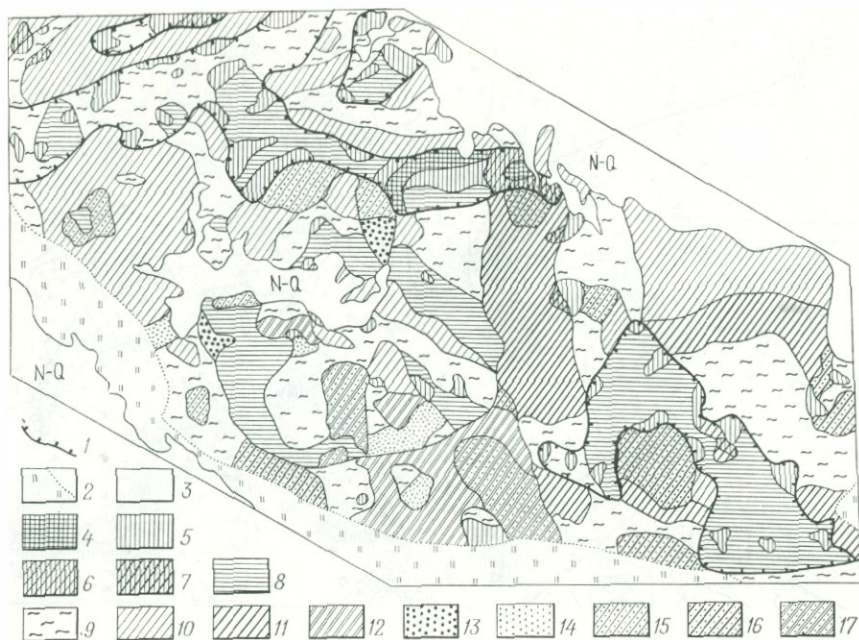


Рис. 25. Специализированная полиэлементная геохимическая карта Чу-Балхашского района.

1 — контуры главнейших геохимических зон, благоприятных для локализации молибден-полиметаллического оруденения;

2 — ареалы развития осадочных пород;
3 — неоген-четвертичные отложения.

Номер позиции	Параметр			Номер позиции	Параметр		
	F ₁	F ₂	F ₃		F ₁	F ₂	F ₃
4	>1	<-1	-	11	-1+1	>1	-1+1
5	>1	-1+1	-	12	-1+1	>1	>1
6	>1	>1	<-1	13	<-1	<-1	-
7	>1	>1	-1+1	14	<-1	-1+1	-
8	-1+1	<-1	-	15	<-1	>1	<-1
9	-1+1	-1+1	-	16	<-1	>1	-1+1
10	-1+1	>1	<-1	17	<-1	>1	>1

тверждает сделанный ранее вывод, что коэффициент дисперсности служит индикатором потенциальной рудоносности магматических образований [8].

Третий этап — построение полиэлементной специализированной на молибден и полиметаллы геохимической карты. Выбор геохимических параметров для карты определялся поставленной задачей. Поэтому в качестве ведущего параметра F₁ была взята факторная ассоциация «дельта» содержаний молибдена, свинца, цинка, серебра, которая отражает уровень накоп-

ления тех составляющих элементов, которые связаны с гидротермально-метасоматическими и рудными процессами. В качестве второстепенных параметров были взяты ассоциация (Yb, Y, La, Sc, Be, Nb), имеющая положительные нагрузки на «дельты» содержаний перечисленных элементов F_2 , а также факторная ассоциация F_3 с положительными нагрузками на «дельты» иттербия, иттрия и отрицательными на бериллий, ниобий (F_3). Второстепенные ассоциации наиболее отчетливо фиксируют кольцевые зоны перераспределения химических элементов в районе Хантауского гранитного массива. Для построения карты лишь частично были использованы данные по титан-циркониевой (P, Ga, Ti, Zr, Mn, Co) и медно-никелевой (Cu, Cr, V, Ni) ассоциациям, которые не являются определяющими для рудной специализации рассматриваемого района.

При составлении легенды к ПГК предложена следующая цветовая шкала. Степень обогащенности пород молибден-полиметаллической ассоциацией показана красным ($F_1 > 2$), оранжевым ($F_1 > 1$), желтым ($F_1 > 0$), светло-серым ($F_1 > -1$) цветами и полосчатой закрашкой ($F_1 < -1$). Для бериллий-ниобиевой ассоциации выбран голубой цвет ($F_3 < -1$); промежуточные значения параметра ($F_3 = 1 \div -1$) показаны синим цветом, а повышенные ($F_3 > 1$) — фиолетовым. Интенсивность закрашки геохимических полей голубым, синим и фиолетовым цветом отражает значения параметра F_2 . Для совмещения повышенных или пониженных значений параметров F_1 и F_3 предусмотрены различные варианты полосчатой закрашки. Повышенные значения коэффициента дисперсности для молибден-полиметаллической ассоциации отображены редкой штриховкой зеленого цвета, которая накладывается на цветовую закрашку. Упрощенный вариант полиэлементной геохимической карты приведен на рис. 25.

§ 3. Результаты геохимического картирования и их интерпретация

Анализ закономерностей пространственного распределения ПГА позволяет выделить в пределах рассматриваемого района пять геохимических зон (рис. 25).

Хантауская зона размером 60×60 км занимает центральную часть территории и характеризуется сильной геохимической дифференцированностью с преобладанием иттриевой ассоциации над молибденовой. В юго-восточной части зоны в северо-западном направлении почти непрерывно прослеживается полоса повышенных концентраций иттрия и иттербия, размер ее 25×50 км. К юго-западу и северо-востоку от этой полосы элементы иттриевой и ниобиевой ассоциации присутствуют примерно в равных количествах, лишь для северной части Ханта-

уской зоны характерно преимущественное развитие элементов ниобиевой группы. Участки повышенных и фоновых содержаний элементов молибденовой ассоциации пользуются подчиненным развитием в пределах зоны. Они образуют кольцевую структуру с поперечником около 30×35 км. Ширина кольцевой зоны варьирует от 2 до 10 км. Для Хантауской зоны характерен очень сильный антагонизм элементов молибденовой и иттриевой ассоциаций.

Карасайская зона, пространственно совпадающая с одноименной мульдой вулканического происхождения, имеет изометричную форму, поперечник около 25 км и характеризуется слабой дифференциацией при существенном преобладании элементов ниобиевой ПГА. В центральной части зоны отмечается поле размером 7×9 км с дефицитом элементов молибденовой ассоциации.

Кызылсай-Ботабурумская зона, занимающая северную часть территории, характеризуется сильной дифференцированностью, преимущественным развитием молибден-полиметаллической, подчиненной ролью ниобиевой и полным отсутствием иттриевой ПГА. Наиболее высокие содержания молибдена и элементов-спутников отмечаются для юго-восточной части зоны; здесь, на границе с Хантауской зоной, происходит резкая смена участков повышенных содержаний участками с дефицитом молибдена и полиметаллов. Обращает на себя внимание различная ориентировка геохимических полей: северо-восточная для локальных участков и субширотная для региональных зон.

Анархайская зона, приуроченная к выступу докембрийского фундамента, имеет изометричную форму и поперечник 40 км. Центральная часть ее выделяется преобладанием ниобий-иттриевой ассоциации и дефицитом молибденовой. В периферической части зоны наблюдается обратная картина — преобладание молибден-полиметаллической ассоциации.

Кундузская зона, расположенная в восточной части района, слабо дифференцирована. Для нее характерны фоновые содержания или преобладание элементов ниобий-иттриевой ассоциации.

Суммируя результаты проведенных исследований по составлению полиэлементной геохимической карты, необходимо отметить следующее.

1. Для магматических образований Чу-Балхашского района, как и для земной коры в целом, отмечается закономерное увеличение содержаний молибдена, бериллия, ниобия, иттрия, олова и других фельсифильных элементов от основных пород к средним и кислым. Обратные тенденции характерны для меди, никеля, ванадия, хрома, скандия, марганца и других фельсифильных элементов. Эта зависимость содержаний элементов от состава пород обусловлена действием фактора кремнекислот-

ности. Исключение этого фактора позволяет по «дельтам» содержаний элементов установить роль прочих геологических факторов. Полученные данные со всей очевидностью свидетельствуют о значительном преобладании геохимической специализации блоков земной коры над специализацией интрузивных формаций, устанавливаемой по «дельтам» содержаний элементов. Выделенные геохимические зоны или блоки различаются между собой как по степени дифференцированности геохимических полей, так и по преобладанию той или иной полиэлементной геохимической ассоциации.

2. Существенной представляется роль фактора гидротермально-метасоматических преобразований горных пород при перераспределении химических элементов. Отмечавшаяся ранее тенденция выноса молибдена и элементов-спутников при железо-магниевом метасоматизме (пропилитизация) находит подтверждение и при совместном анализе ПГК и карты метасоматических формаций, составленной Е. В. Плющевым, О. П. Ушаковым и другими. Большинство участков, где развиты процессы пропилитизации, картируется пониженным содержанием элементов молибден-полиметаллической ПГА. В то же время для полей развития светлослюдистых изменений (аргиллизиты, березиты) характерны повышенные концентрации молибдена и элементов-спутников.

3. Не менее важное значение для распределения химических элементов имеют глубинные зоны проницаемости земной коры, которые обуславливают появление региональной геохимической зональности и которые в конечном счете предопределяют размещение эндогенных месторождений. Прежде всего это относится к зонам привноса рудных элементов, которые прослеживаются на десятки километров и в пределах которых независимо от типа геологических структур и характера гидротермально-метасоматических изменений отмечается избыток содержаний рудных элементов в измененных породах по сравнению с неизмененными. По-видимому, здесь по геохимическим данным выделяются рудоконцентрирующие структуры, на которые в последние годы обращается пристальное внимание. Региональная геохимическая зональность Чу-Балхашского района определяется закономерной сменой иттербий-иттриевой ассоциации ниобий-бериллиевой, а последней — молибден-полиметаллической. Наиболее полно эта зональность выражена при переходе от южной части Хантауской зоны на север. В несколько редуцированном варианте она наблюдается в пределах Анархайского блока.

4. Металлогеническая роль глубинных зон перераспределения химических элементов подтверждается тем фактом, что все известные в районе месторождения и рудопроявления молибдена и полиметаллов локализованы в зонах привноса рудных элементов в пределах участков с повышенными значениями

параметра F_1 молибден-полиметаллической ассоциации. Наибольший интерес представляют региональные геохимические барьеры, где происходит резкая смена полиэлементных геохимических ассоциаций. В частности, заслуживает особого внимания северная часть Хантауской зоны, где участки, имеющие повышенные значения параметра ниобиевой ассоциации и дефицита молибденовой, резко сменяются участками Кызылсай-Ботабурмской зоны, где в повышенных концентрациях наблюдаются молибден и элементы-спутники. Значительный интерес представляет также периферическая часть Анархайской зоны. Следует подчеркнуть, что выделяемые нами региональные геохимические барьеры фиксируются полями повышенных значений коэффициента дисперсности распределения элементов.

Глава 3

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЭКЗОГЕННЫХ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОЛИБДЕНА В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ДЕПРЕССИОННЫХ СТРУКТУР

Экзогенное эпигенетическое оруденение молибдена формируется в пластовых водоносных горизонтах депрессионных структур — артезианских бассейнов — в ходе инфильтрационных процессов, связанных с деятельностью подземных вод [77, 118]. В одной из межгорных депрессионных структур, часть которой явилась объектом специальных геохимических исследований, была обнаружена молибденовая минерализация, приуроченная к проницаемым породам или к контакту проницаемых и водонепроницаемых пород кайнозойской толщи. Содержание молибдена достигает 0,0n%. Молибденовое оруденение пространственно локализуется вблизи границ эпигенетически лимонитизированных и первично-сероцветных пород и тяготеет к концентрированным скоплениям органического вещества угольного ряда. Формирование молибденовой минерализации связывается с деятельностью пластовых инфильтрационных вод, транспортирующих молибден в форме аниона молибденовой кислоты от его источников в водовмещающих породах к восстановительным геохимическим барьерам, возникающим при биогенном окислении углефицированного растительного детрита.

Рудовмещающая кайнозойская толща сложена известковистыми терригенными породами: песками, песчаниками, алевролитами и глинами различных генетических и геохимических ти-

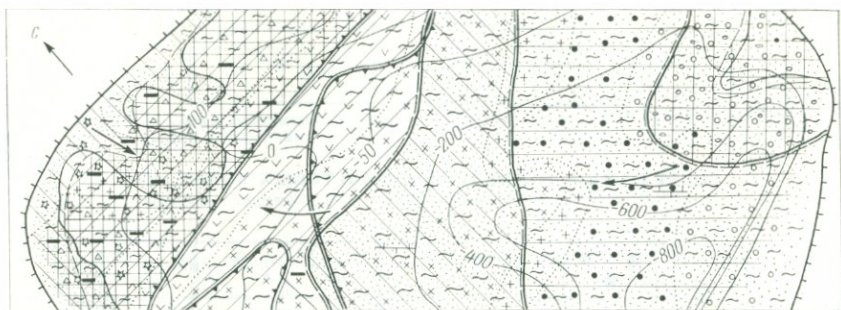


Рис. 26. Карта прогноза экзогенного эпигенетического молибденового оруденения в кайнозойских отложениях депрессионной структуры по геохимическим данным. Составлена А. А. Спиридоновым, Г. М. Шором и В. М. Никольским, 1976 г.

пов, сформировавшимися в условиях аридного климата на территории эпиплатформенной суборогенной области. В результате литолого-фациального анализа в составе кайнозойской толщи выделены пять литолого-фациальных комплексов, образующих латеральный фациальный ряд, прослеживающийся от юго-восточного борта депрессии к ее северо-западной окраине (рис. 26, 27). В этом же направлении наблюдается закономерная последовательная смена и геохимических типов пород. Слабо выраженная неполная обратная фациальная зональность отмечается на северо-западном крыле депрессионной структуры, примыкающей к местной области сноса обломочного материала. Анализ геохимических данных показал, что распределение молибдена в породах в значительной степени зависит от фациально-палеогеографической обстановки осадконакопления. Максимальные первичные содержания молибдена оказались приуроченными к алевролитоглинистым породам центральной части озерного палеобассейна (рис. 26).

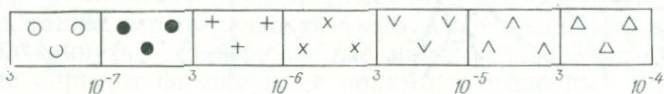
Изученная депрессионная структура характеризуется интенсивным инфильтрационным водообменом. Мощные потоки инфильтрационных вод формируются на юго-восточном борту депрессии и устремляются отсюда в северо-западном направлении к очагам транзитной и региональной разгрузки. Локальные потоки инфильтрационных вод установлены и на северо-западном крыле изученной структуры. Кислородные инфильтрационные воды окисляют соединения двухвалентного железа и органические вещества и формируют в водоносных горизонтах зоны пластовой лимонитизации. Границы выклинивания этих зон, возникающих в связи с развитием регионального и локального стоков, показаны на рис. 26.

Распределение молибдена в пластовых водах имеет ярко выраженный зональный характер и подчинено таковому в водо-

СОДЕРЖАНИЕ МОЛИБДЕНА В ГОРНЫХ ПОРОДАХ, г/т



СОДЕРЖАНИЕ МОЛИБДЕНА В ПЛАСТОВЫХ ВОДАХ, г/л



ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД

Тектонический режим	Тип литогенеза	Возраст	Литофациальный комплекс	Цвет пород	Геохимический тип		
					Сильно восстановительный	Восстановительный	Нейтральный слабо окислительный
Активизационный	Аридный	Кайнозойский	Алевритоглинистый центральной части озера	Серый, темно- и голубовато-серый			
			Песчано-глинистый, алевритопесчаный прибрежной части озера	Зеленовато-голубовато-серый			
			Глинисто-песчаный подводной приустьевой части дельт	Коричневатосерый, светлосерый			
			Глинисто-песчаный с гравием подводной части дельт	То же			
			Песчано-гравийный приустьевой надводной части дельт				

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛИТОФАЦИАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ И ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРОНИЦАЕМЫХ ПОРОД

Известковистость

Скопления рассеянного и концентрированного органического вещества угольного ряда

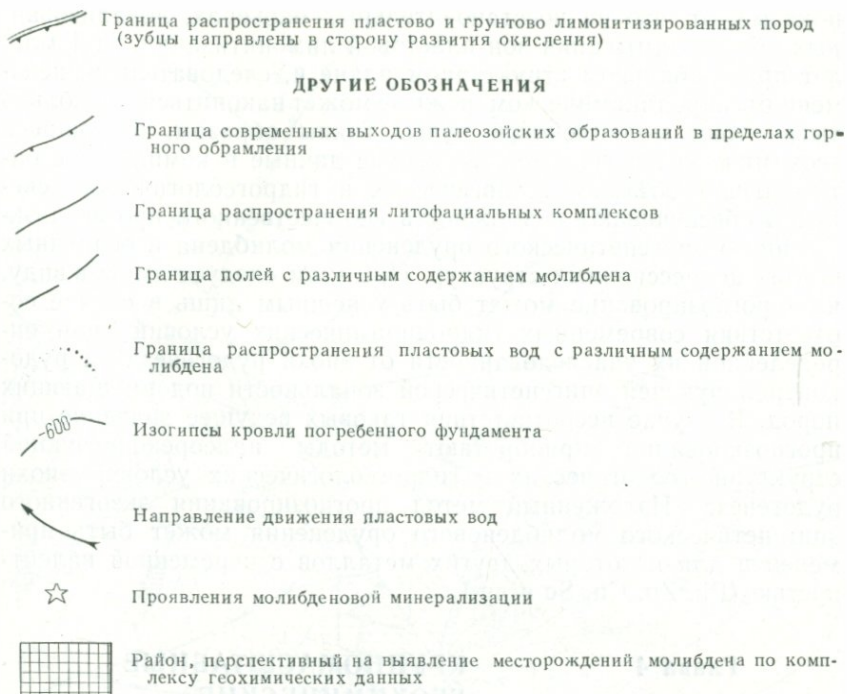


Рис. 27. Условные обозначения к карте прогноза экзогенного эпигенетического оруденения в кайнозойских отложениях депрессионной структуры (см. рис. 26).

вмещающих горных породах. Иными словами, формирование высокомолибденоносных вод происходит в пределах распространения литолого-фациальных комплексов, первично обогащенных молибденом. На участках локализации скоплений углистого органического вещества молибден осаждается из подземных вод. Выпадение молибдена из раствора связано либо с сорбцией его углистым веществом, либо происходит в результате восстановления молибдена сероводородом биогенного происхождения. Осаждение молибдена обеспечивается контрастным восстановительным барьером Eh или комбинированным $Eh-pH$, возникающим при биогенном окислении углистого органического вещества. Область формирования экзогенных эпигенетических аккумуляций молибдена четко оконтуривается по имеющимся геохимическим материалам (см. рис. 26).

Элементарные расчеты с учетом некоторых гидрогеологических параметров — коэффициента фильтрации, гидравлического градиента и данных о содержании молибдена в подземных водах для выбранных сечений инфильтрационных потоков —

показывают, что на восстановительных барьерах, локализованных вблизи замыкания зон пластовой лимонитизации, за 1 млн. лет при стабильном структурном плане и, следовательно, неизменном гидродинамическом режиме может накопиться несколько тысяч тонн молибденовой руды. Таким образом, имеющиеся геохимические и гидрогеохимические данные в комплексе с оптимальным объемом геологических и гидрогеологических сведений обеспечивают возможность количественного прогноза экзогенного эпигенетического оруденения молибдена в осадочных чехлах депрессионных структур. При этом следует иметь в виду, что прогнозирование может быть успешным лишь в случае соответствия современных гидродинамических условий (или определенной их унаследованности от эпохи рудогенеза) и рудоуправляющей эпигенетической зональности водовмещающих пород. В случае несоответствия таковых ведущее значение при прогнозировании приобретают методы палеорекострукций структурно-геологических и гидрогеологических условий эпохи рудогенеза. Изложенный метод прогнозирования экзогенного эпигенетического молибденового оруденения может быть применен и для некоторых других металлов с переменной валентностью (Pb, Zn, Cu, Se и др.).

Глава 4

КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Использование результатов крупномасштабных геохимических исследований, проведение которых наиболее целесообразно в процессе геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 и крупнее, для прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых может быть проиллюстрировано на примере рудопроявлений различного вещественного состава и разных генетических типов.

§ 1. Редкометалльные месторождения грейзеновой формации

Результаты геохимических исследований позволили произвести переоценку района двух наиболее типичных для Казахстана редкометалльных грейзеновых месторождений. В геологическом строении района принимают участие образования каледонского и герцинского структурных комплексов (рис. 28), представленные терригенными отложениями нижнего—верхнего силура, конгломератами и вулканитами (в основном, среднего и кислого состава) нижнего — верхнего девона, осадочно-терригенными и

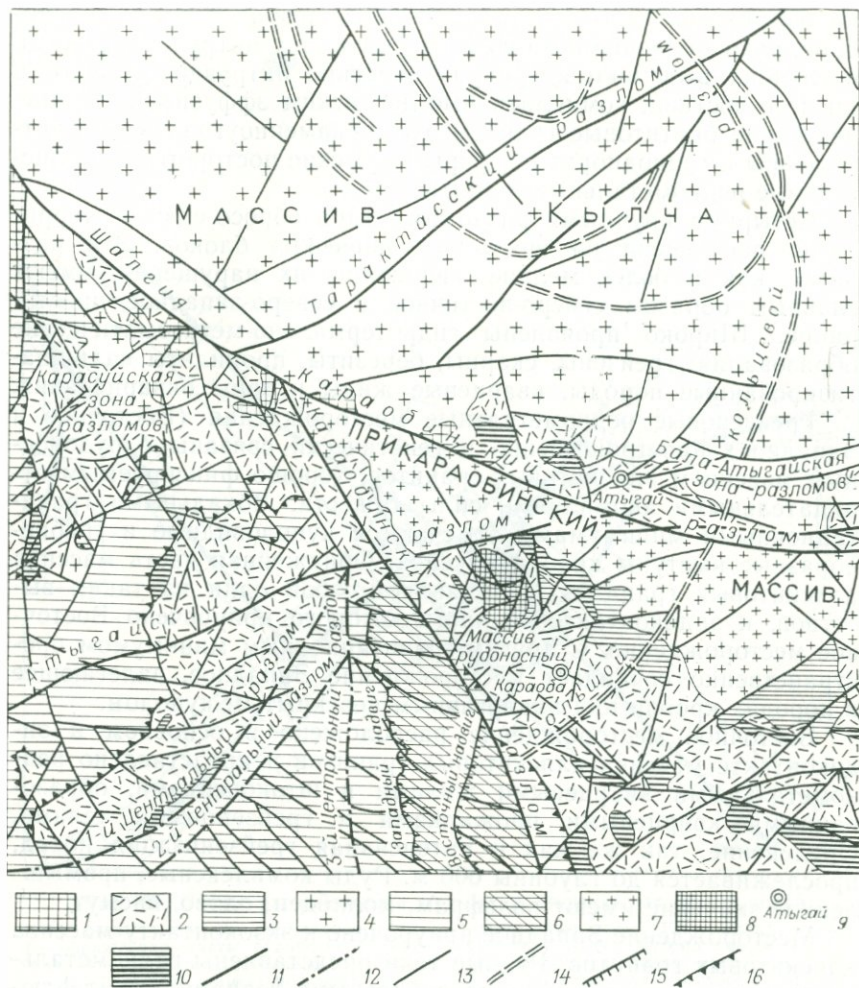


Рис. 28. Тектоническая схема района редкометальных месторождений.

1—4 — каледонский структурный комплекс: 1 — средний структурный этаж — фишонидная формация силура; 2—4 — верхний структурный этаж (2 — наземные вулканогенные формации, 3 — субвулканические интрузивы, 4 — гранитондные плутоны). 5—10 — герцинский структурный комплекс: 5 — осадочные формации в нормальном залегании, 6 — то же, в аллохтонном залегании, 7 — гранитондные интрузии приразломной активизации, 8 —

позднепермские посторогенные аляскитовые граниты, 9 — полигенные вулканы, 10 — предполагаемые экстрезивные купола; 11—15 — разломы: 11 — протяженностью в десятки километров, 12 — в несколько километров со значительными смещениями, 13 — без значительных смещений, 14 — кольцевые, 15 — надвиги; 16 — границы распространения герцинских осадочных формаций.

карбонатными отложениями верхнего девона — нижнего карбона, разнообразными по возрасту и составу интрузиями. Среди последних выделяются субвулканические интрузии среднего и кислого состава, комагматичные девонским эффузивам, позднедевонские биотитовые граниты, среднекаменноугольные гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, пермские посторогенные аляскитовые редкометалльные граниты.

Четырьмя крупными разломами типа сбросо-сдвигов территория расчленена на шесть тектонических блоков. Эти разломы, как и более мелкие оперяющие их нарушения, имеют главным образом северо-восточное и северо-западное простирание. Широко проявлены гидротермально-метасоматические образования: грейзены, скарны, березиты, пропилиты, калишпатизированные породы, кварцевые жилы и зоны окварцевания.

Грейзеновые редкометалльные месторождения (Восточное и Западное) пространственно и генетически связаны с рудоносным массивом аляскитовых гранитов, хорошо фиксируемым отрицательными аномалиями силы тяжести. Локальными гравитационными минимумами отмечаются куполовидные и гребнеобразные выступы кровли массива. Обнаженная часть массива аляскитовых гранитов представляет собой один из таких выступов, к эндоконтактной части которого приурочено Восточное месторождение. С другим гравитационным минимумом пространственно совпадает месторождение Западное, залегающее в породах кровли над аналогичным нескрытым куполом.

Восточное месторождение расположено в основном в эндоконтакте массива аляскитовых гранитов и представлено редкометалльными кварцевыми жилами и штоковерками, образованными кварцевыми прожилками и грейзеновыми телами. Оруденение, так же как и интенсивная грейзенизация пород, прослеживается до глубины 600 м. Руды комплексные, промышленное значение имеют вольфрам, молибден, олово, висмут.

Месторождение Западное приурочено к экзоконтакту массива аляскитовых гранитов. Рудные тела представлены редкометалльными кварцевыми жилами, своеобразными топаз-мусковит-флюоритовыми метасоматическими телами в карбонатной толще фамена и штокверком кварцевых прожилков в кислых эффузивах. Промышленно важным компонентом здесь является флюорит. Кроме двух месторождений к началу рассматриваемых исследований в районе были известны также скарновые полиметаллические рудопроявления в песчаниках и конгломератах эйфеля (участок Скарновый) и несколько кварцевых жил с грейзеновой редкометалльной минерализацией (участок Грейзеновый). Однако перспективной считалась лишь небольшая зона флюоритизации, названная участком Новым (рис. 29).

Геохимическое опробование проводилось в процессе геологической съемки масштаба 1 : 50 000. Пробы отбирались в точках геологических наблюдений и между ними по ходу маршрута

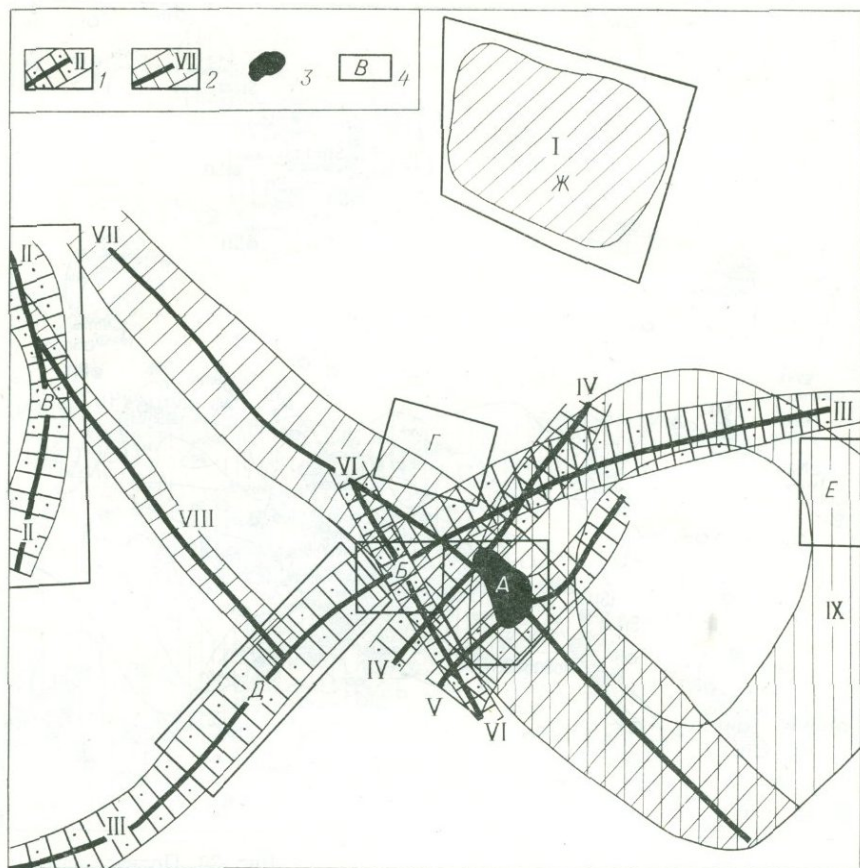


Рис. 29. Схема расположения рудных и аномальных зон и полей.

1 — рудная зона; 2 — аномальная зона; 3 — обнаженная часть рудоносного массива; 4 — границы детальных участков. I — Тарактасское аномальное поле; II — VI — рудные зоны: II — Скарновья, III — Главная северо-восточная, IV — Вторая северо-восточная, V — Третья северо-восточная, VI — Северо-Западная; VII — VIII —

аномальные зоны: VII — Первая северо-западная; VIII — Вторая северо-западная; IX — Кольцевая олово-ниобиевая зона. А — Б — рудные поля месторождений: А — Восточное, Б — Западное; В — Ж — участки: В — Скарновий, Г — Новый; Д — Приразломный; Е — Грейзеновый; Ж — Тарактасский.

тов по сети 500×500 м со сгущением на перспективных участках до $250 \times (100 \div 50)$ м. Всего было отобрано 2500 проб, еще 500 проб было взято при детализации выявленных геохимических аномалий. По результатам приближенно-количественных спектральных анализов составлены 11 моноэлементных и 2 полиэлементные карты. Наиболее интересными оказались закономерности эпигенетического перераспределения рудных элементов в ходе гидротермально-метасоматических процессов, приведших к образованию геохимических аномалий редких (Sn, W, Mo, Bi.

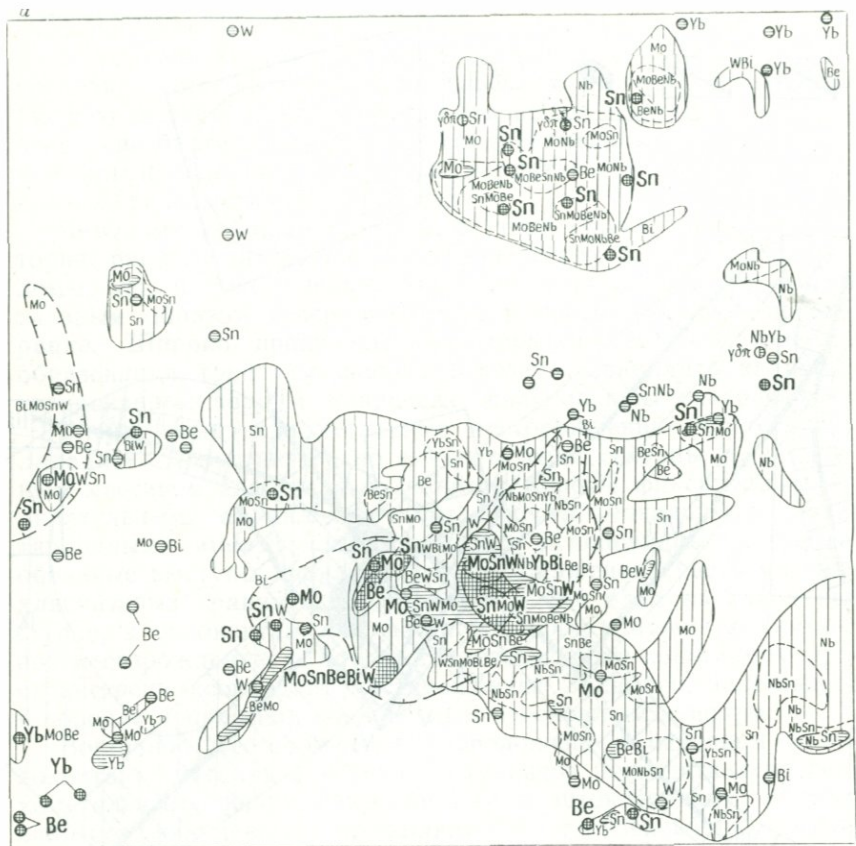
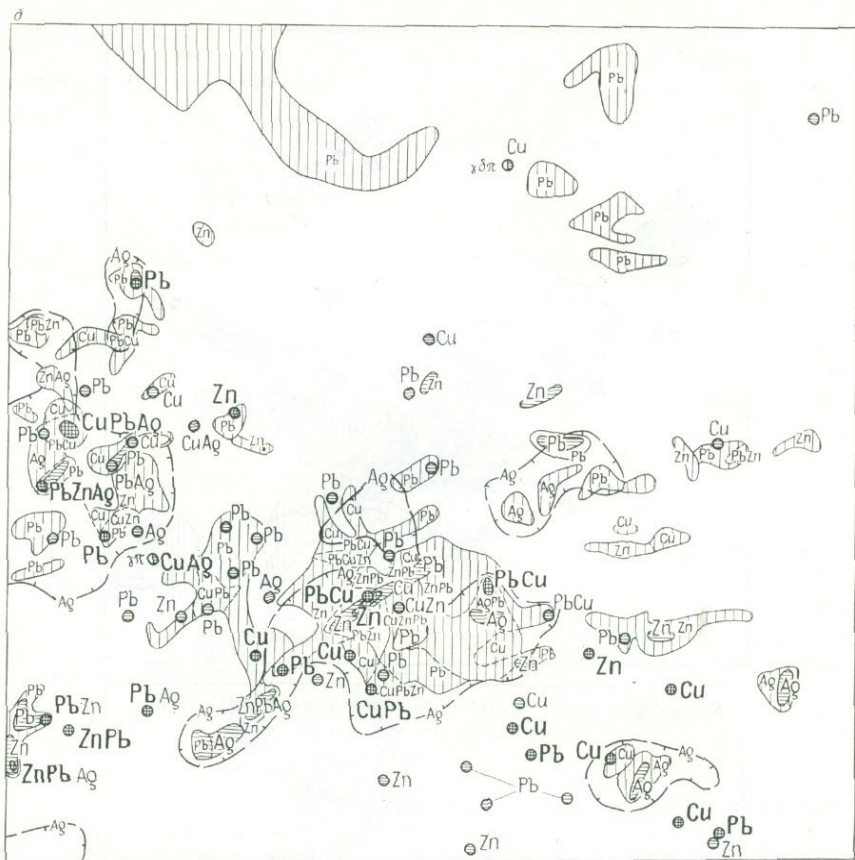


Рис. 30. Полиэлементные
 а — редкие металлы; б — цветные металлы.

Be, Nb, Yb) и цветных (Ag, Zn, Pb, Cu) металлов (рис. 30, 31).

Надынтрузивные зоны, более всего измененные гидротермально-метасоматическими процессами, фиксируются интенсивными аномалиями практически всех перечисленных элементов. Аномалии первого и второго порядков отмечают, как правило, лишь известные ранее рудные поля месторождений и рудопроявлений. По мере удаления от кровли массива в сторону экзоконтакта относительная доля полиметаллов в общем балансе рудных элементов возрастает. Наиболее контрастно эта закономерность проявлена в терригенных и карбонатных породах.

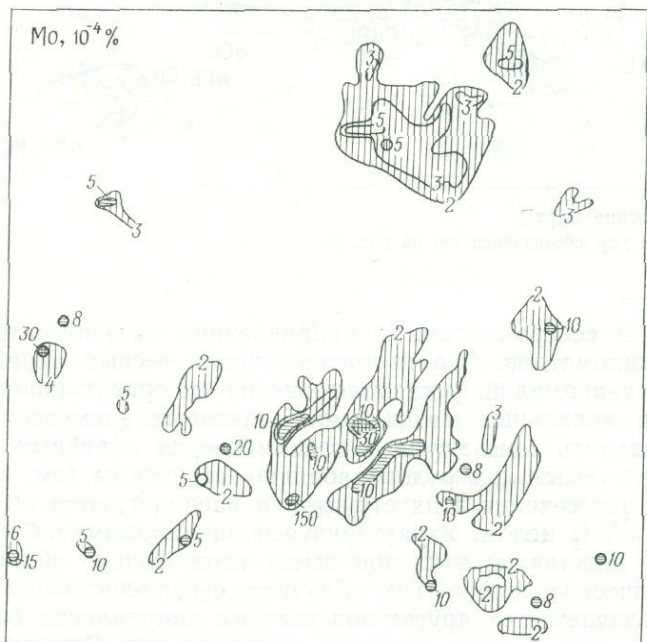
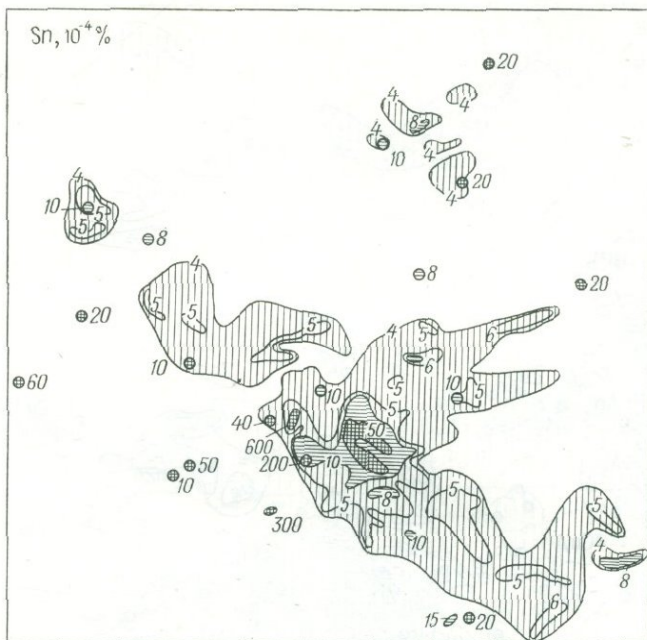
Зоны разрывных нарушений, характеризующиеся наложенными эпигенетическими процессами, четко выделяются слабыми геохимическими аномалиями, как правило нулевого порядка. Эти аномалии прослеживаются в основном в северо-за-



геохимические карты.

Остальные усл. обозначения см. на рис. 16.

падном и северо-восточном направлениях на километры — десятки километров. Анализ расположения осевых линий геохимических аномалий, установленных по их ориентировке и корреляции локальных максимумов отдельных элементов, позволил выделить семь крупных геохимических линейных зон, интерпретируемых как рудоподводящие структуры (см. рис. 29). В узле пересечения этих структур и располагаются оба месторождения. В целом, характеризуясь одинаковым набором элементов, каждая из этих зон имеет свои, только ей присущие специфические черты. Так, Главная северо-восточная рудная зона отличается от других зон того же направления более высокими содержаниями цветных металлов, а в Скарновой зоне полиметаллы даже преобладают над редкими металлами. Кроме того, отмечается специфика структурного контроля для отдель-



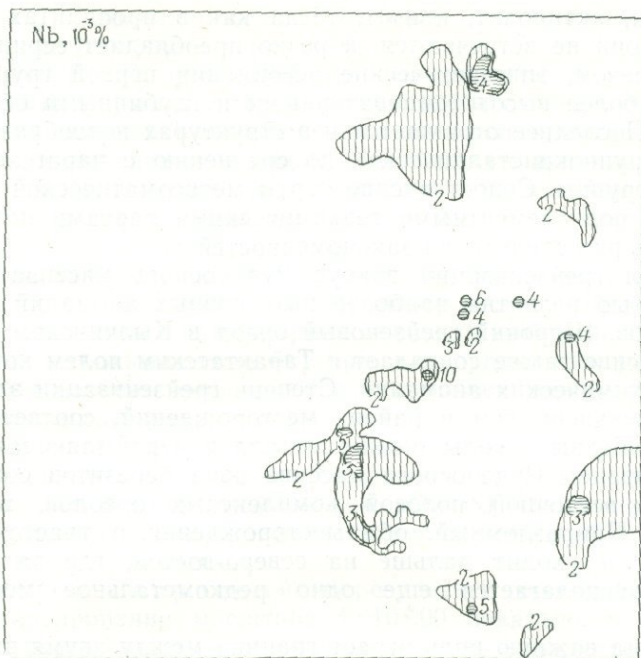


Рис. 31. Моноэлементные геохимические карты.
Усл. обозначения см. на рис. 16.

ных элементов. Так, распределение молибдена контролируется северо-восточными разломами, а отлагающегося на более поздних этапах олова — северо-западными (см. рис. 31). Таковы же соотношения между молибденовыми и оловянными жилами в рудном поле Восточного месторождения. С девонскими образованиями жерловой и субвулканической фаций, участвующими в строении кольцевой вулканотектонической структуры, связаны аномалии Кольцевой олово-ниобиевой зоны (см. рис. 29, IX; 31).

Для интерпретации геохимических аномалий было изучено 1500 шлифов и по методике Е. В. Плющева и О. П. Ушакова [121, 122] составлена карта гидротермально-метасоматической зональности района. На ней выделено 9 разнотипных статистически устойчивых минеральных парагенезисов, которые объединены в две группы. В одну группу входят грейзены, березиты, актинолитовые пропилиты и скарны, в другую — березиты и пропилиты. Первая группа ассоциаций отличается от второй минералами-индикаторами (флюоритом, мусковитом), развитием локальных тел грейзенов и скарнов, большим распространением жильчатого кварца и рудных минералов. В пропилитах этой группы характерны высокотемпературные минералы.

пироксен, актинолит, цоизит, тогда как в пропилитах второй группы они не встречаются, а резко преобладает серицит. Таким образом, эпигенетические ассоциации первой группы являются более высокотемпературными и глубинными образованиями. Последнее отражается и в структурах новообразований, более крупнокристаллических по сравнению с парагенезисами второй группы. Сопоставление карты метасоматической зональности с полиэлементными геохимическими картами позволило отметить ряд следующих закономерностей.

Ореол грейзенизации вокруг Рудоносного массива совпал с областью развития наиболее интенсивных аномалий рудных элементов. Широкий грейзеновый ореол в Кылчинском гранитном массиве также совпадает с Тарактасским полем комплексных геохимических аномалий. Степень грейзенизации здесь заметно меньшая, чем в районе месторождений, соответственно и более бедны ореолы редких металлов. Окаймляющая ореол грейзенизации Рудоносного массива зона березитов совпадает с северо-восточной полосой комплексных ореолов, включая участок Приразломный, оба месторождения и участок Грейзеновый, и уходит дальше на северо-восток, где за рамкой карты располагается еще одно редкометальное месторождение.

Весьма важную роль играет граница между двумя выделенными группами ассоциаций; в непосредственной близости от нее располагаются большинство точек минерализации, месторождения и рудопроявления, кроме участков Нового и Тарактасского. Очень интересно обнаружение на участке Скарновом, также расположенном вблизи указанной границы, кроме скарнов и пропилитов многочисленных локальных проявлений грейзенов. Этот факт, а также распространение скарнов в отложения карбона позволяют определить послескарбовый возраст оруденения и обосновать перспективы участка на редкометальное оруденение.

Установленные горизонтальная и вертикальная геохимическая и метасоматическая зональности, детальные геологические материалы по району и по месторождениям позволили дать новую оценку перспектив рудоносности района, руководствуясь кроме общеизвестных следующими поисковыми критериями и признаками редкометального оруденения:

- 1) выступы кровли рудоносных гранитов фиксируются как локальными гравитационными минимумами, так и широкими комплексными геохимическими ореолами. Гравитационные минимумы иной природы такими ореолами не сопровождаются. По мере удаления от поверхности апикальных выступов возрастает роль цветных металлов в общем балансе рудных элементов в ореолах;

- 2) точки минерализации, рудопроявления и месторождения располагаются в пределах крупных линейных геохимически ано-

мальных рудоподводящих зон. Особенно благоприятны участки пересечения разноориентированных зон;

3) вокруг месторождений широко развиты метасоматиты грейзеновой формации, характеризующиеся специфическим набором рудных элементов. Особенно важна роль собственно грейзенов и их аналогов в карбонатных породах, а также березитов грейзенового ряда (с флюоритом и гематитом). Очень важно обнаружение даже незначительных скарновых проявлений и зон поздней калишпатизации;

4) весьма благоприятно наличие вблизи гранитного массива резко контрастных по химическому составу пород, например известняков и сланцев, границы между которыми представляли собой геохимические барьеры для рудоносных растворов. Подобные барьеры фиксируются и границей между разнотипными метасоматическими формациями.

В наиболее полной мере перечисленные критерии и признаки проявлены на участках Скарновом, Грейзеновом, Новом, Тарактасском и Приразломном (см. рис. 29). На всех участках, кроме Тарактасского, проводились дополнительные исследования в масштабе 1 : 10 000.

Участок Скарновый. В результате геолого-геохимического картирования масштаба 1 : 10 000 доказано, что наиболее богатыми являются не скарны, а вновь выявленные многочисленные кварц-гематитовые тела с комплексной редкометалло-полиметаллической минерализацией. Наиболее вероятна связь оруденения с нескрытой интрузией акчатауского типа, что подтверждается наличием локального гравитационного минимума, в сторону которого направлена выпуклостью дугообразная зона кварц-гематитовых тел, комплексным характером минерализации, выявлением многочисленных локальных проявлений грейзенов, а также типичной для региона, по данным Е. В. Плющева, тесной пространственной связью скарнов с посторогенными аляскитовыми гранитами и региональными полями развития метасоматитов грейзеновой формации.

Грейзеновое рудопроявление. Находится на сочленении Кольцевой олово-ниобиевой и Главной северо-восточной рудных зон и приурочено к контакту Кылчинского гранитного массива с девонскими вулканитами; оно представляет собой серию кварцевых жил с бедной редкометалло-минерализацией. Тем не менее широкое развитие грейзеновых минеральных парагенезисов и комплексных геохимических аномалий свидетельствует о достаточно мощном рудном процессе. Однако гребнеобразный выступ кровли Рудоносного интрузива, с которым связано оруденение, расположен по данным гравиметрии на глубине около 700 м. Как геофизические данные, так и расчеты по показателям геохимической зональности позволяют ожидать обнаружения промышленного оруденения на глубинах не менее 400—500 м. В свете этих данных прежнее отрицатель-

ную оценку участка нельзя признать убедительной: рудные жилы подсечены скважинами на глубинах всего 80—100 м, а содержания редких металлов в них с глубиной закономерно возрастают.

Участок Новый, расположенный в зоне Шалгия-Караобинского разлома, представляет интерес в связи с широким развитием зон поздней калишпатизации, сопровождающихся наличием флюорита и редкометального оруденения. На юго-восток щелочные парагенезисы сменяются более высокотемпературными кислотными. Благоприятными признаками для прослеживания оруденения и на глубину служат наличие гравитационного минимума и дугообразная структура зоны кварцевых жил, направленная выпуклостью в сторону апикальной части Рудоносного массива.

Тарактасская аномальная зона, находящаяся на севере района в Қылчинском гранитном массиве, также, вероятно, связана с нескрытой интрузией акчатауского типа. Об этом свидетельствуют гравитационный минимум, изометричная форма широкого комплексного геохимического ореола и интенсивная грейзенизация пород. Однако проведение глубинных детальных поисков можно рекомендовать лишь после высоко-точной гравиразведки и вскрытия структурной скважиной апикального выступа аляскитовых гранитов.

Участок Приразломный представляет собой часть Главной северо-восточной рудной зоны (см. рис. 29, III), при-мыкающий с юго-запада к месторождению Западное. Общие перспективы участка на редкие металлы связаны лишь с южными и юго-западными флангами месторождения. Кроме типично грейзеновых проявлений на всем протяжении зоны Центральных разломов (см. рис. 28, 30) выявлены многочисленные опал-гематит-пирролизитовые тела в карбонатных породах и кварц-турмалиновые жилы с баритом и сульфидами и высокими содержания серебра, свинца, цинка, меди, бериллия, бора, сурьмы, мышьяка. Последние три элемента совершенно несвойственны для обоих месторождений, так же как барит и турмалин. Турмалин встречается только в грейзенах фациального ряда В—Na и является антагонистом топаза, характерного минерала F—K-ряда. Следовательно, рассматриваемое оруденение (в соответствии с данными Д. В. Рундквиста и М. Г. Руб по грейзеновым месторождениям) не может принадлежать к эволюционной ветви месторождений: пегматитовые→грейзеновые→сульфидные [143]. По комплексу минералого-геохимических и геологических признаков был сделан вывод о присутствии в районе золото-серебряной малосульфидной минерализации. Он подтвердился детальными оценочными работами.

Таким образом, планомерное геохимическое опробование и изучение геохимической зональности позволили в районе, где

ранее проводилась геологическая съемка масштаба 1:50 000 и металлотрические съемки масштаба 1:25 000 и 1:10 000, выявить три перспективных участка (Приразломный, Новый, Тарактасский) и доказать перспективы двух других ранее забракованных (участки Скарновский и Грейзеновский). Прослежены ранее известные и выявлены новые рудоподводящие и рудоконтролирующие структуры; установлены проявления олово-ниобиевой минерализации, связанной с процессами вторичного окварцевания жерловых и субвулканических образований, и золото-серебряной малосульфидной минерализации участка Приразломного. Уже после окончания исследований в пределах выявленных зон (см. рис. 29, пересечение зон III и V) на флангах месторождений обнаружены новые слепые промышленные рудные тела.

§ 2. Кварц-золото-полиметаллические месторождения

В качестве примера здесь можно рассмотреть результаты геохимических исследований на площади рудного узла, расположенного в пределах крупного раннегерцинского антиклинория одной из складчатых областей. В строении антиклинория принимают участие сложно дислоцированные верхнесилурийские и девонские (доживетские) зеленоцветные терригенные флишеподобные толщи, образующие нижний структурный ярус. Породы смяты в линейно вытянутые складки северо-западного или близширотного направления с крутыми углами падения. Складчатость сопровождается многочисленными трещинами кливажа северо-западного (310—325°) направления.

Антиклинорий осложнен рядом крупных среднегерцинских наложенных мульд. Слагающие их верхнедевонские и среднекаменноугольные вулканогенные и осадочные отложения формируют средний структурный этаж, структурные элементы которого созданы саурской складчатостью. Верхнепалеозойские вулканогенные образования, образующие верхний структурный этаж, так же как породы среднего этажа, непосредственно на площади рудного узла не распространены. Интрузивные тела, прорывающие терригенные толщи нижнего структурного этажа, подразделены на две группы (рис. 32). Раннепермский комплекс гранитоидов представлен небольшим изометричным массивом гранитов, граносиенитов и гранит-порфиров. Массив окружен ореолом кварц-биотитовых роговиков шириной до 1 км. Позднепермский комплекс малых интрузий объединяет разнообразные по составу штоки, дайки и трещинные тела. Ранняя генерация представлена штоками и дайками гранитоидов, а интрузивные тела поздней генерации сложены породами диоритового

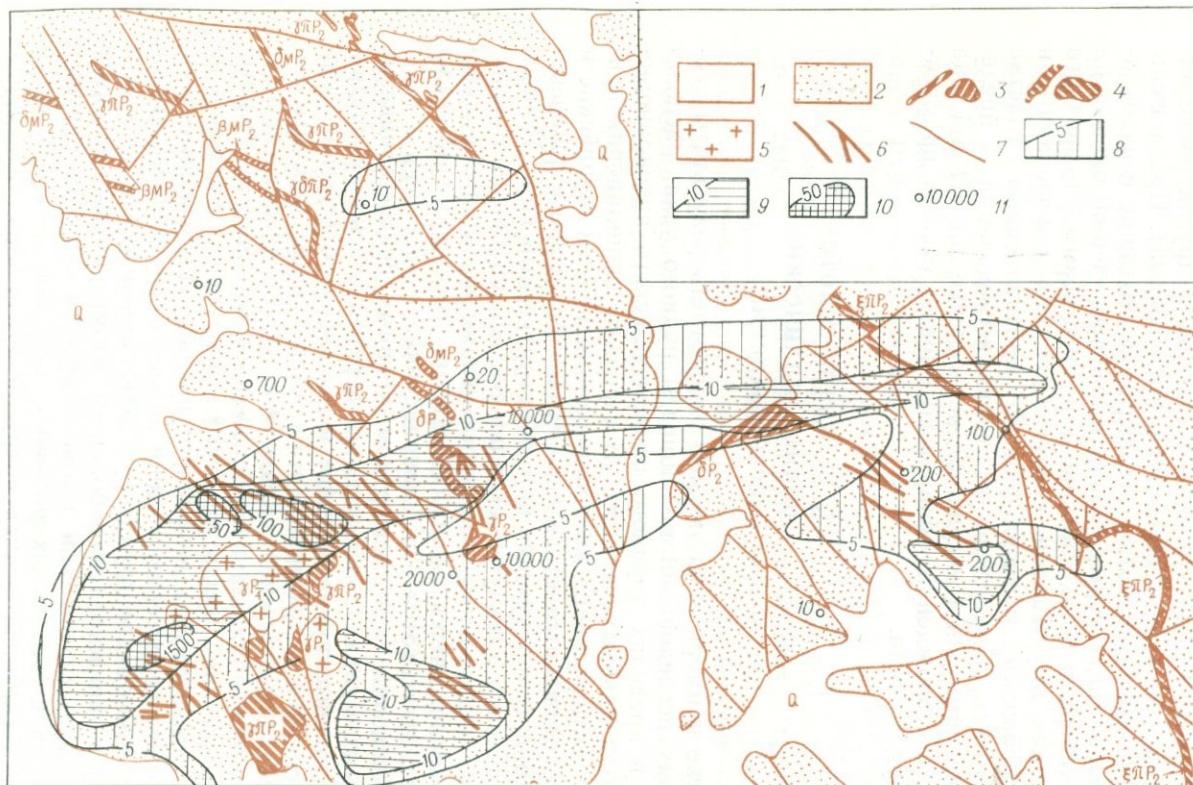


Рис. 32. Распределение золота в породах Главного и Восточного рудных полей.

1 — рыхлые отложения (Q); 2 — терригенные отложения (S—D₃); 3 — дайки и штоки микродиоритов (δP₂), диоритовых порфиритов (δμP₂), диабазовых порфиритов (βμP₂); 4 — дайки и штоки микрогранитов (γP₂), гранит-порфиритов (γлP₂), кварцевых сиенит-порфиритов (εлP₂) и липаритовых порфиритов (ллP₂); 5 — граниты, граносиениты, гранит-порфириты (γP₁); 6 — зоны жильно-прожилкового окварцевания и березитизации с золото-сульфидным оруженением; 7 — разрывные нарушения; 8—10 — участки с содержанием золота, 10⁻⁷ %: 8—5+10, 9—10+50, 10—>60; 11 — точечные ано-

мали золота.

ряда. Дайки прослеживаются обычно в северо-западном направлении, образуя местами протяженные пояса. Все складчатые структуры осложнены сбросами и сбросо-сдвигами с амплитудами перемещения до 1 км. Резко преобладают нарушения северо-западного направления.

В Главном рудном поле насчитывается около 50 зон с золото-полиметаллической минерализацией. Они приурочены к участкам расланцевания и брекчирования и представлены невыдержанными по мощности кварцевыми жилами, прожилками, окварцованными и березитизированными породами. Все зоны имеют северо-западное простирание. Руды вкрапленные и массивные, представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом и самородным золотом; березиты, развитые в зальбандах рудных тел, переходят в березитизированные породы и на еще большем удалении сменяются пропилитами. В 5 км восточнее расположено Малое рудное поле, где в значительно меньшем количестве встречаются подобные рудные тела.

В пределах изученной территории площадью около 150 км² было отобрано 550 штучных проб по сети 500×250 м. По данным спектрального анализа выявлены геохимические аномалии золота, серебра, свинца, цинка, меди, молибдена, вольфрама, висмута, олова, ниобия, бериллия и кобальта. Порог чувствительности анализа на золото $5 \cdot 10^{-7}\%$ позволил зафиксировать лишь аномальные его содержания. Выделенная зона интенсивного привноса золота длиной 15 при ширине 2—2,5 км (рис. 32) протягивается в близширотном северо-восточном направлении. В пределах этой крупной рудоподводящей структуры, проявленной только геохимически, расположены практически все известные рудные тела и точки минерализации. Оказалось, что северо-западные рудоконтролирующие зоны несут золотое оруденение только вблизи пересечения с этой структурой. Это объяснило бесплодность всех попыток обнаружить оруденение на продолжении северо-западных зон. На всей изученной площади ранее проводились детальные (масштаб 1:10 000) шлиховая, металлотрическая и даже геохимическая съемки по коренным породам. Однако выявить эту главную закономерность размещения оруденения не удавалось, так как в рыхлых отложениях слабая геохимическая аномалия была еще более разубожена, а при коренном опробовании были взяты пробы только из рудных зон, вследствие чего все локальные аномалии, естественно, вытянулись в северо-западном направлении. Приведенный пример наглядно подтверждает необходимость равномерного опробования с обязательным отбором проб из «пустых» пород.

Отмечены существенные различия в характере размещения редких и цветных металлов. Ореолы свинца, цинка, меди и серебра образуют широкое кольцо, совпадающее с экзоконтактовой зоной раннепермского гранитного массива. Значительно

менее интенсивные аномалии олова, молибдена, вольфрама, ниобия, бериллия, висмута отчетливо линейны и вытянуты в северо-восточном направлении. Максимумы в содержании редких металлов сопровождаются слабой грейзенизацией пород. С ними совпадают небольшие очень слабые аномалии цветных металлов. Эти закономерности позволяют уточнить немаловажные детали генезиса оруденения. Полиметаллическое оруденение тесно пространственно и генетически связано с раннепермским гранитным массивом. Оно располагается в кольцевой экзоконтактовой зоне. Размещение позднепермских малых интрузий, грейзеновой редкометальной минерализации и золотого оруденения с поздним полиметаллическим подчинено единому структурному плану и контролируется почти не выраженными на местности близширотными северо-восточными нарушениями. Редкометальное и золотое оруденение, вероятно, парагенетически связаны с нескрытым, но предполагаемым по геофизическим данным массивом позднепермских аляскитовых гранитов в Главном рудном поле. В нем известно штокверковое молибденовое рудопроявление грейзенового типа. Согласно схеме эволюции генетических типов рудных месторождений [143] возникновение золотого оруденения не только предшествует формированию грейзеновых месторождений, но и завершает этот эволюционный ряд. Установленный послегрейзеновый возраст золотого оруденения, вероятно, характерен для всех месторождений этого района, что объясняет изобилие мелких, но богатых месторождений и отсутствие крупных.

Результаты исследований позволили локализовать участки для детальных поисков золотого оруденения, показать независимость его размещения от полиметаллического (пространственное совмещение только в Кольцевой зоне), а также обосновать перспективы глубоких горизонтов Главного рудного поля на грейзеновое редкометальное оруденение.

§ 3. Жильные кварц-полиметаллические месторождения

В качестве одного из полигонов опытно-методических геохимических исследований был выбран район месторождения Пчелояд, рудное поле которого представляет собой веерообразную систему рудоносных жил. Месторождение расположено в Восточно-Родопском структурном понижении, точнее, в центральной части Момчилградской грабен-синклинали. Оно приурочено к южной части крутопадающей зоны разломов широтного простирания. Породы, слагающие район месторождения, разделяются на два структурных этажа.

Докембрийский метаморфический фундамент установлен на глубине по скважинам, а в самой восточной части месторож-

дения выходит на поверхность. Он представлен метаморфическими породами: гнейсами, сланцами, амфиболитами, реже мраморами. Верхний структурный этаж сложен продуктами третьего этапа андезитового вулканизма (P_3^5). Эти вулканиты широко распространены в районе и представлены агломератами, туфобрекчиями и лавами андезитового, латитового и кварц-латитового состава. Туфобрекчии и агломераты наиболее широко распространены и залегают преимущественно в основании разреза. Андезиты широко распространены и слагают почти все тела, покровы и потоки в районе. На изученной площади установлены малые интрузии штокообразной формы диоритов и монцодиоритов, которые прорывают андезиты и туфобрекчии палеогеновой вулканической толщи. После завершения вулканической деятельности в Момчилградской грабен-синклинали по многочисленным разломам внедряется множество тел и даек андезитов, латитов, риодацитов и риолитов. Большой частью они интенсивно гидротермально изменены.

Для месторождения Пчелояд, располагающегося в верхнем структурном этаже, характерны крутопадающие линейные рудоносные зоны, включающие сульфидные жилы, сеть прожилков сульфидов и вкрапленную сульфидную минерализацию. Установлено шесть рудоносных параллельных зон с множеством апофиз. Зоны кулисообразно расположены на близком рас-

Минералы	Этапы и стадии минералообразования				
	Пропилитовый	Главный кварц-полиметаллический			Карбонатный
	Хлорит-эпидотовая	Кварц-пиритовая	Кварц-галенит-сфалеритовая	Кварц-даритовая	Кальцитовая
Пирит Альдит Хлорит Серцит Эпидот Цеоциты	■ ■ ■ ■ ■ ■				
Гематит Пирит Кварц		■ ■ ■			
Кварц Эпидот Хлорит Серцит Пирит халькопирит сфалерит Галенит			■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■		
Кварц Аметист Барит Сульфосоли Хвцедон Сфалерит халькопирит Галенит				■ ■ ■ ■ ■ ■	
Мангано-кальцит Кальцит I Кальцит II					■ ■ ■

Рис. 33. Стадии минералообразования на месторождении Пчелояд (НРБ).

стоянии и часто сливаются как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Простираение их субширотное (от 270 до 310°), падение южное, реже северо-восточное под углами 70—85°. Протяженность зон от 1,2 до 4,5 км, а средняя мощность 1—3 м. Большая часть месторождения расположена на высоте 700 м над уровнем моря. Вертикальный размах оруденения порядка 700 м.

Установлены три главные стадии минералообразования: пропитовая, главная кварц-полиметаллическая и карбонатная (рис. 33). В рудном поле наблюдается концентрическая зональность от низкотемпературной минерализации (барит—халцедон—сульфосоли) в периферических частях до карбонат-сульфидной и кварц-сульфидной в центральной части.

Гипогенная минерализация месторождения представлена значительным числом минералов, из которых наибольшее значение и распространение имеют пирит, сфалерит, галенит и халькопирит. Зона окисления проявлена достаточно широко. В ней отмечены англезит, церуссит, халькозин, ковеллин, гидроокислы железа и марганца, малахит и азурит. Рудные минералы распределены неравномерно и приурочены преимущественно к жильным частям зон. Из нерудных минералов наиболее распространены хлорит, эпидот, серицит, доломит, цеолиты и монтрилонит.

Основные полезные компоненты руд — свинец, цинк, медь, второстепенные — кадмий, серебро, золото, кобальт, никель, мышьяк, сурьма, молибден, цезий, олово и ртуть. Наблюдается повышенное содержание кадмия и галлия в сфалерите и серебра в галените.

Мощность зоны окисления в зависимости от состава жил, текстуры руд и степени их раздробленности колеблется от 10 до 120 м.

Геологические особенности месторождения характеризуют его как типично мезотермальное, образованное на относительно небольшой глубине и парагенетически связанное с эоцен-олигоценным вулканизмом. Рудные тела и зоны месторождения пересекают олигоценовые вулканиты и субвулканические тела, но они не отмечены среди плиоценовых образований. Это определяет их олигоцен-миоценовый возраст.

Геохимическое опробование коренных пород в районе месторождения Пчелояд было проведено по сети 500×250 м с целью выяснения эффективности методики и уточнения способов обработки и интерпретации геохимической информации. Составленные по результатам спектральных анализов моноэлементные геохимические карты (Pb, Zn, Cu, As, Ba, Ag, Co, Ni, Mo, Bi, W, Sn) позволили выявить многочисленные аномалии рудных и сопутствующих им элементов, разбросанные по всей площади и имеющие незначительную интенсивность. Для усиления слабых геохимических сигналов был использован мультипликативный

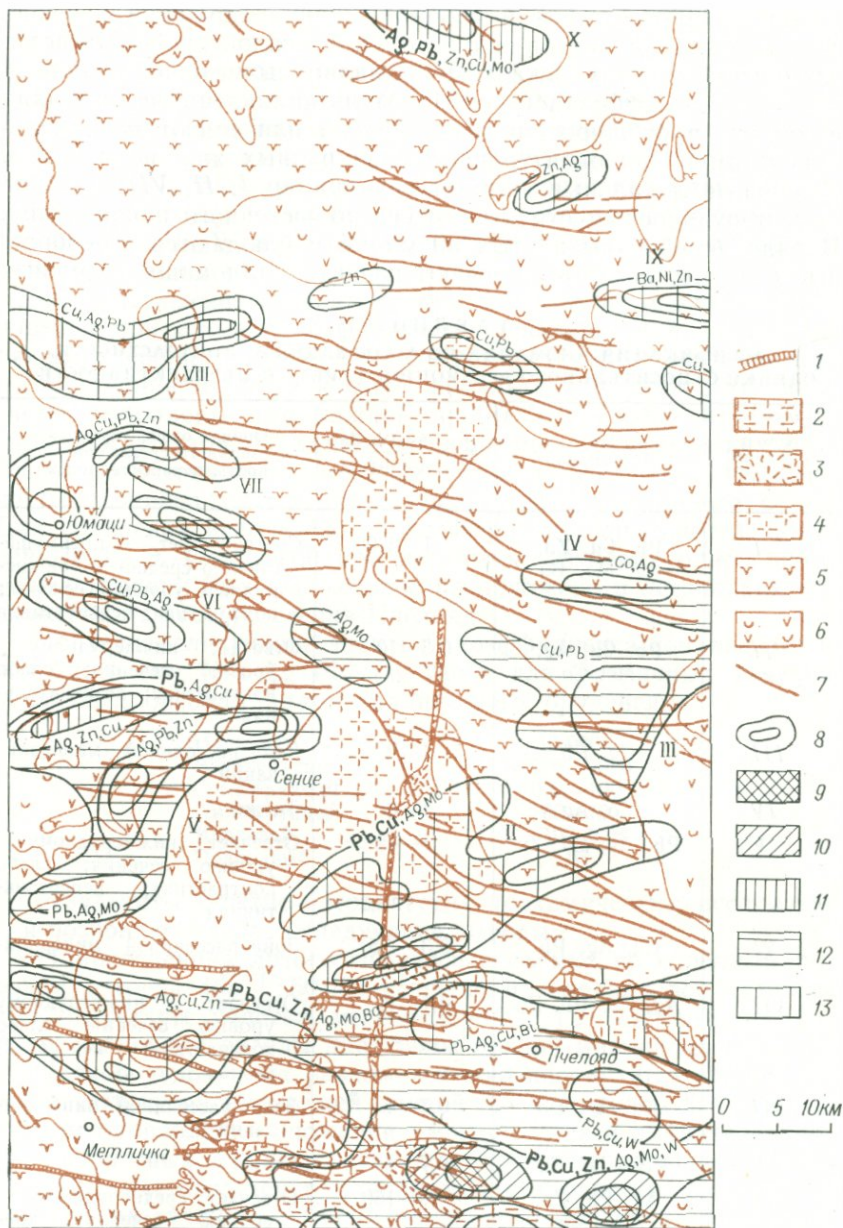


Рис. 34. Фрагмент полиэлементной прогнозно-геохимической карты месторождения Пчелояд (НРБ).

1 — риолитовые дайки; 2 — риолитовые тела; 3 — тела и дайки кварц-латитов; 4 — мондиориты; 5 — андезиты и андезитовые базальты; 6 — андезитовые и латитовые агломераты и туфы; 7 — рудоносные разломы; 8 — изолинии мультитиплякативного литогеохимического ореола (Ba, Sb,

As, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, Co, Ni, Sn, Bi, W); 9—13 — значения коэффициента зональности $k_3 = (AgPbZn)/(CuBiCo)$ (9 — 10000—1000, 10 — 1000—100, 11 — 100—10; 12 — 10—1; 13 — 1—0,1 и ниже). Римские цифры — номер аномалий.

метод, заключающийся в перемножении содержаний перечисленных выше элементов-индикаторов в каждой пробе. На полиэлементных картах показаны аномалии вычисленного мультипликативного эффекта (рис. 34). Мультипликативные аномалии вытянуты в субширотном направлении или имеют неправильную форму. Они оконтуривают сноп рудных жил и разломов. Отдельные локальные аномалии, например *I*, *II*, *VII*, соответствуют рудоносным структурам северо-восточного направления. В ряде линейно вытянутых аномалий наблюдаются своеобразные раздувы, которые отмечают развитие маломощных рудных

ТАБЛИЦА 17

КЛАССИФИКАЦИЯ АНОМАЛИЙ ПО АССОЦИАЦИЯМ, КонтРАСТНОСТИ, ОЦЕНКЕ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА И ПЕРСПЕКТИВНОСТИ

Номер аномалии на рис. 34	Ассоциации	$k_3 = \frac{\text{Ag} \cdot \text{Pb} \cdot \text{Zn}}{\text{Cu} \cdot \text{Bi} \cdot \text{Co}}$	Оценка относительного эрозионного среза; контрастность; перспективность
<i>I</i>	Pb, Cu, Zn , Ag, Mo, Ba	1—2700	Соответствует преимущественно средне- и нижнерудным уровням сечения; контрастная; перспективна
<i>II</i>	Pb, Cu, Ag , Mo, Co	0,5—10	Отвечает нижнерудному уровню сечения; слабо контрастная; незначительная
<i>III</i>	Cu, Pb	1—2	Зона рассеянной минерализации
<i>IV</i>	Co, Ag	1—3	То же
<i>V</i>	Pb, Ag, Cu, Zn	1—42	Отвечает нижнерудному уровню сечения; слабо контрастная; неперспективная
<i>VI</i>	Cu, Ag, Pb	0,3—1,5	Зона рассеянной минерализации
<i>VII</i>	Ag, Cu, Pb, Zn	0,1—17	Отвечает нижнерудному уровню сечения; слабо контрастная; неперспективная
<i>VIII</i>	Cu, Ag, Pb	0,7—4	Зона рассеянной минерализации
<i>IX</i>	Ba, Ni, Sn	0,7—1	То же
<i>X</i>	Ag, Pb, Zn , Cu, Mo	10—150	Отвечает среднерудному уровню сечения; контрастная; перспективная на глубину

Примечание. Полужирным шрифтом выделены ведущие элементы в каждой ассоциации.

столбов на пересечении рудоносными зонами субвулканических тел и даек.

Индикаторные ассоциации элементов для каждой локальной аномалии определены по показателю зональности, представляющему собой отношение площадной продуктивности каждого элемента-индикатора к суммарной продуктивности всех элементов, с использованием информативных критериев Стьюдента и Готтелинга. Получен следующий ранжированный ряд: Pb, Cu, Zn (Ag, Mo, Bi, W, Ba). Он соответствует элементному составу руд месторождения.

Относительный эрозионный срез геохимических ореолов оценивался при помощи коэффициента зональности k_z , представляющего собой отношение мультипликативного эффекта серебра, свинца и цинка к меди, кобальту и висмуту. Эти подсчеты выполнены для каждой пробы в пределах отдельных аномалий. В табл. 17 даны классификация геохимических аномалий по ассоциациям, контрастности, коэффициенту зональности и оценка их относительного уровня эрозионного среза. Для сравнения использовался коэффициент зональности, полученный Г. Э. Федотовой при детальном изучении однотипного месторождения Звездел, которое расположено в нескольких километрах от месторождения Пчелояд.

Получены следующие значения коэффициента зональности и подобного ему $(Ba \cdot Ag \cdot Pb) / (W \cdot Mo^2)$ для различных сечений первичных ореолов полиметаллического оруденения:

Надрудный	>10 000
Верхнерудный	10 000—1000
Среднерудный	1000—100
Нижнерудный	100—10
Корневой	10—0,05
Подрудный	0,05

Результаты опытно-методических геохимических исследований позволяют сделать следующие выводы:

1) проведенная литогеохимическая съемка по коренным породам в масштабе 1:50 000 успешно проследила все рудоносные структуры участка месторождения. По элементному составу первичные ореолы идентичны рудной минерализации;

2) сноп рудоносных разломов и жил картируется единой линейно вытянутой аномалией длиной 5,5 и шириной 2 км. В западном направлении аномалия раздваивается и выявляет наличие рудоносных структур северо-восточного направления. Таким образом, месторождение локализовано в участке пересечения рудоносных структур субмеридионального (310°) и северо-восточного (60°) направлений;

3) для относительной оценки эрозионного среза оруденения и перспективности геохимических аномалий можно использовать коэффициент зональности, характеризующий соотношение надрудных и подрудных элементов-индикаторов полиметалли-

ческого оруденения. Точность этого критерия зависит в значительной степени от детальности его изучения в вертикальных разрезах эталонных месторождений. Проведенная аналогия с месторождением Звездел позволяет предполагать, что в районе месторождения Пчелояд уровень эрозионного среза соответствует среднерудным сечениям эндогенного ореола;

4) сравнительно глубокий эрозионный срез позволил зафиксировать геохимическими аномалиями изометричной формы положение рудных столбов в общем линейном контуре зоны. Эти аномалии характеризуются повышенной интенсивностью и контрастностью коэффициента зональности;

5) из всех окоптуренных аномалий наибольший интерес представляют аномалии I и X (см. рис. 34). Первая совпадает с основной рудной зоной месторождения, и ее перспективность увеличивается в восточном направлении. Возможности обнаружения новых рудных залежей в палеогеновом осадочно-вулканогенном комплексе ограничены из-за его небольшой мощности (700—800 м) и значительного уровня эрозионного среза рудных зон.

§ 4. Медно-колчеданные месторождения

Изученная часть геосинклинальной зоны Западного Среднегорья НРБ сложена верхнемеловым вулканогенно-терригенным комплексом, перекрытым палеогеновыми и неоген-четвертичными осадками. В горстообразном приподнятом блоке фундамента в районе с. Братушково обнажаются триасовые известняки. Разрез верхнемеловых отложений начинается с нижнетуронских конгломератов, песчаников и глин с прослоями углей. Верхнетуронские отложения представлены морскими песчаниками, а нижнесенонские — глинистыми известняками, мергелями, алевролитами и песчаниками. Кампанская вулканогенно-терригенная толща мощностью 1 км сложена красными и серыми мергелями, туфами, туффитами и вытянутыми экструзивными телами. Наиболее ранние вулканы имеют основной состав, затем сменяются андезитами и, наконец, трахиандезитами. Вулканогенные образования перекрываются флишеподобной толщей с переслаиванием мергелей и песчаников. Вероятно, несколько позже внедряются моноклиоритовые порфиры, слагающие апикальные части слабо вскрытых интрузий. Олигоценовые и плиоценовые осадки заполняют грабены и представлены молассоидной формацией конгломератов, песчаников, мергелей и углей. Четвертичные отложения в долинах рек и пониженных частях рельефа слагаются гравием, песками и глинами. Верхнемеловая геосинклиналь зарождается и развивается в зоне глубинных разломов.

В конце позднего мела территория оформилась как крупная глыбово-блоковая постройка. Центральная часть синклинальной структуры выполнена олигоценом, а крылья сложены верхнемеловыми осадками и вулканитами. Определяющее значение в глыбообразовании и контроле магматизма имеют разломы юго-восточного ($115-130^\circ$) и северо-восточного ($40-70^\circ$) направления. Многие из них играли и рудоконтролирующую роль. На пересечении этих двух систем локализуются медно-колчеданные и полиметаллические рудопроявления. Значительно меньшую роль играют разломы субмеридионального и субширотного направления. В пределах изученной площади расположены три рудопроявления.

Рудопоявление Брезник расположено в юго-западной части района, характеризуется значительными размерами и высоким содержанием полезных компонентов (Pb, Zn, Cu). В геологическом строении района рудопоявления участвуют мергели, туфы и андезитовые туфолавы. Рудопоявление располагается на пересечении северо-западных и северо-восточных разломов в юго-западном крыле синклинали. Вдоль разломов проявлены метасоматические изменения пород, охватывающие площадь около 2 км^2 . От периферии к центру сменяются следующие минеральные фации: эпидот-хлорит-карбонатная, кварц-серицит-карбонатная, кварц-серицит-хлоритовая, кварц-серицитовая и монокварцитовая. Среди гидротермально измененных пород отмечено несколько зон окварцевания и рудной минерализации. Простираение их $295-300^\circ$. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом и пиритом. Содержание свинца в бороздовых пробах достигает 1,5, цинка — 1% по массе.

Рудопоявление Гургулятский Камень расположено к западу от с. Гургулят в северо-восточной части площади. Район рудопоявления сложен сенонскими песчаниками, мергелями и андезитами. В структурном отношении оруденение контролируется Гургулятским разломом, нарушенным в районе рудопоявления северо-восточным сбросо-сдвигом. В центральной части, где вторичные изменения наиболее сильны, установлены слагающие положительные части рельефа вторичные кварциты. В стороне от них делювиальный покров достаточно мощный (пройденные каналы не достигли коренных пород). Из рудных минералов макроскопически отмечается только пирит. Поблизости, в речной долине, зафиксирована шлиховая аномалия галенита. Известны также вторичные ореолы рассеяния свинца, цинка и меди. Во вторичных кварцитах по данным бороздового опробования содержание свинца, цинка и меди составляет $0,03-0,07\%$.

Рудопоявление Братушково (рис. 35) расположено в 1 км к югу от с. Братушково, в северо-восточной части площади. Район рудопоявления сложен туронскими кварцевыми

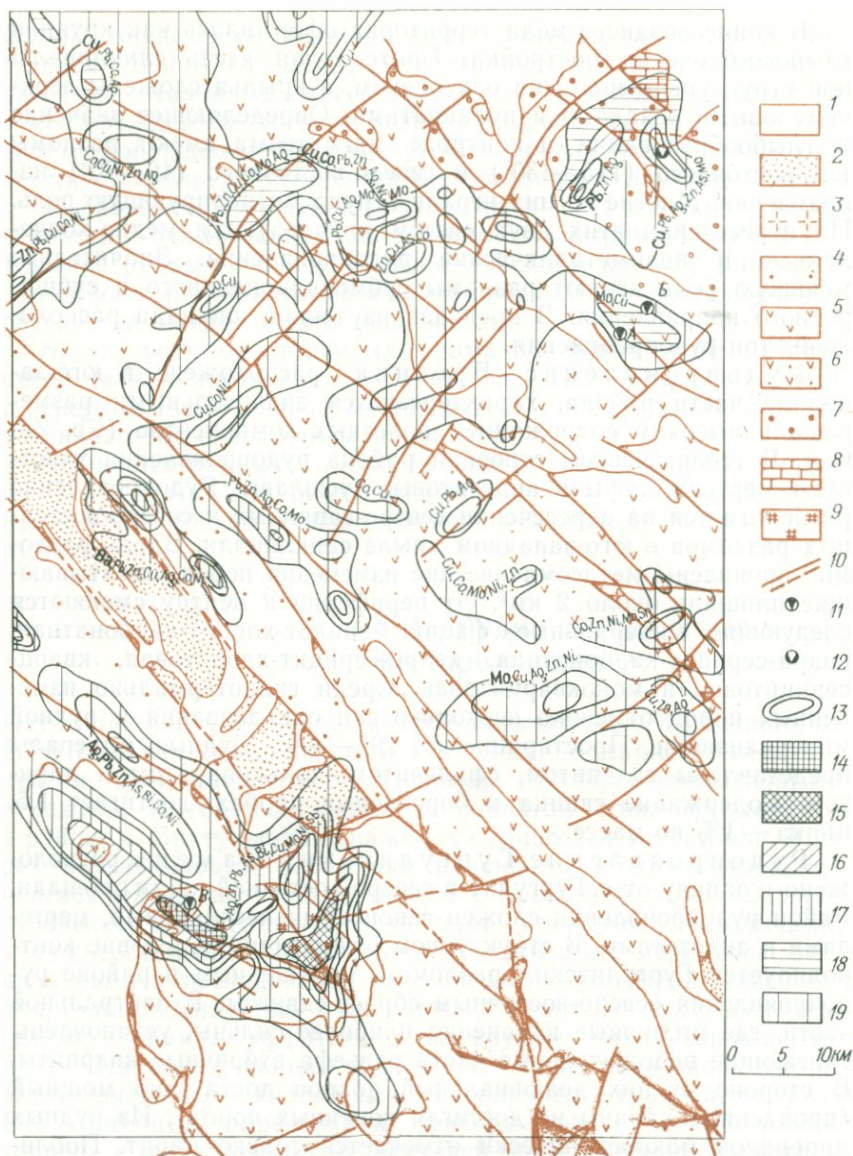


Рис. 35. Фрагмент полиэлементной прогнозно-геохимической карты Западного Среднегорья (НРБ).

1 — пески, гравий, глины (N_2+Q); 2 — конгломераты, песчаники, мергели, битуминозные порфириты (P_2-P_3); 3 — мондиоритовые порфириты (K_2-P_1); 4 — мергели, песчаники (K_2); 5 — базальты, андезиты, трахиандезиты (K_2); 6 — мергели, туфы, туффиты (K_2); 7 — конгломераты, песчаники, мергели (K_2); 8 — известняки (T_2-3); 9 — метасоматически измененные породы; 10 — тектонические нарушения (разломы);

11 — полиметаллические рудопоявления (А и Б — Гургулятский Камень, В — Брезник), 12 — медноколчеданное рудопоявление Братушково; 13 — изолинии аддитивного литогеохимического ореола (Ba, Sb, As, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, Co, Ni, Sn, Bi, W); 14—19 — значения коэффициента зональности $K_3 = (AgPbZn)/(CuBiCo)$ (14 — >10000, 15 — 10000—1000, 16 — 1000—100; 17 — 100—10; 18 — 10—1; 19 — 1—0,1).

песчаниками, прорванными вулканическими андезитами. Оруденение контролируется узлом пересечения северо-западных и северо-восточных разломов, где проявлены и наиболее интенсивные гидротермально-метасоматические изменения пород. Аргиллизация и серицитизация проявлены в основном в андезитах и значительно слабее в песчаниках. Из рудных минералов отмечаются пирит, значительно реже халькопирит; последний превращен в малахит и азурит. По данным бороздowego опробования содержание свинца и цинка составляет сотые доли процента, а меди — 1,6%. В районе рудопроявления зафиксированы гидро- и литогеохимическая аномалии серебра, свинца, цинка, меди и молибдена.

Геохимические исследования проводились одновременно с геологическим картированием района в масштабе 1:25 000. Перспективы рудоносности Западного Среднегорья определяются его положением между двумя рудными районами: Бор-Майданпекским в Югославии и Панагюрским в НРБ. По результатам приближенно-количественных спектральных анализов построены моноэлементные геохимические карты Ag, As, Sb, Pb, Zn, Cu, Mo, Co, Ni, Bi. Полиэлементная геохимическая карта составлена способом суммирования нормированных содержаний перечисленных выше элементов (рис. 35). Нормирование проведено по местному геохимическому фону. Для всех обобщенных и локальных геохимических аномалий определены их типоморфный состав и относительный эрозийный срез в сравнении с рудопроявлением Брезник, так как в Западном Среднегорье нет известных эталонных месторождений. Типоморфный состав аномалий определен по показателю зональности. Эти данные хорошо совпадают с рядами, полученными по информативным критериям Стьюдента и Готтелинга. Относительный эрозийный срез оценивался по коэффициенту зональности $k_3 = (Ag \cdot Pb \cdot Zn) / (Cu \cdot Bi \cdot Co)$, эталонная таблица значений которого приведена ранее (см. табл. 14). Построенные аддитивные геохимические аномалии имеют линейно вытянутые формы и в плане совпадают со структурами мелового осадочно-вулканогенного комплекса, зонами метасоматических изменений и тектонических нарушений северо-западного и северо-восточного направлений. В местах пересечения этих систем разломов расположены наиболее контрастные и комплексные геохимические аномалии. Наблюдается определенная специфика в распределении рудообразующих элементов. Обычно в геохимических аномалиях, имеющих северо-западное направление, главную роль играют медь, кобальт, никель, а в северо-восточных — серебро, свинец, цинк.

Наиболее интересная по своим геохимическим параметрам аномалия околнурена в районе рудопроявления Брезник (рис. 35, В). По размерам (10 км²) она в десятки раз превышает площадь рудопроявления. На геохимической карте ясно

видно, что аномалия приурочена к пересечению двух северо-западных и одной северо-восточной зон разломов. Аномалии характеризуются высокой интенсивностью, контрастностью и большим набором элементов. Наблюдается закономерность в распределении рудообразующих элементов. Во внешней зоне эндогенного ореола встречаются серебро, свинец, цинк, мышьяк, висмут, кобальт, никель, а во внутренней зоне — серебро, свинец, цинк, мышьяк, висмут, медь, молибден, никель, сурьма. Типоморфными являются серебро, свинец и цинк, что определяет ассоциацию как полиметаллическую. Высокая контрастность коэффициента зональности от 0,1 до 30 000 (среднее значение около 500) по аналогии с данными табл. 14 и детальных исследований на полиметаллических месторождениях других районов НРБ позволяет предполагать, что современный эрозионный срез вскрывает рудный уровень эндогенного ореола полиметаллического оруденения. По отношению к медно-колчеданному оруденению, судя по значениям коэффициента зональности и благоприятной геологической обстановке, можно предположить, что вскрыт лишь надрудный интервал ореола и что наибольшие перспективы связываются с глубинами 200—300 м. На участке аномалии проведены детальные геохимические, геофизические и геологические исследования масштаба 1 : 5000. Их результаты подтвердили перспективность геохимической аномалии, и она передана соответствующим организациям для доизучения.

Вторая по перспективности аномалия закартирована на рудопроявлении Братушково. Оконтуренный ореол также в десятки раз превышает площадь рудопроявления. Типоморфными элементами являются медь и свинец, а элементами-индикаторами — серебро, цинк, мышьяк и молибден. Коэффициент зональности изменяется от 0,01 до сотен единиц. По сравнению с первой геохимической аномалией в данном случае можно предположить, что современный эрозионный срез вскрывает надрудный уровень ореола медно-колчеданного оруденения. Распространение контуров первичного ореола и увеличение интенсивности k_3 в северо-западном направлении от вскрытого эрозией пирит-халькопиритового оруденения в восточной части участка свидетельствуют о наибольших перспективах северо-западной части ореола.

Перспективны на медное оруденение и некоторые аномалии на северо-западной окраине изученного района. Они располагаются в местах пересечения северо-западных и северо-восточных разломов, характеризуются большим набором элементов-индикаторов (Pb, Zn, Cu, Ag, As, Mo) и повышенными значениями k_3 в интервале от 1 до 100.

Геохимическая аномалия рудопроявления Гургулят (см. рис. 35, А — Б) имеет моноэлементный состав, небольшую контрастность и может быть оценена как бесперспективная.

Результаты исследований в Западном Среднегорье позволяют сделать следующие выводы:

1) использование аддитивного эффекта при составлении геохимической карты масштаба 1 : 50 000 существенно увеличивает возможности оконтуривания слабых геохимических аномалий;

2) с помощью коэффициента зональности можно оценить относительный эрозионный срез эндогенных ореолов и их перспективность;

3) выявлена серия перспективных аномалий поликомпонентного состава, по характеру зональности и контрастности представляющих интерес для поисков медно-полиметаллического оруденения;

4) перспективные геохимические аномалии приурочены к узлам пересечения северо-западных и северо-восточных разломов;

5) аномалии моно- и биеlementного состава с низким коэффициентом аномальности могут быть оценены как зоны рассеянной минерализации;

6) эндогенные ореолы наиболее перспективных участков Брезник и Братушково превышают площадь вскрытых современным эрозионным срезом рудопроявлений в десятки раз, однозначно определяя направления рудоносных структур и центров наиболее сильных проявлений рудообразующих процессов.

§ 5. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах

Эти месторождения в карбонатных и терригенных породах в последнее время повсеместно становятся основным источником свинцово-цинковых руд, поэтому изучение закономерностей их размещения приобрело первостепенное значение. В Казахстане большинство месторождений рассматриваемого типа локализовано в карбонатно-терригенных толщах верхнего девона — нижнего карбона. Стратиформные месторождения характеризуются общностью литологии вмещающих толщ, сходством минерального состава, морфологии рудных тел, что позволило выделить их в атасуйский генетический тип вулканогенно-осадочного оруденения с наложенным гидротермально-метасоматическим [44, 106, 119, 187].

Месторождения и рудопроявления Акжал-Аксоранской зоны, имеющие много общих черт с месторождениями Атасуйского рудного района, многими исследователями [119, 187] отнесены к атасуйскому генетическому типу. Другие геологи, например Е. В. Альперович, В. В. Колесников, Н. В. Кочкин, В. Г. Ли [90], относят их к самостоятельному собственно гидротермальному типу. Вслед за последними нами в процессе проведенных

геолого-геохимических исследований также отмечен ряд существенных отличий оруденения Акжал-Аксоранской зоны. В первую очередь обратило на себя внимание отсутствие синхронных верхнефаменским осадкам железо-марганцевых руд, сингенетических скоплений глобулярного пирита и сфалерита, а также вулканогенных примесей в фаменских породах. Возможно, так проявляется различие структурных позиций Атасуйского рудного района во внешней зоне краевого вулканического девонского пояса, а Акжал-Аксоранской зоны в дугообразной полосе между девонским краевым вулканическим поясом и Джунгаро-Балхашской геосинклиналью [119, с. 30].

Выделяя атасуйский генетический тип, Г. Н. Щерба и соавторы отмечают богатство и разнообразие его проявлений по вещественному составу и генетическому диапазону [44]. Таким образом, если и относить месторождения Акжал-Аксоранской зоны к атасуйскому типу, необходимо отчетливо представлять их значительные структурно-вещественные и генетические различия, без сомнения влияющие на методику поисковых работ. Результаты исследований подтвердили эти соображения, могушие представлять интерес и для других районов.

Акжал - Аксоранская металлогеническая зона протягивается в близширотном направлении. Она сложена эффузивно-пирокластическими и осадочными отложениями среднего—верхнего девона, нижнего—среднего карбона, а также разнообразными по составу разновозрастными интрузивами (рис. 36). Наиболее крупным из интрузивов является позднеордовикский Акжалский батолит, сложенный гранодиоритами, амаеллитами и плагиогранитами. Отложения среднего девона представлены вулканогенно-терригенными толщами живетского и франского ярусов. Отложения фамена — турне, к которым приурочены указанные толщи, в пределах Акжал-Аксоранской зоны развиты повсеместно. Фаменские отложения подразделяются на мейстеровские (кремнисто-глинистые известняки с прослоями песчаников и гравелитов) и сульфидеровые слои (массивные глинистые, песчаные известняки с прослоями кремнистых алевролитов). Отложения турнейского яруса (кассинские слои) представлены нижней толщей плитчатых, амфиловых и массивных известняков с прослоями кремнистых алевролитов и верхней толщей известковистых песчаников, алевролитов, кремнистых сланцев. Среднекаменноугольные лавы и пирокласты липарито-дацитового состава развиты незначительно.

Стратифицированные образования прорваны многочисленными разновозрастными интрузивами. Позднедевонские субвулканические интрузивы, комагматичные франским эффузивным толщам, слагают штоки, силлы, небольшие трещинные тела (1—2 км²) гранодиорит-, гранит- и фельзит-порфиоров. Раннекаменноугольные интрузивы представлены массивом мелкозер-

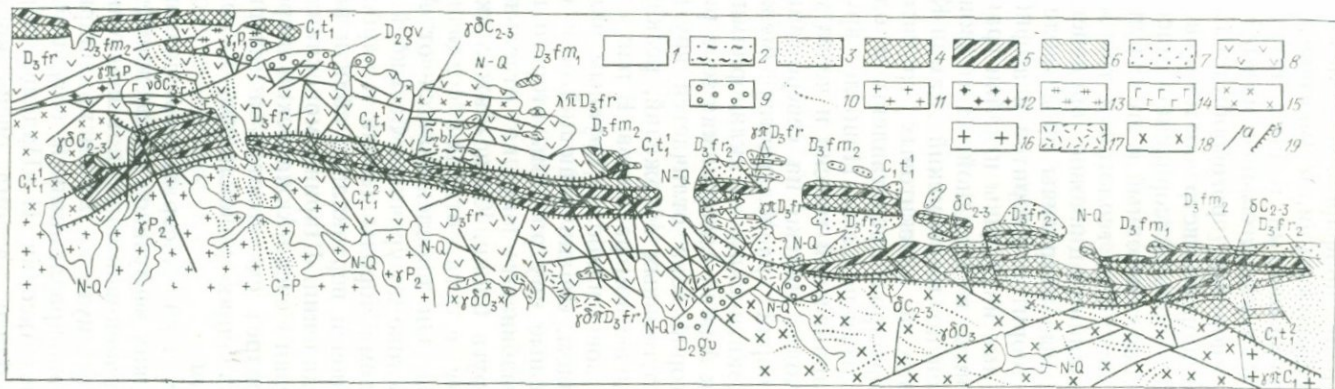


Рис. 36. Схема геологического строения Акжал-Аксоранской металлогенической зоны.

1 — рыхлые отложения (N—Q); 2 — липарито-дацитовые туфы и игнимбриты былкылдакской свиты (C_2 bl); 3 — известковые песчанки и алевролиты кассинских слоев ($C_1t_2^2$); 4 — известковые известняки, известковые алевролиты кассинских слоев ($C_1t_1^1$); 5 — массивные и песчаные известняки фаменского яруса сульфидерных слоев (D_3fm); 6 — кремнистые, кремнисто-глинистые известняки фаменского яруса мейстеровских слоев (D_3fm_2); 7 — красноцветные песчанки франского яруса (D_3fr), преобладают андезитовые, дацитовые порфириты и их туфы; 8 — сероцветные песчанки, гравелиты, конгломераты живетского яруса (D_2gv); 9 — дайки гранитоидов, реже диоритовых и диабазовых порфиритов не-

разделенные (C_1 —P); 11 — лейкократовые и аляскитовые граниты Жаман-Карабаского массива (γP_2); 12 — кольцевая дайка микрогранитов и гранит-порфиров (γL); 13 — крупнозернистые биотитовые граниты, реже гранодиоритов (γP_1); 14 — габбро, диориты (γbC_3); 15 — малые интрузивы диоритов, кварцевых диоритов (δC_{2-3}), гранодиоритов и адамеллитов ($\gamma \delta C_{2-3}$); 16 — гранит-порфиры и мелкозернистые биотитовые граниты ($\gamma L C_1$); 17 — субвулканические интрузивы фельзит-порфиров (λL), гранит-порфиров (γL) и гранодиорит-порфиров ($\gamma bL D_3fr$); 18 — Акжалский массив биотитовых плагногранитов, гранодиоритов и адамеллитов ($\gamma \delta O_1$); 19 — разрывные нарушения (a — сбросы и сбросо-сдвиги, б — взросо-сдвиги, связанные с саурской складчатостью).

нистых биотитовых гранитов и гранит-порфиров, локализованным к югу от Акжальского месторождения, и многочисленными дайками пестрого состава, развитыми в пределах Акжальского массива. Средне-позднекаменноугольные малые интрузивы диоритов, кварцевых диоритов, роговообманковых диоритовых порфиритов и сиенито-диоритов встречаются на всем протяжении Акжал-Аксоранской зоны. Аксоранский массив гранодиоритов и адамеллитов, также отнесенный к этой группе, является наиболее крупным из них. Ряд геологов в той или иной мере связывают с ними свинцово-цинковое оруденение [33, 34, 104]. Позднекаменноугольные интрузивы представлены Кызылтасским массивом габбро-диоритов, диоритов и амфиболовых габбро. Раннепермские малые интрузивы и дайки гранодиоритов наиболее широко развиты в западной части зоны. В юго-западной части ее обнажен позднепермский Жаман-Карабасский плутон лейкократовых и аляскитовых гранитов. Позднепермские дайки гранит-порфиров представлены и одиночными телами и целыми дайковыми поясами. Наиболее крупный из них рассекает Жаман-Карабасский массив и через месторождение Новый Аксоран уходит далеко на северо-запад.

Акжал-Аксоранский синклиниорий располагается между Жаман-Сарысуйским и Атасу-Моинтинским антиклинориями и часто именуется в литературе как Акжал-Аксоранская зона разломов [93]. От соседних территорий зона отличается крутым залеганием девонских и каменноугольных отложений, резкими складками и очень большим количеством разломов. В рассматриваемой нами восточной части зоны наиболее крупным является Аксарлы-Сасыкбайский разлом, ограничивающий ее с севера. Многочисленные параллельные ему разломы второго порядка, ветвясь и сливаясь, разбивают зону на отдельные смещенные относительно друг друга блоки. Южно-Акжальский взбросо-сдвиг ограничивает зону с юга, отделяя осадочные толщи от Акжальского массива. Он прослеживается от Акжальского месторождения на востоке до урочища Сасыкбай на западе [93]. Севернее этого разлома породы девона и карбона моноклинально падают на юг, почти вертикально вблизи него и более полого ($50-60^\circ$) на удалении. Ширина моноклинали 2—3 км. Северный край ее обрзан Северо-Акжальским широтным разломом, по которому разрез сдвигается, а севернее него вновь прослеживается указанная моноклинал на расстоянии 20 км при ширине 2—3 км.

Сходное строение имеет и зона Аксоранского разлома. Вдоль него к югу от поля франских эффузивов прослеживается узкая Аксоран-Керегетасская грабен-синклинал, выполненная породами франа — турне. Она вытянута на 20 км при ширине 4—6 км. Северное крыло срезано разломами и сохранилось только в районе месторождения Аксоран II. Падение пород в приядерной части складки вблизи разлома очень крутое,

а на удалении от него к югу резко выполаживается. Северное крыло синклинали расположено севернее блока франских эффузивов, где опять повторяется разрез от фамена до турне с моноклинальным падением на юг.

Кроме упомянутых продольных разломов существенную роль играли поперечные нарушения северо-западного и северо-восточного направлений. Наиболее крупная зона северо-западных разломов проходит в районе урочища Сасыкбай (рис. 36). Горизонтальные смещения по ним составляют несколько километров, что привело к «стыковке» самой северной части северного крыла Акжальской синклинали с южным крылом Аксоран-Керегетасской, до этого представлявших собой, по-видимому, одну структуру. Более мелкие северо-западные разломы закартированы на всем протяжении Акжал-Аксоранской зоны. Наиболее молодые малоамплитудные северо-восточные разрывы плохо выражены на местности. Лишь некоторые из них удалось отдешифрировать и нанести на геологическую карту.

В пределах Акжал-Аксоранской металлогенической зоны сосредоточены полиметаллические месторождения Акжал, Каскайгыр, Новый Аксоран, Аксоран II и рудопроявления Северный Каскайгыр, Металлометрическое, Акшоқы, Султан, Сасыкбай и другие. В месторождениях и рудопроявлениях преобладают цинковые руды; свинца обычно в 3 раза меньше. Обратное соотношение отмечено только для месторождения Аксоран II и рудопроявления Металлометрическое. Кроме свинца и цинка в рудах имеются также сопутствующие компоненты: медь, молибден, серебро, висмут, кадмий, таллий, скандий и другие. Все рудные объекты Акжал-Аксоранской зоны могут быть отнесены к месторождениям, локализованным в карбонатно-терригенных толщах (акжальский тип), а также в скарнах и скарнированных карбонатных породах (аксоранский тип).

Акжальский тип месторождений. Все объекты этого типа месторождений приурочены к осадочным толщам фамена — турне и в подавляющем большинстве случаев залегают в позднефаменских массивных известняках [17, 33, 90, 104, 119]. Наиболее характерны рудные поля складчатого и трещинного типа в крыльях крупных разломов. Рудные поля первого типа представляют собой серию асимметричных антиклинальных и синклиналильных складок второго порядка, к крыльям и осевым частям которых приурочены рудные тела. Наиболее типичный пример — восточный фланг Акжальского месторождения. Рудопроявление Металлометрическое — типичный представитель рудных полей трещинного типа. Здесь с Южно-Акжальским разломом сопряжены многочисленные пологие взбросы, разбивающие участок на серию блоков, вытянутых в широтном направлении. Рудные тела фиксируются как в полостях самих взбросов, так и в более мелких оперяющих, иногда послынных разрывах. Рудные тела чаще всего имеют лентообразную, сед-

ловидную, пластообразную и линзовидную форму, реже отмечаются рудные столбы, гнезда, линзы, жилы. Вмещающие известняки часто доломитизированы, окварцованы, баритизированы. Среди рудных минералов преобладают галенит, сфалерит и пирит.

Аксоранский тип месторождений. К этому типу относятся месторождения Аксоран II и Новый Аксоран, а также рудопроявления Коскол и Сасыкбай. Вмещающими породами являются скарны и скарнированные известняки фамена — турне. Все объекты пространственно связаны с изверженными породами. Рудовмещающими структурами являются зоны межпластовых и внутрипластовых отслоений в сводовых частях или крыльях синклинальных складок в зоне Аксоранского разлома. Скарные рудные тела — пластообразные, седло- и линзовидные, обычно строго согласные с вмещающими породами и повторяющие складчатые формы последних. Редко встречаются гнезда, столбы, трубы, жилы. Руды вкрапленные, реже прожилково-вкрапленные. Основные рудные минералы — галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, пирротин. Кроме контактовых роговиков и мраморов, контактово-метасоматических гранатовых и волластонитовых скарнов характерны околорудное окварцевание, кальцитизация и скаполитизация [104].

Геохимическое опробование коренных пород проведено по всей восточной части зоны от Акжальского до месторождения Аксоран II. Штуфные пробы массой около 300 г отбирались в геологических маршрутах при редакции геологической карты масштаба 1 : 50 000. Расстояние между маршрутами, ориентированными вкрест зоны, 700—800, между точками наблюдения и опробования по ходу маршрута 250—100 м. Дополнительно опробовались дайки, жилы, измененные породы и другие потенциально рудоносные образования. Всего было отобрано 840 проб. Все пробы проанализированы на спектрографе ДФС-13 с повышенной чувствительностью на 45 элементов. Средняя относительная погрешность не превышала 35%. Содержание ртути определялись высокоточным атомно-абсорбционным методом. Для всех типов пород установлены параметры распределения и уровни аномальности содержаний. В результате этих работ были составлены моноэлементные геохимические карты, на которых показаны только геохимические аномалии. При этом особое внимание обращалось на слабые аномалии, превышающие среднее содержание в породе на 1—3 средних квадратических отклонения.

Для молодых стратифицированных образований начиная с фамена и моложе имеет место заметное уменьшение средних содержаний цинка, бария, меди и свинца, которое наиболее значительно для цинка и бария в фаменских породах (для их определения даже не хватило чувствительности анализа). Таким образом, выводы многих исследователей о сингенетической

зараженности и геохимической специализации фамен-турнейских терригенно-карбонатных толщ не подтвердились. Напротив, эти отложения характеризуются наиболее низкими содержаниями рудных элементов по сравнению с любыми другими породами района. Вероятно, сведения о «геохимической специализации» этих толщ были обусловлены незнанием истинных размеров геохимических ореолов и подсчетами фона по аномальным пробам на недостаточном удалении от рудных полей.

В аномальных концентрациях отмечены свинец, цинк, медь, ртуть, серебро, барий, молибден, олово. Как и следовало ожидать, главную роль играют аномалии свинца и цинка (рис. 37). Эти элементы образуют протяженные, широкие и контрастные ореолы, содержания их достигают иногда первых процентов. Аномалии меди многочисленны, занимают большую площадь, но концентрации низкие (редко более $n \cdot 10^{-3}\%$). Отмечена некоторая избирательность в распространении их по площади: медь тяготеет к франским образованиям красноцветной и эффузивной толщ.

Ртуть образует практически единый широкий ореол на протяжении всей Акжал-Аксоранской зоны (рис. 38). Прослежен, но не оконтурен и второй ртутный ореол в карбонатных породах севернее Аксоранского рудного поля. Если в нормальных геохимических полях содержание ртути $(0,2 \div 0,5) \cdot 10^{-6}\%$, то в ореолах концентрация ее достигает $20 \cdot 10^{-6}\%$. Наиболее широкие и интенсивные максимумы зафиксированы в районе рудопроявлений Металлометрическое и Сасыкбай. Несколько менее интенсивная аномалия соответствует Акжальскому рудному полю. Аксоранское рудное поле отмечено очень небольшим по площади и бедным ртутным ореолом.

Серебро и барий образуют достаточно многочисленные, но мелкие и малоконтрастные аномалии. В некоторой степени это объясняется недостаточной чувствительностью анализа для серебра по всем типам пород и для бария в карбонатных породах. Аномалии молибдена и олова зафиксированы только по нескольким пробам.

Таким образом, общая картина зонального распределения рудных элементов в Акжал-Аксоранской зоне определяется пространственными взаимоотношениями свинца, цинка, серебра, меди, ртути и бария (см. рис. 37, 38). От Акжальского до Аксоранского рудного поля прослеживается непрерывная цепь комплексных геохимических аномалий протяженностью более 42 км. Наиболее полный набор рудных элементов и максимальные их концентрации сосредоточены в очень узкой полосе (150—200 м), которая либо совпадает с Южно-Акжальским разломом, ограничивающим синклиниорий с юга, либо смещена на 100—200 м к северу от него. На всем протяжении этой полосы через каждые 5,5—7 км отмечаются крупные аномальные узлы площадью 10—20 км². В этих аномальных узлах

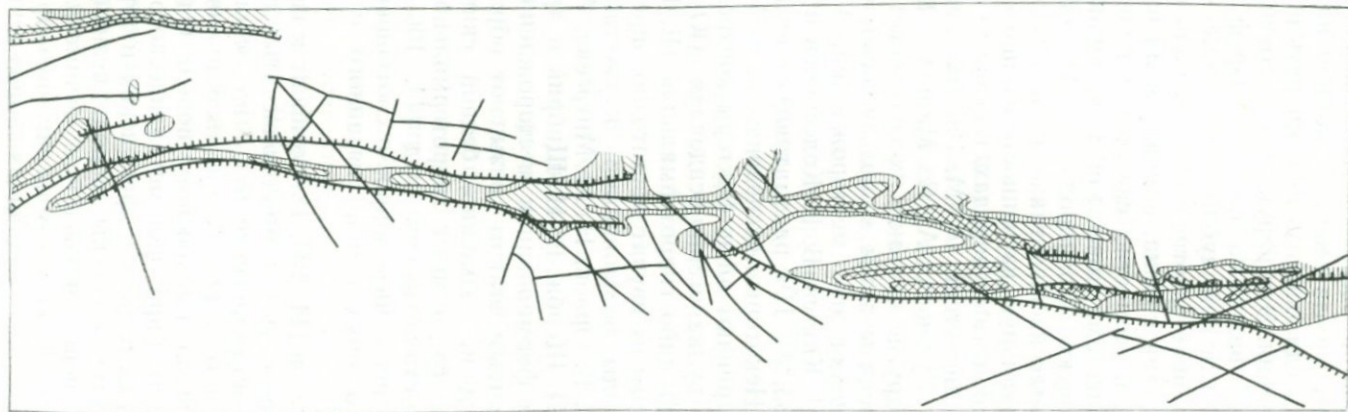


Рис. 38. Распределение ртути в породах Акжал-Аксоранской зоны.
Усл. обозначения см. на рис. 37.

осевые линии аномалий вытянуты либо параллельно главной субширотной полосе, либо в северо-восточном направлении. На ряде таких участков удалось отдешифровать разломы северо-восточного направления. Эти нарушения почти не выражены на местности, но хорошо видны на высотных аэрофотоснимках. По мере удаления от главной субширотной аномальной полосы к северу и югу усиливается относительная роль меди и бария. Очень слабые аномалии свинца, цинка и меди на юге территории, возможно, не повсеместно связаны с наложенными эпигенетическими процессами, они могут частично отражать и внутреннюю «фооновую» неоднородность Акжальского и Жаман-Карабасского массивов, а также франкских эффузивов.

Несмотря на детальную изученность свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах, генезис их до сих пор является предметом дискуссий. А. М. Заседателей, М. М. Константинов, А. А. Куденко, А. С. Миляев, В. М. Попов, Н. М. Страхов и другие считают их осадочными [81, 86, 165]. В. С. Домарев высказывается в пользу осадочно-метаморфогенного происхождения этих месторождений. А. С. Великий, А. С. Кумпан, И. И. Князев, В. В. Колесников и ряд других исследователей [17, 33, 90, 119] рассматривают их как собственно гидротермальные. Некоторые исследователи, избегая дискуссий о генезисе, рассматривают лишь факторы контроля оруденения, но и при этом вулканогенно-осадочная (Ю. В. Богданов, Э. И. Кутырев [16]) либо гидротермальная (Е. В. Альперович, Н. В. Кочкин) гипотезы звучат достаточно определенно.

В последние годы большинством казахстанских геологов (Л. Ф. Думлер, И. В. Орлов, Н. М. Митреева, А. М. Садыков, А. А. Рожков, Г. Н. Щерба, В. И. Щибрик и другие) принята двухэтапная схема формирования месторождений. С первым вулканогенно-осадочным этапом связывают образование железо-марганцевых руд и, возможно, бедной свинцово-цинковой минерализации, а со вторым гидротермально-метасоматическим — барит-полиметаллических руд [44, 106, 119]. Однако и здесь остается нерешенным вопрос о соотношении масштабов полиметаллического оруденения, связанного с разными этапами.

Ряд исследователей [44, 106, 187] относит к гидротермально-осадочным все полосчатые и тонкополосчатые полиметаллические и барит-полиметаллические руды на основании текстурных особенностей и отсутствия отчетливо проявленных гидротермальных изменений вмещающих пород. Однако широкий вертикальный размах барит-полиметаллического и полиметаллического оруденения в разрезе фаменских и турнейских отложений, тонкослонистые текстуры пород, незначительное площадное распространение полосчатых полиметаллических руд при широком развитии железо-марганцевого оруденения, гидротермальные изменения вмещающих пород, низкие темпера-

туры образования руд (100—150°C) и отчетливо проявленный структурный контроль оруденения свидетельствуют об их гидротермально-метасоматическом происхождении [119, с. 36]. Эта точка зрения представляется наиболее логичной и обоснованной фактами.

Наши геологические наблюдения и выявленная геохимическая зональность Акжал-Аксоранской металлогенической зоны хорошо согласуются с этими представлениями и позволяют сделать ряд дополнительных выводов о характере и времени проявления рудообразующих процессов.

Сингенетической специализации на полиметаллы в фаментурнейских отложениях не установлено. Не отмечено синхронного с осадками глобулярного пирита, галенита, сфалерита, халькопирита, иногда описываемых в ряде других районов (Жайрем, Кайракты, Карагайлы и др.). Все имеющиеся данные позволяют сделать вывод, что привнос рудного вещества осуществлялся гидротермальными растворами по региональным разломам, главным подводющим каналом был Южно-Акжалский разлом. Не вызывает сомнения и послескладчатый характер оруденения: главная рудоподводящая структура косо пересекает почти все типы осадочных пород. Кроме аномалий в карбонатных породах интенсивные аномалии вдоль Южно-Акжалского разлома распространены и в пределах красноцветной и эффузивной толщ франского яруса. Располагаясь на востоке в северном крыле Акжалской синклинали, аномальная зона игнорирует многокилометровые перемещения складки по северо-западному Сасыкбайскому разлому и переходит в южное крыло Аксоран-Керегетасской синклинали, несколько не меняя направления. Близширотные северо-восточные нарушения, возникшие в период подновления широтных разломов, также участвуют в контроле оруденения. Все аномальные раздувы и рудные поля располагаются на пересечении двух систем, образуя отчетливо ритмичную картину. На посткладчатый характер оруденения указывают и сами формы рудных тел, выполняющих послонные срывы и полости отслоения в шарнирах, в крыльях складок и флексурных перегибах.

Средне-верхнекаменноугольные и пермские малые интрузивы не могут рассматриваться в качестве источника оруденения по ряду причин. Во-первых, рудные тела часто расположены слишком далеко от них; во-вторых, простейшие расчеты показывают, что сколь бы ни велики были исходные содержания свинца и цинка в интрузивах, при их малых размерах запаса металлов все равно не хватило бы, чтобы «заразить» столь огромные объемы пород. Так, бедные свинцом и цинком диоритовые тела в рудном поле Акжалского месторождения даже при содержаниях, в 100—200 раз больших, чем современные, смогли бы обеспечить лишь небольшую часть запасов месторождения. Вероятнее всего, рудообразующие растворы

поставлялись по региональным разломам с очень больших глубин.

Получены новые данные о возрастных соотношениях интрузий, скарнов и полиметаллического оруденения. В пределах Аксоранского рудного поля в целом ряде случаев скарны оказывались на порядок беднее свинцом и цинком, чем рядом расположенные макроскопически неизменные известняки. Ореол Аксоранского рудного поля несопоставимо больше по размерам и близок по продуктивности к ореолу Акжальского месторождения (см. рис. 37). Это можно объяснить следующим. Внедрение Аксоранского массива гранодиоритов, а вслед за ним Жаман-Карабасского гранитного массива повлекли за собой мощный термальный и гидротермальный метаморфизм прилегающих терригенно-карбонатных толщ вместе со сформированными в них рудами. Он выразился в перекристаллизации и скарнировании известняков и в переотложении и рассеянии рудных элементов. Особенно активно должны были выщелачиваться катионы свинца и цинка кислыми постмагматическими растворами Жаман-Карабасского массива. Не случайно комплексный Аксоранский ореол (см. рис. 37) дугообразно изогнут, в первом приближении повторяя контуры массива, а из зоны ближайшего экзоконтакта он отодвинут на 300—500 м.

С этим же связаны крайне незначительные размеры ртутного ореола на Аксоранском рудном поле (см. рис. 38) по сравнению с размерами любого другого рудопроявления или аномальной зоны. При прогреве легко возгоняемая ртуть отторглась дальше любых других элементов. Частично она уходила вверх, частично проходила через плотные, но сильно трещиноватые франкские эффузивы на север. Здесь, за разломом, она оседала в таких пористых породах с высокими сорбционными свойствами, как известняки, песчаники, кремнистые и песчаные известняки, образуя практически моноэлементную аномалию. Заметим, что во всех остальных случаях ртуть участвует только в составе комплексных ореолов.

Большая суммарная продуктивность Аксоранского ореола позволяет предположить, что оруденение в скарнах, возможно, не является ведущим типом, так как не исключено обнаружение доинтрузивных рудных тел в известняках вдали от скарновых проявлений. Каковы же в действительности соотношения между сохранившимися, переотложенными и рассеянными рудами, без дополнительных детальных исследований сказать трудно.

Анализ результатов проведенных работ позволяет в дополнение к ранее известным геологическим поисковым критериям и признакам стратиформного свинцово-цинкового оруденения [16, 17, 33, 44, 90, 119, 187] сформулировать следующие геохимические поисковые критерии и признаки:

1) рудоподводящие структуры фиксируются крупными линейными зонами привноса ртути, цинка, свинца, меди, серебра, бария протяженностью в несколько десятков километров при ширине в первые сотни метров;

2) рудные поля и узлы располагаются вдоль основной рудоподводящей структуры через 5,5—7 км на участках пересечения ее поперечными рудоконтролирующими нарушениями и фиксируются изометричными аномальными полями площадью 15—20 км² (набор элементов тот же);

3) в пределах рудных узлов и полей отдельные рудные тела и их группы характеризуются первичными ореолами длиной в первые километры и шириной до нескольких сотен метров. Кроме перечисленных рудных элементов в заметных количествах накапливались также кадмий и молибден. При этом ореолы характеризуются следующим зональным распределением элементов (сверху вниз): Pb→Ag→Cd→Hg→Cu→Ba→Mo→Zn;

4) ценные сопутствующие элементы фиксируются только в рудных концентратах и в качестве элементов-спутников при поисках использованы быть не могут.

Полученные результаты позволяют сделать также ряд теоретических геологических заключений и практических рекомендаций, важнейшими из которых являются следующие:

1) возраст гидротермального свинцово-цинкового оруденения Акжал-Аксоранской зоны определен как среднекаменноугольный. Переотложение руд вблизи контактов с интрузиями происходило в позднекаменноугольное и пермское время;

2) перспективы Акжал-Аксоранской зоны далеко не исчерпаны. Пять из восьми выделенных крупных аномальных полей соответствуют ранее известным рудным полям и рудопроявлениям, но значительно превышают их по размерам. Учитывая сложную морфологию рудных тел и трудность их визуального обнаружения, вполне вероятно установление на флангах рудных полей ряда рудных тел, ранее пропущенных. Три аномальных поля обнаружены впервые. Наиболее надежным поисковым методом в этих условиях является детальное опробование коренных пород;

3) первоочередными объектами для переоценки являются Аксоранское рудное поле (поиски доскарнового оруденения) и рудопоявление Металлометрическое; на последнем полное отсутствие цинка в рудах, мощная аномалия ртути, а также значения показателей геохимической зональности свидетельствуют о малом эрозионном срезе и о возможном нахождении на глубине комплексного свинцово-цинкового оруденения.

В качестве примера месторождений, сходных с рассмотренными типами, но заметно отличающихся по условиям формирования, рассмотрим месторождения Сумсарского района Среднего Тянь-Шаня. Здесь в существенно карбонатной толще

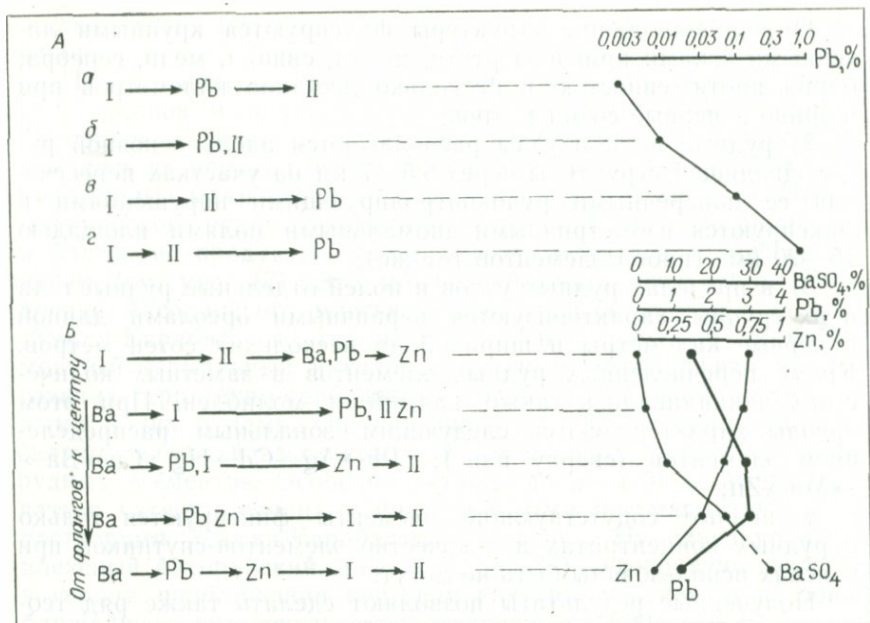


Рис. 39. Изменение характера корреляционных связей свинца с петрогенными элементами карбонатных пород Сумсарского рудного поля (А), содержащий рудных элементов и корреляционных связей свинца (от флангов к центру) Миргалимсайского месторождения (Б).

А: а-а — доломиты [а — безрудные (D₃fr), рудоносные (D₂gv)], ε — руды; Б: I = (Si, Al, Fe_{общ}), II = (Mg, Ca, Mn)

среднего девона — нижнего карбона выделяется несколько рудоносных горизонтов, далеко за пределами месторождений содержащих повышенные, иногда более чем на порядок, концентрации свинца, цинка и бария. А. К. Иогансон в этом районе не только изучил распределение абсолютных содержаний рудных и сопутствующих элементов, но и проанализировал изменчивость характера их связей с петрогенными элементами вмещающих пород. Известно, что осадочные породы, образованные в условиях сильного химического разложения пород в области питания, характеризуются двумя главными устойчивыми ассоциациями химических элементов в формуле многократной корреляции [24]. Первая, обозначенная цифрой I, представлена элементами с механической формой миграции в осадочном процессе: Zr, Ti, Cr, Be (рис. 39, А). Вторую ассоциацию (II) противопоставленную первой, образуют элементы, переносимые преимущественно в растворах: Mn, Sr, Ca, Mg. Применение метода многократной корреляции позволило выявить по характеру связей между элементами полиэлементную зональность в ряду:

безрудные карбонатные породы→слабо рудоносные карбонатные породы→промышленные руды в карбонатных породах. Зональность проявляется в изменении характера связи главного рудного элемента—свинца—с обеими ассоциациями (рис. 39, А). Постепенное нарастание количества свинца в карбонатных породах в масштабе рудного поля происходило на фоне последовательного освобождения его от связи с петрогенными элементами.

Иного рода зональность и изменение характера связей между элементами наблюдаются в пределах стратифицированной рудной залежи рудоносной пачки черных доломитов Миргалимсайского месторождения (рис. 39, Б). В направлении от флангов месторождения к его центральной части устанавливается, что содержание бария увеличивается, цинка падает, а свинца возрастает с последующим некоторым уменьшением в самом центре (баритовое «ядро»). В этом же направлении изменяется и характер связи элементов в формулах многократной корреляции (рис. 39, Б). Этот ряд зональности отражает геохимическую дифференциацию стратифицированных рудных образований еще более высокого порядка, проявляющуюся внутри рудных тел.

§ 6. Месторождения силикатного никеля

Рудная залежь погребенного силикатного месторождения никеля на Южном Урале находится на глубине 50—250 м под покровом современного делювия и терригенных отложений мелового возраста. Она приурочена к площадной коре выветривания ультрабазитов. Для построения геохимических карт были использованы результаты приближенно-количественного спектрального анализа по 133 пробам, отобранным с поверхности из делювия.

Для выявления закономерностей пространственного распределения кобальта и никеля был использован вариант тренд-анализа по программе, разработанной во ВСЕГЕИ В. И. Мишиным и реализующий шаговую регрессионную модель. Карты изолиний наиболее общей поверхности тренда по концентрациям никеля и кобальта, при 95 %-ной достоверности* тренда показывают главную тенденцию к увеличению их содержаний с юго-запада на северо-восток, приуроченному к выходам

* Достоверность характеризует степень согласия выбранного уравнения регрессии с данными опробования. Чем выше достоверность, тем все более общую тенденцию изменения какого-либо параметра мы наблюдаем. При уменьшении достоверности выявляются локальные особенности распределения исследуемого параметра. Более подробно см. В. С. Певзнер. Изучение кор выветривания при крупномасштабной геологической съемке. Л., Недра, 1974, 26 с.



Рис. 40. Карты изолиний трендовой поверхности
 Достоверность, %: а — 95, б — 60, в — 0, г — отклонение от общей тенденции («остатки»).
 ного, закономерно возрастающий



по никелю (I) и кобальту (II).

А—С — ряд концентраций никеля и кобальта от минимального содержания до максимального, закономерно возрастающий через шаг $n \cdot 10^{-3}\%$.

ультрабазитов на дневную поверхность (рис. 40). При постепенном снижении достоверности на картах изолиний все отчетливее проступают локальные свойства объекта. Выделяются три группы карт, в пределах которых геохимические данные могут быть интерпретированы одинаково: карты с достоверностью тренда 99—70, 60—40 и 30—0%. Карты первой группы указывают на современный ореол рассеяния, протягивающийся от области питания рудными элементами. Вторая группа карт представляет собой промежуточную ступень от общей тенденции к подробному описанию, которое дают карты третьей группы. На рис. 40, в на юго-западе видна зона максимальных содержаний, совпадающая с наиболее богатой погруженной частью залежи. Небольшие максимумы, совпадающие с мелкими рудными телами, заметны в восточной половине карты и на северо-западе.

Если трендовую поверхность, на которой отражена наиболее общая тенденция с 95%-ной достоверностью, принять за среднюю, то отклонения от нее в каждой конкретной точке будут показывать меру неравномерности распределения элементов. Карты изолиний этих отклонений, или так называемые карты «остатков», представлены на рис. 40, г. Как видно, распределение концентраций никеля и кобальта противоположно генеральной тенденции и очень близко к изображенному на рис. 40, в. Зона самых высоких отклонений расположена на юго-западе и совпадает с наиболее богатой, но самой погруженной частью залежи. Следовательно, карта отклонений внешне наиболее близка к самым детальным картам изоконцентраций никеля, проявляя такое его свойство, как рост неравномерности распределения при увеличении содержаний.

Карта остатков для кобальта также иллюстрирует это свойство (рис. 40, II, г). При этом отклонение над залежью не убывает с уменьшением концентрации кобальта в самой юго-западной части карты, а наоборот, устойчиво возрастает в этом направлении. Отсюда следует, что неравномерность распределения кобальта может явиться поисковым признаком, поскольку именно на юг и юго-запад от исследованного участка продолжают рудные залежи.

Рассмотренный пример показывает, что интерпретация геохимической информации с помощью предлагаемого варианта тренд-анализа позволяет не только объективно оценить закономерности пространственного распределения, но и выявить конкретные перспективные участки. Построение карт с помощью ЭВМ дает возможность получить воспроизводимые данные быстро и с высокой точностью.

**§ 1. Расчленение
кристаллических пород
различного генезиса**

Характер и методика использования геохимических данных для расчленения кристаллических пород может быть рассмотрена на конкретных примерах, показывающих значение геохимической информации не только для стратиграфического расчленения глубоко и неоднократно метаморфизованных горных пород докембрия, но и для формационного и генетического анализа сложных по составу и условиям формирования кристаллических образований.

**Стратиграфическое расчленение
и корреляция глубоко
метаморфизованных пород
(на примере иенгрского комплекса
Алданского щита)**

Для Алданского щита в настоящее время существует несколько принципиально различных стратиграфических схем. Методика стратиграфического анализа на основании только геологических наблюдений исчерпала свои возможности. В связи с этим заслуживает пристального внимания применение геохимических методов типизации и расчленения докембрия по данным о распределении химических элементов в породах, мало изменяющих химический состав в процессе метаморфизма и широко распространенных в исследуемых комплексах. В пределах центральной части Алданского щита такими породами являются кристаллические сланцы основного состава.

Возможность использования данных по распределению химических элементов в негранитизированных кристаллических сланцах основного состава для целей стратиграфического анализа может быть проиллюстрирована на примере расчленения иенгрского комплекса [35]. В пределах комплекса геологическими методами выделяются два стратиграфических подразделения: верхнеалданская и федоровская свиты (серии). Одни исследователи на основании выявленного между ними крупного стратиграфического и структурного несогласия рассматривают их в ранге серий, считая, что их формирование происходило в течение самостоятельных тектоно-магматических циклов [139, 140]. Другие отрицают наличие подобного несогласия и утверж-

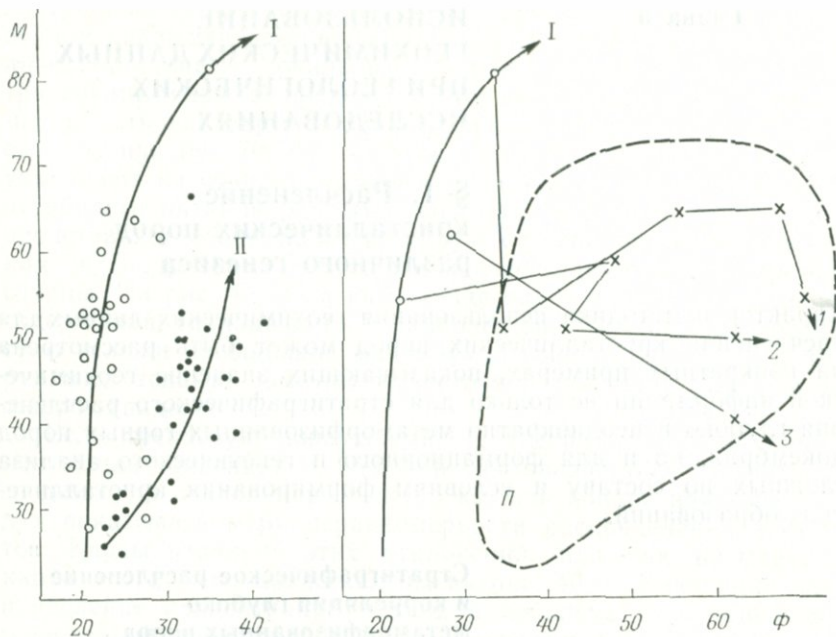


Рис. 41. Результаты реконструкции направлений магматической дифференциации metabазальтов иенгрского комплекса и наложенной гранитизации на диаграмме А. С. Симпсона.

I — тренд магматической дифференциации метатолентов верхнеалданской свиты (серии); *II* — то же, щелочных metabазальтов федоровской свиты (серии); *II* — поле гранитизированных metabазальтов; 1—3 —

гранитизационные серии, выделенные: 1 — Г. М. Друговой, 2 — Д. А. Михайловым, 3 — М. Д. Крыловой; $M = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Mg})$; $\Phi = 100 \cdot (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{N}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$.

дают, что формирование иенгрского, а также и залегающего выше тимптоно-желтулинского комплексов произошло в течение одного тектоно-магматического цикла [59, 145].

Проверка этих гипотез осуществлялась с помощью анализа вещественного состава плагиоклазовых кристаллических сланцев основного состава, широко распространенных в пределах как верхнеалданской, так и федоровской свит (серий). Было установлено, что кристаллические сланцы иенгрского комплекса, в которых содержание кремнезема не превышает 51%, являются изохимически перекристаллизованными в процессе метаморфизма базальтами, причем metabазальты верхнеалданской свиты относятся к толеитам, а федоровской — к щелочным базальтам [35]. Это свидетельствует, согласно исследованиям Д. Х. Грина и А. Е. Рингвуда [56], о формировании родоначальной магмы metabазальтов в условиях разных давлений на разных глубинных уровнях: в позднеалданское время $p \leq 9$ кбар, в федоровское — $p > 9$ кбар. Этот вывод подтверждается и пет-

рохимическим моделированием процессов дифференциации метабазальтов иенгского комплекса.

Таким образом, петрохимическая разнотипность метабазальтов верхнеалданской и федоровской свит, различные тренды их дифференциации (рис. 41) и различные условия генерации родоначальной магмы позволяют считать правомерным выделение перечисленных свит в качестве самостоятельных стратиграфических подразделений, т. е. в ранге серий. Кроме того, вывод о различных условиях возникновения первичных базальтовых расплавов и разных путях их эволюции свидетельствует об устойчивости и закономерности различий в вещественном составе исследуемых метабазальтов и о возможности использования последних для геохимической типизации и расчленения докембрийских метаморфических комплексов.

Для сравнения вещественного состава метабазальтов верхнеалданской и федоровской серий был использован метод оценок генеральных средних (табл. 18, 19), с помощью которого были установлены значимые различия в содержаниях Al_2O_3 , FeO, Na_2O , K_2O , Ba, Sr, V, Pb, Zn, Co, Sc. Более наглядным методом сравнения выборок, который более удобен и практически применим для типизации комплексов, является метод дискриминантных функций. Дискриминантные функции, рассчитанные по содержаниям значимо различающихся элементов и приведенные в табл. 20, дают возможность разделять метабазальты верхнеалданской и федоровской серий с вероятностью около 90 %.

Таким образом, петрохимические исследования метабазальтов центральной части Алданского щита позволили обосновать возможность использования данных о содержании в них хими-

Т А Б Л И Ц А 18
ОЦЕНКИ СРЕДНИХ СОДЕРЖАНИЙ КОМПОНЕНТОВ, %, В НЕГРАНИТИЗИРОВАННЫХ ПЛАГИОКЛАЗОВЫХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦАХ (МЕТАБАЗАЛЬТАХ) ИЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Окислы	Верхнеалданская серия (n = 23)		Федоровская серия (n = 32)	
	\bar{x}	$x_{0.95}$	\bar{x}	$x_{0.95}$
SiO ₂	48,95	48,41—49,49	48,72	48,32—49,12
TiO ₂	1,44	1,10—1,78	1,21	1,06—1,30
Al ₂ O ₃	13,25	13,20—14,70	15,98	14,94—17,02
Fe ₂ O ₃	4,04	3,08—5,00	4,61	3,97—5,25
FeO	9,72	8,50—10,94	6,40	5,89—6,91
MnO	0,23	0,20—0,26	0,15	0,13—0,17
MgO	6,78	5,75—7,81	6,67	6,03—7,07
CaO	10,26	9,78—10,74	9,45	9,02—9,88
Na ₂ O	3,02	2,72—3,32	3,76	3,59—4,03
K ₂ O	0,68	0,56—0,80	1,44	1,29—1,59

ТАБЛИЦА 19

ОЦЕНКА СРЕДНИХ СОДЕРЖАНИЙ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ, %, В НЕГРАНИТИЗИРОВАННЫХ ПЛАГИОКЛАЗОВЫХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦАХ (МЕТАБАЗАЛЬТАХ) ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ШИТА

Элементы	Верхнеалданская серия (n = 24)		Федоровская серия (n = 21)	
	\bar{x}	$x_{0.95}$	\bar{x}	$x_{0.95}$
Ba	0,021	0,016—0,024	0,039	0,029—0,050
Sr	0,019	0,016—0,023	0,041	0,032—0,050
Mn	0,21	0,19—0,24	0,17	0,14—0,20
V	0,062	0,053—0,071	0,031	0,024—0,034
Ti	1,61	1,25—1,97	1,16	0,85—1,32
Zr	0,018	0,015—0,020	0,018	0,012—0,024
Pb	0,00085	0,00059—0,0011	0,0018	0,0013—0,0021
Cr	0,086	0,046—0,106	0,063	0,033—0,093
Ni	0,023	0,014—0,028	0,034	0,010—0,046
Ga	0,0024	0,0022—0,0026	0,0024	0,0021—0,0027
Zn	0,0051	0,0043—0,0059	0,014	0,012—0,015
Sc	0,0065	0,0058—0,0072	0,0040	0,0032—0,0048
Co	0,0069	0,0057—0,0081	0,0047	0,0041—0,0053

ческих компонентов для значимого их разделения по вещественному составу, а методов статистической обработки первичной геохимической информации — для выявления геохимических и петрохимических критериев типизации и стратиграфического расчленения серий иенгрского комплекса. Значимые различия в условиях формирования и эволюции родоначальной магмы, а следовательно, и значимые различия в вещественном составе метабазальтов верхнеалданской и федоровской серий подтверждают выводы геологов о правомочности выделения их

ТАБЛИЦА 20

ДИСКРИМИНАНТНЫЕ ФУНКЦИИ ДЛЯ РАЗДЕЛЕНИЯ МЕТАБАЗАЛЬТОВ ВЕРХНЕАЛДАНСКОЙ И ФЕДОРОВСКОЙ СЕРИЙ ИЕНГРСКОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ШИТА

Уравнение дискриминантной функции	d	R*, %	Объемы выборки	
			1	2
0,11 Al ₂ O ₃ + 0,187 Fe ₂ O ₃ — 0,77 FeO — — 0,241 CaO + 1,447 Na ₂ O + + 5,935 K ₂ O — 3,932 = 0	2,89	9,6	23	32
— 25,689 Ba + 92,758 Sr — 22,934 Mn — — 135,583 V + 2,857 Ti + + 1113,907 Pb + 7,622 Ni — — 91,550 Sc — 387,389 Co + 2,19 = 0	2,62	4,8	24	21

Примечание. Если значение дискриминантной функции положительно, то объект относится к федоровской серии.

в качестве крупных самостоятельных стратиграфических подразделений в ранге серий. Приведенные данные подтверждают также и заключение о формировании пород каждой из этих серий в результате самостоятельного тектоно-магматического цикла.

K/Rb-отношение при формационном анализе анортозитов

Широкое распространение анортозитов характерно для магматизма раннего и среднего докембрия. С анортозитами и комагматическими им породами связаны месторождения железа, титана, ванадия, хрома, меди, никеля, платиноидов. Анортозиты входят в состав трех магматических серий: 1) древнейшие анортозиты протогеосинклинального этапа, переслаивающиеся с основными и ультраосновными вулканитами (Гренландия, Канадский щит и т. д.); 2) анортозиты собственно анортозитовой формации, образующие крупнейшие плутоны и целые пояса в обрамлении древних платформ (Адирондак, Джугджуро-Становая область и др.); 3) анортозиты в составе расслоенных гипербазит-базитовых плутонов протоплатформенного чехла древних платформ (Бушвелд, Стилутер, Чина и др.). Среди расслоенных серий анортозиты нередко составляют основную массу плутонов (Чинейский, Цагинский массивы), и в этом случае вопросы формационной идентификации анортозитов приобретают первостепенное значение.

Наибольшие трудности возникают при разделении анортозитов расслоенных серий и анортозитов собственно анортозитовой формации, так как в составе последних нередко встречаются габбро-нориты, нориты и более основные породы с отчетливо выраженной псевдостратификацией. Анортозиты и ассоциирующие с ними породы обеих формаций при этом близки как по минеральному и общему химическому составу, так и по геохимии (табл. 21).

Надежным геохимическим критерием разделения анортозитов при сходных минеральном и химическом составех является K/Rb-отношение. Оно используется в основном для установления степени фракционирования магматических серий и глубины зарождения магматического очага. Д. Шоу [204] на основе комплексных статистических обобщений вывел три ведущих тренда соотношения калия и рубидия. Наибольшее значение имеет главный тренд, объединяющий основные породы разнообразного петрографического состава с различными значениями K/Rb-отношения. Характерной особенностью этого тренда является прогрессивное уменьшение этого отношения с увеличением содержания в породах калия [204].

При разделении анортозитов расслоенных серий и собственно анортозитовой формации учитываются как абсолютные

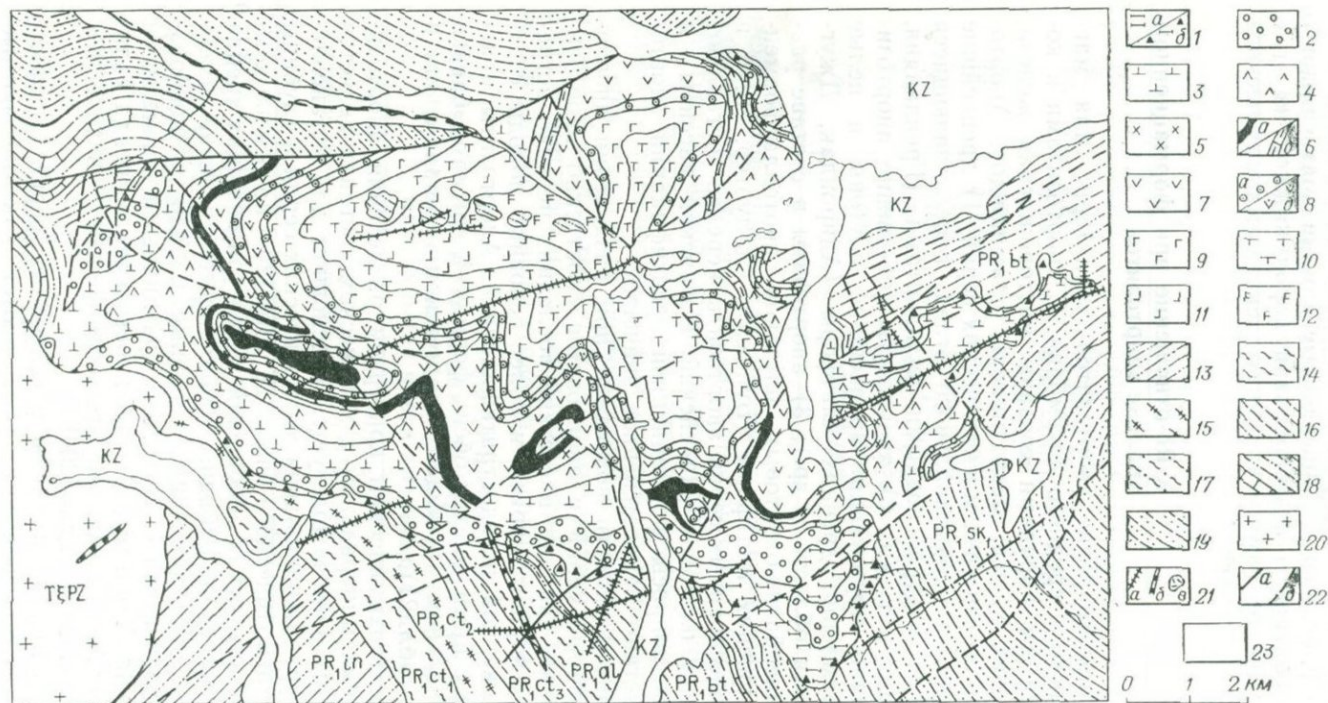


Рис. 42. Геологическая карта псевдостратифицированного габбро-норит-анортозитового Чинейского лополита.

Габбро-норит-анортозитовая расслоенная серия. 1—3 — нижняя зона: 1 — подзона H-I габбро-норитовая (а — габбро-нориты, частично амфиболлизированные, б — габбро-нориты в придонной части с вкрапленными сульфидными пентландит-пирротиновыми рудами; аналогичные горизонты в 60 и 100 м выше подошвы), 2 — подзона

ральные анортозиты, б — габбро-нориты), 9 — подзона Г-IV ритмически тонко расслоенная норит-лейкогаббро-норитовая с горизонтами меланогаббро-норитов и титаномagnetитовых руд в средней части; 10—12 — верхняя зона: 10 — подзона B-I грубо расслоенная феррогаббро-норитовая, 11 — подзона B-II ритмически тонко рас-

H-II грубопосчатая анортозитовая (анортозиты кварцевые, кварц-содержащие, мономинеральные), 3 — подзона *H-II* грубо расслоенная анортозит-лейкогаббро-норит-габбро-норитовая (в основании горизонт норитов мощностью 35 м; у подошвы и в средней части два горизонта плагиоклазовых пироксенитов мощностью до 1,5 м; 4—5 — переходная зона; 4 — подзона *H-I* умеренно расслоенная норит-габбро-норитовая с прослоями и горизонтами косьвитов, титаномагнетитовых руд и ферроанортозитов в основании и анортозитов и титаномагнетитовых руд в средней части, 5 — подзона *H-II* ритмично расслоенная лейкоанортозит-габбро-норитовая с тонкими горизонтами анортозитов и норитов; 6—9 — главная зона; 6 — подзона *I-I* ритмично тонко расслоенная лейкогаббро-норит-титаномагнетитовая с горизонтами ферроанортозитов и анортозитов (*a* — горизонт сплошных титаномагнетитовых руд в основании, *b* — горизонт густо вкрапленных ферроанортозитов и анортозитов у кровли), 7 — подзона *I-II* грубо расслоенная лейкогаббро-норит-габбро-норитовая с единичными горизонтами норитов меланогаббро-норитов, 8 — подзона *I-III* анортозит-габбро-норитовая с маломощными горизонтами титаномагнетитовых руд (*a* — мономинер-

слоенная ферроанортозит-норит-габбро-норитовая с единичными горизонтами мономинеральных и анхимоминеральных анортозитов и плагиоклазовых пироксенитов, 12 — подзона *B-III* умеренно расслоенная лейкоанортозит-ферроанортозитовая с горизонтами ферроанортозитов. *Включаются пороги*, 13 — кварц-плагиоклаз-обитовые сланцы имьерской свиты (PR_1a); 14 — кварц-песчанки средней четкандинской свиты (PR_1c1); 15 — сланцы и песчанки средней четкандинской подсвиты (PR_1c2); 16 — кварц-полевошпатовые и карбонатные песчанки верхней четкандинской подсвиты (PR_1c3); 17 — известковистые и кварц-полевошпатовые песчанки александровской свиты (PR_1a); 18 — известники, доломиты и кварц-полевошпатовые песчанки бутунжской свиты (PR_1b); 19 — песчанки и алевролиты нижней сакужанской подсвиты (PR_1sk); 20 — аламельиты нигамажитского комплекса (PR_2); 21 — дайки (*a* — протерозойских габбро-диабазов и долеритов, *b* — мезозойских дацитов, *a* — эгирин-авгитовых порфиритов); 22 — разрушенные нарушения (*a* — Чина-Вэктский взрос, *b* — разломы, зоны дробления и миклопятизации); 23 — аллювиальные и аллювиально-ледниковые отложения (КЗ).

значения K/Rb-отношения, так и характер распределения его в процессе эволюции конкретных магматических комплексов. В анортозитах собственно анортозитовой формации распределение K/Rb-отношения подчиняется закономерности главного тренда. Абсолютные значения отношения значительно превышают 1000. Так, в анортозитах крупных анортозитовых плутонов, таких как Адирондакский, Найн, Олекмо-Каларский и другие, K/Rb-отношение достигает 2848 при среднем значении 1600 [198, 200, 202, 203]. В расслоенных сериях, включающих, как правило, породы нормальной и повышенной железистости, распределение K/Rb-отношения значительно сложнее, что можно проиллюстрировать на примере Чинейского лополита, расположенного на западе Алданского щита (рис. 42).

Усредненные содержания калия и рубидия и значения K/Rb-отношения в главных типах габброидов и анортозитов (плагиоклазитов) Чинейского лополита приведены в табл. 22. В обобщенном виде распределение K/Rb-отношений в маложелезистых габброидах Чинейского лополита подчиняется закономерности главного тренда, но абсолютные значения отношения увеличиваются от ранних дифференциатов (кумулятов) к поздним от 361 в анортозитах до 661 в плагиоклазовых пироксенитах (рис. 43). K/Rb-отношение в железистых габброидах значительно выше и возрастает с увеличением содержания в них калия от 700 в косьвитах до 857 в титаномагнетитовых плагиоклазитах.

Т А Б Л И Ц А 21
СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, %, АНОРТОЗИТОВ ЧИНЕЙСКОГО
РАССЛОЕННОГО ЛОПОЛИТА И ЛАБРАДОРИТОВ
ОЛЕКМО-КАЛАРСКОГО ПЛУТОНА

Оксиды	Анортозиты	Лабрадориты	Оксиды	Анортозиты	Лабрадориты
SiO ₂	52,69	53,86	MnO	0,07	0,04
TiO ₂	0,94	0,22	MgO	1,41	1,29
Al ₂ O ₃	22,94	26,64	CaO	9,88	10,38
Fe ₂ O ₃	2,31	1,80	Na ₂ O	3,92	4,44
FeO	4,92	0,22	K ₂ O	0,84	0,37

Т А Б Л И Ц А 22
СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ К/Rb-ОТНОШЕНИЯ В ГАББРОИДАХ
ЧИНЕЙСКОГО ЛОПОЛИТА

Породы (кол-во образцов)	K, %	Rb, %	K/Rb	V, %
Нормальные (маложелезистые) габброиды				
Анортозиты (24)	1,180	0,0033	361	26,6
Анхимономинеральные анортозиты (27)	1,040	0,0025	417	6,8
Норит-анортозиты (24)	0,861	0,0019	449	19,6
Габбро-нориты (25)	0,621	0,0012	514	18,8
Нориты (24)	0,320	0,0005	640	28,8
Плагноклазовые пироксениты (15)	0,291	0,0004	661	18,1
Железистые габброиды				
Титаномагнетитовые плагноклазиты (14)	0,422	0,0005	857	36,6
Габбро-нориты (19)	0,371	0,0005	789	20,8
Авгитовые нориты (22)	0,232	0,0003	773	30,4
Косъвиты (12)	0,140	0,0002	700	21,3
Сульфидные габбро-нориты (25)	0,725	0,0023	315	14,1

Аномальное распределение отношения в железистых габброидах связано, вероятно, с переходом железа из силикатной формы в окисную в условиях переменного режима парциального давления кислорода (рис. 44). Средневзвешенное значение K/Rb-отношения для Чинейского лополита — 553.

В отличие от анортозитов собственно анортозитовой формации анортозиты расслоенных серий характеризуются низкими K/Rb-отношениями. Так, в анортозитах Чинейского лополита K/Rb-отношение равно 361 при коэффициенте вариации V=26,6%, в анортозитах Бушвелда — 450 при V=34%. Близкие значения K/Rb-отношения получены также для анортозитов Стилуотера, Седбери и др.

Таким образом, статистически установлено, что анортозиты

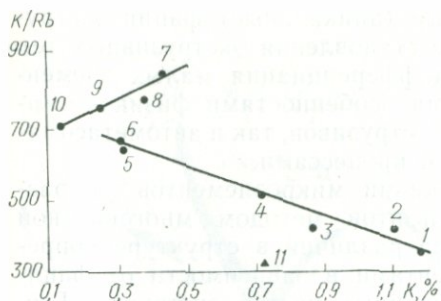


Рис. 43. Распределение K/Rb-отношения в различных типах пород Чинейского лополита.

1 — анхимономинеральные анортозиты; 2 — плагноклазиты; 8 — железистые габбро-нориты; 9 — железистые нориты; 10 — кость-анортозиты; 3 — норит-анортозиты; 4 — габбро-нориты; 5 — нориты; 6 — плагиоклазовые пироксениты; 7 — магнетитовые плагноклазиты; 11 — сульфидные габбро-нориты.

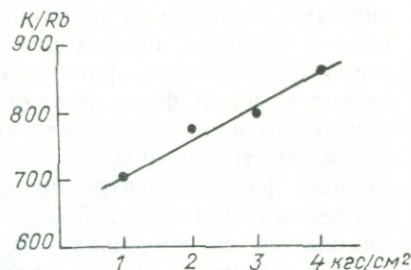


Рис. 44. Эволюция K/Rb-отношения при фракционировании железистых габброидов Чинейского лополита в зависимости от p_{O_2} .

расслоенных серий и собственно анортозитовой формации резко различаются по характеру распределения и абсолютным значениям K/Rb-отношения, что может служить надежным критерием их формационного расчленения или корреляции.

Применение метода многократной корреляции для фациального анализа экзтрузий вулканогенных поясов

В пределах изученного вулканического пояса широко развиты экзтрузии кислого состава, по времени относящиеся к завершающей экзтрузивно-эффузивной фазе позднемелового вулканизма. Центральная часть экзтрузивных тел, как правило, сложена фельзитами, кварцевыми порфирами или липаритами; эндоконтактные зоны в большинстве случаев представлены сферондными лавами, кластолавами, крупноглыбовыми брекчиевыми лавами, мантийными брекчиями, вулканическим стеклом.

С завершающей фазой позднемелового вулканизма связано формирование эндогенного оруденения. Различные фаши экзтрузивных тел контролируют локализацию средне- и высокотемпературных рудопоявлений молибдена, олова, вольфрама с примесью сульфидов, редких земель и др. Поэтому выделение фаши экзтрузивных тел при поисках и металлогеническом прогнозировании имеет большое практическое значение. Однако картирование фаши экзтрузий обычными методами геологической съемки вызывает определенные трудности. Использование же геохимических данных позволяет более надежно

выделять центральные и краевые (апикальные) фации экструзивных тел, так как в процессе становления экструзивных тел кислого состава происходила дифференциация малых элементов, вызванная как фациальными особенностями физико-химических условий формирования экструзивов, так и автometасоматическими и поствулканическими процессами.

Обработка данных о содержании микроэлементов* в различных фациях экструзии фельзитов методом многократной корреляции [24, 25, 28] показала различия в структуре корреляционных связей между элементами в зависимости от фациальной принадлежности опробованных частей экструзии. Геохимические формулы пород из различных фаций экструзии — апикальной, центральной и нижней краевой — приведены на рис. 45 и 46, из анализа которых можно сделать следующие выводы:

1) халькофильные элементы — медь, свинец, цинк, серебро — образуют единую постоянную группу элементов во всех трех рассмотренных частях экструзивного тела; это может указывать на то, что для распределения их содержаний в фельзитах фациальные условия формирования экструзии и последующие поствулканические процессы не имели существенного значения;

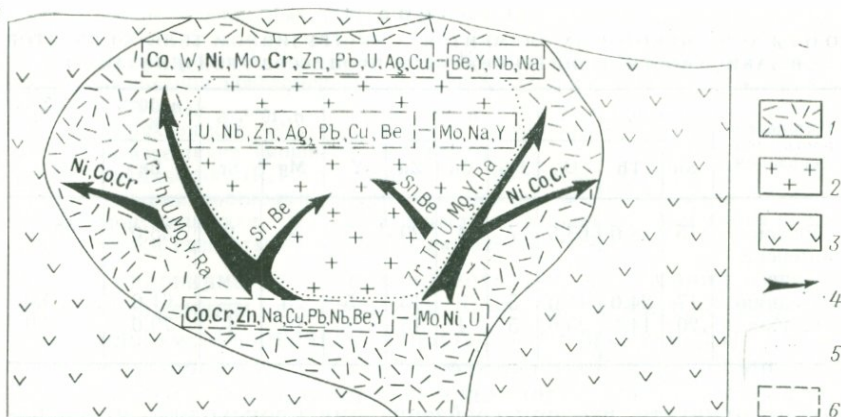
2) элементы группы железа — кобальт, хром, никель — неравномерно концентрируются в краевых частях экструзива, в то время как в центральных частях они незначительны и распределены равномерно;

3) наиболее сильно фациальные условия и автometасоматизм (грейзенизация) влияют на концентрацию и распределение таких элементов, как иттрий, ниобий, бериллий, уран, молибден, натрий, которые в разных фациях экструзива ассоциируют с различными элементами, переходя из одной группы в другую.

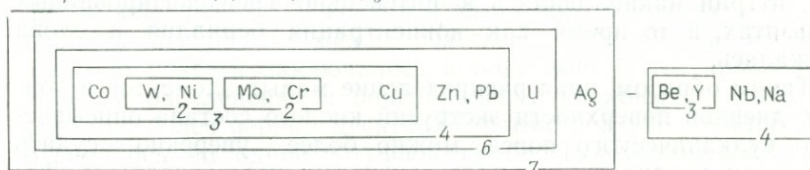
Приведенные на рис. 46 геохимические формулы пород из различных фаций экструзива отражают результаты взаимодействия не менее двух факторов: фациальной принадлежности фельзитов и последующих процессов автometасоматизма (грейзенизации). При грейзенизации фельзитов экструзива происходит новообразование кварцевых, кварц-альбитовых, кварц-альбит-серицитовых и кварц-флюоритовых (топазовых) агрегатов, выполняющих линзовидные пустотки, вытянутые по флюидальности. При этом имеет место усиление интенсивности процесса грейзенизации в апикальных и краевых частях экструзива.

В табл. 23 приведены содержания элементов в различной степени грейзенизированных фельзитах. Проанализировав их,

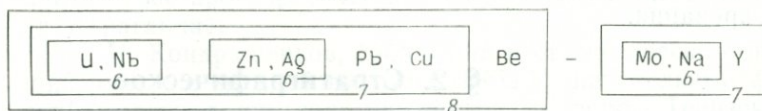
* Использованы данные спектральных анализов количественного и приближенно-количественного повышенной точности, рентгеноспектрального и люминесцентного. Количество проб во всех случаях не меньше 36.



Краявая часть (кровля) экструзии



Центральная часть экструзии



Краявая часть экструзии (подошва)

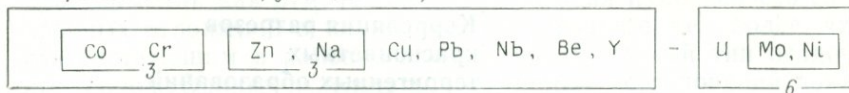


Рис. 45. Идеализированная схема распределения малых элементов в экструзивных телах кислого состава.

1 — краевые фации экструзий (фельзиты, сферолитовые и брекчиевые лавы, вулканические стекла); 2 — центральные фации экструзий (кварцевые, липаритовые, порфиры, фельзиты); 3 — вмещающие экструзив вулканогенно-осадочные образования; 4 — направления преимущественной миграции малых элементов в процессе формирования экструзива; 5 — ассоциативные

группы элементов в различных частях экструзивных тел; 6 — условные геологические границы центральных фаций. Подчеркнуты элементы, имеющие сквозной характер по отношению к фациям экструзии; более жирно написаны элементы, указывающие на наиболее четкую фациальную зависимость их концентраций.

Рис. 46. Сопоставление геохимических характеристик различных частей экструзии по методу многократной корреляции.

ТАБЛИЦА 23

СОДЕРЖАНИЕ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЭКСТРУЗИВНОМ ТЕЛЕ ФЕЛЬЗИТОВ
В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ИНТЕНСИВНОСТИ ПРОЦЕССОВ ГРЕЙЗЕНИЗАЦИИ

Интенсивность грейзенизации	n, 10 ⁻⁴ , %			n, 10 ⁻³ , %				n, 10 ⁻² , %		n, 10 ⁻⁵ , %	n, 10 ⁻¹⁰ , %
	Sn	Th	U	Nb	Cu	Zn	Y	Mg	Sr	Be	Ra
Весьма интенсивная	15	28,0	63,5	7	4	20	15	30	2	35,0	202,0
Средняя	17	24,0	41,0	5	5	15	5	25	—	61,0	140,0
Слабая	20	14,0	25,6	5	4	15	Сл.	15	1	79,0	66,0

можно отметить, что при грейзенизации происходило интенсивное перераспределение таких элементов, как иттрий, бериллий, олово, уран, торий, радий, магний и слабая миграция ниобия, меди, стронция. Такие элементы, как уран, торий, радий, магний, иттрий накапливались в интенсивно грейзенизированных фельзитах, в то время как концентрация бериллия и олова снижалась.

Таким образом, зная распределение малых элементов в контуре дневной поверхности экструзий кислого состава описываемого вулканического пояса, можно более уверенно судить о степени эродированности экструзивных тел, определять фациальную принадлежность вулканитов, что, как указывалось выше, важно при решении многих вопросов металлогенического прогнозирования.

§ 2. Стратиграфическое расчленение и корреляция осадочных пород

Корреляция разрезов красноцветных терригенных образований

Проверка возможностей корреляции разрезов красноцветных терригенных пород по геохимическим данным проведена на основе метода многократной корреляции, предложенного Ю. К. Бурковым [24]. Объектом исследования явились красноцветные отложения верхнего палеозоя Тенизской впадины в Центральном Казахстане, стратиграфия которых разработана, а выделенные свиты в большинстве случаев достаточно надежно коррелируются между собой.

Согласно современным представлениям, среди верхнепалеозойских отложений этого района выделяются пять свит [89]:

1) кирейская (C_2) — красноцветные алевролиты, аргиллиты, песчаники, редкие линзы сероцветных песчаников, тонкие прослои известняков (мощность до 1400 м);

2) владимировская (C_3) — красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, в основании конгломераты, прослой пелитоморфных известняков (мощность до 1500 м);

3) кайрактинская (P_1) — сероцветные песчаники, аргиллиты, алевролиты, мергели и известняки (мощность до 1000 м);

4) кийминская (P_1) — красноцветные косослоистые песчаники, алевролиты с тонкими прослоями известняков (мощность до 1000 м);

5) шоптыкульская (P_2) — красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослой глинистых известняков (мощность до 600 м).

Формирование этих свит происходило в условиях, близких к платформенным, в целом при аридном климате, с резко неравномерным обводнением ландшафта во времени [91].

Для разработки методики геохимической корреляции были изучены разрезы кийминской и владимировской свит в обнажениях по рекам Жаман-Кайракты и Жаксы-Кайракты (расстояние между разрезами 40 км), разрезы владимировской и кирейской свит в обнажениях по рекам Шабдар и Куланутпес (расстояние 200 км). Два первых разреза находятся в западной части, два других — в южной и юго-западной частях Тенизской впадины; расстояние между участками 200—300 км. Изучение каждого разреза заключалось в возможно более детальном послойном расчленении и описании свит (мощность выделенных слоев не более первых десятков сантиметров), из каждого слоя отбиралось по одной ступфной пробе. Таким образом, свита, а чаще какая-нибудь ее часть, охарактеризована не менее чем 25—40 пробами. Приближенно-количественный спектральный анализ 1500 проб проведен в Центральной лаборатории ЦКТГУ (г. Караганда).

И. И. Кондрашенков, собравший и статистически обработавший вместе с группой геологов ЦКТГУ значительный фактический материал по геохимии осадочных пород Тенизской впадины, пришел к выводу, что применительно к рассматриваемым толщам все методы корреляционного анализа, по существу, непригодны, так как отмечается более высокая изменчивость синхронных отложений в плане, нежели в разрезе, тем более, что главенствующим в районе является полимиктовый тип осадочных пород. Однако результаты излагаемых исследований показывают, что оценка геохимических особенностей пород может быть с успехом применена к сопоставлению разрезов осадочных пород при условии осторожного подхода к формированию выборок.

При предлагаемой методике сбора и обработки геохимической информации в выборку включались анализы пород (по одной пробе из каждого прослоя) независимо от их зернистости. Абстрактным материалом для сравнения являлись сводные геохимические формулы по обобщенным задачам (рис. 47). Анализ этих формул позволяет выделить общие ассоциации эле-

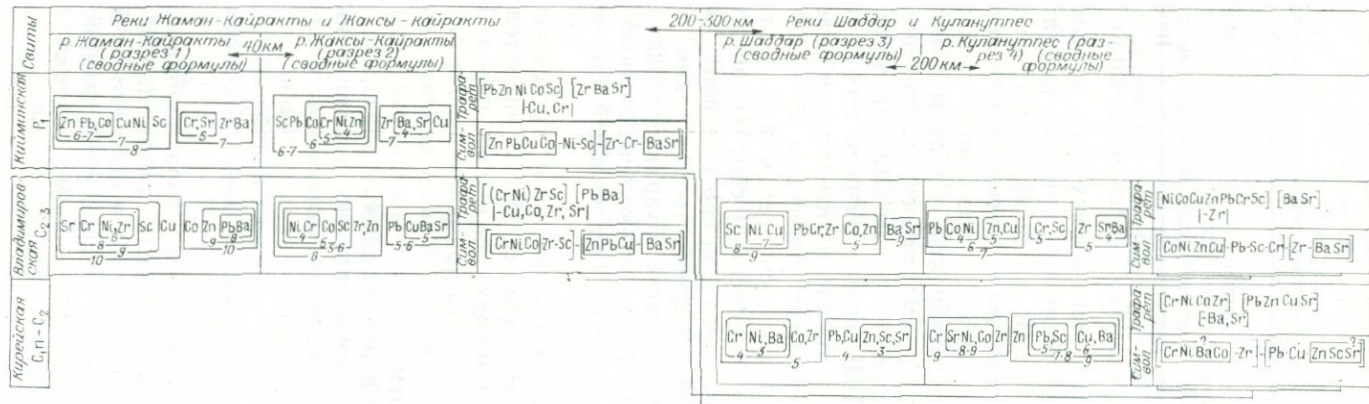


Рис. 47. Сопоставление геохимических характеристик позднепалеозойских красноцветных толщ Тенизской впадины по методу многократной корреляции.

ментов для сопоставляемых разрезов. Такие ассоциации выбираются для обеих частей формул (правой и левой), элементы которых имеют между собой отрицательные связи, в результате чего создается сокращенная геохимическая формула, которую мы называем «трафарет». Создание трафарета для характеристики свиты представляется важным моментом, однако экстраполировать возможность сравнения по нему (подходит ли формула под выработанный трафарет) на большие расстояния, по-видимому, нельзя. Расширенные возможности для сравнения дает символическая формула («символ»). Поскольку для сопоставления толщ обычно приходится пользоваться геохимическими формулами, характеризующими не только разрез свиты в целом, но и его части, у исследователя накапливаются данные о стабильности нахождения элементов в той или другой ассоциации. Таким образом, элементы, положение которых в сокращенной формуле (трафарете) неясно (на рис. 47 они вынесены под трафаретом со знаком минус), в символическую формулу обычно входят. Символы в определенной мере могут служить моделью ряда подвижности элементов в зоне гипергенеза.

Кирейская свита. В разрезах по рекам Шабдар и Куланутпес сводные геохимические формулы близки между собой (в трафарет входит восемь элементов). Они показывают, что для элементов, за исключением стронция и бария, характерны однотипные корреляционные связи и сходное положение в ряду подвижности. Породам свиты свойственны в разрезе по р. Шабдар низкая подвижность бария (что, по-видимому, указывает на солончатый режим бассейна седиментации), а в разрезе по р. Куланутпес — высокая подвижность бария и резко пониженная стронция. Условия седиментации в последнем разрезе способствовали накоплению в породах стронция, что обусловило обогащение им отдельных пластов в разрезе; общая мощность этих пластов 55 м при содержании окиси стронция до 0,2%.

Таким образом, несмотря на некоторые геохимические отличия, отражающие фациальные и, естественно, геохимические особенности бассейна седиментации, полученные формулы в целом показывают геохимическое сходство двух рассматриваемых разрезов кирейской свиты и позволяют использовать их как для корреляции, так и для палеофациальных выводов. Вместе с тем следует отметить заметную близость трафаретов и символов кирейской (в разрезах по рекам Куланутпес и Шабдар) и владимировской свит (в разрезах по рекам Жаман-Кайракты и Жаксы-Кайракты). Это, по-видимому, объясняется постепенной сменой условий седиментации во времени. Фациальная и соответственно геохимическая обстановки кирейского времени на юге Тенизской впадины (бассейн рек Куланутпес и Шабдар) позднее, к владимировскому времени, сместились на северо-запад впадины в район рек Жаман-Кайракты и Жаксы-Кайракты.

Владимировская свита. Сводные геохимические формулы, полученные для разрезов по рекам Шабдар и Куланутпес, весьма близки между собой, в трафарет входит девять элементов. Меньшее сходство устанавливается для разрезов по рекам Жаман-Кайракты и Жаксы-Кайракты (в трафарет входит только 6 элементов), что, вероятно, объясняется наличием в составе свиты горизонтов, резко выделяющихся по своим геохимическим свойствам. Трафареты и символы по парам разрезов Жаман-Кайракты и Жаксы-Кайракты, с одной стороны, и Шабдар и Куланутпес, с другой — существенно различаются, что, естественно, затрудняет корреляцию разрезов владимировской свиты. Усложняют корреляцию также сходство трафаретов и символов владимировской и кийминской свит (соответственно в парах разрезов

Шабдар и Куланутпес, а также Жаман-Кайракты и Жаксы-Кайракты) и уже упоминавшееся геохимическое сходство кирейской свиты с владимировской. Затрудняя «прямую» корреляцию, эти данные, как уже отмечалось выше для кирейской и владимировской свит, содержат материал для палеофациальных построений.

Кийминская свита. Сводные геохимические формулы в разрезах по рекам Жаман-Кайракты и Жаксы-Кайракты достаточно близки. В трафарет входит восемь элементов, однако общих тесных ассоциаций элементов при этом не обнаруживается. Отмечается повышенная подвижность хрома, циркония и малая ассоциация цинк—свинец—медь—кобальт (видимо, этим обусловлено наличие в низах разреза свиты прослоев медистых сланцев). Близки по подвижности барий и стронций, что указывает, вероятно, на континентальные условия в бассейне седиментации пород кийминской свиты.

Трафарет и символ этой свиты резко отличаются от таковых владимировской свиты в том же районе, что позволяет использовать эти характеристики для корреляции, а также сделать вывод о том, что фациальная обстановка в бассейне седиментации во владимировское и кийминское время в данном районе существенно различалась.

Выявление определенной геохимической близости кийминской свиты, развитой на северо-западе Тенизской впадины, и владимировской свиты, развитой на юге и юго-западе впадины, позволяет, видимо, как и для отмеченного выше сходства кирейской и владимировской свит, судить о близости фациальных и геохимических обстановок владимировского и кийминского времени в разных частях Тенизской впадины.

Для того чтобы проверить правильность рассмотренных выше выводов о мерах сходства и различия геохимических характеристик палеозойских красноцветных толщ, авторы предприняли попытку количественного сравнения полученных геохимических формул. При этом за основу сравнения были взяты следующие простейшие положения: если в двух сопоставляемых формулах связи между всеми элементами совпадают по знаку и интенсивности, то мера различия между этими формулами обозначается через 0%. Если же в двух сопоставляемых формулах большинство связей различается по знаку, то мера различия между этими формулами принимается за 100%. Результаты расчетов приведены на рис. 48. Цифры на пересечениях диагональных линий обозначают меру различия, %, между соответствующими осадочными комплексами (например, владимировская свита в разрезе по р. Шабдар отличается от кийминской в разрезе по р. Жаксы-Кайракты на 20, а от кирейской в разрезе по р. Шабдар на 95% и т. д.).

Как видно, результаты количественного сравнения изученных осадочных комплексов подтверждают в целом выводы, полученные в результате непосредственного сравнения геохимических формул. Сравнительно мало (всего на 30%) различаются между собой следующие четыре комплекса: *Вл. 3*, *Вл. 4* и *Км. 1*, *Км. 2*. В достаточной степени сходны также *Вл. 1*, *Вл. 2* и *Кр. 3*, *Кр. 4*: мера различия лишь в одном случае превышает 50% между *Вл. 1* и *Кр. 3*.

В заключение заметим, что наши выводы правомерны, естественно, при условии, когда стратиграфические границы и объемы выделяемых свит в каждой из рассматриваемых частей структуры определены правильно.

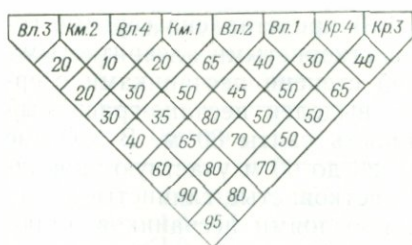


Рис. 48. Меры различия сводных геохимических формул (см. рис. 47).
Осадочные комплексы: Кр. 3—Кр. 4 — кирейской свиты (Кр. 3 — по р. Шабдар, Кр. 4 — по р. Куланутпес); Вл. 1 — Вл. 4 — владимировской свиты (Вл. 1 — по р. Жаман-Кайракты, Вл. 2 — по р. Жаксы-Кайракты, Вл. 3 — по р. Шабдар, Вл. 4 — по р. Куланутпес); Км. 1 — Км. 2 — кийминской свиты (Км. 1 — по р. Жаман-Кайракты, Км. 2 — по р. Жаксы-Кайракты).

Вместе с тем геохимические данные могут помочь в решении отдельных частных вопросов стратиграфии: в уточнении объема выделяемых свит или толщ и их границ там, где они установлены недостаточно надежно. Так, в рассматриваемом районе данные, указывающие на геохимическую близость кирейской свиты в разрезе по р. Куланутпес (у могильника Буркутбай) и владимировской свиты по рекам Жаман-Кайракты и Жаксы-Кайракты, побуждают ставить вопрос о том, не являются ли пачки, относимые в настоящее время к кирейской свите, низами владимировской свиты. Поскольку граница кирейской и владимировской свит в данном районе проведена, по нашему мнению, весьма условно, вполне вероятно, что дальнейшие геологические исследования здесь приведут к увеличению объема владимировской свиты за счет верхов кирейской.

Таким образом, геохимические данные, получаемые путем обработки результатов спектральных анализов по программе многократной корреляции, могут служить важным дополнительным материалом при решении возникающих в процессе геологической съемки вопросов корреляции осадочных толщ, палеогеографического и палеофациального анализов и других. Одной из наиболее важных задач, которые можно решать с помощью этого метода, является выделение районов с определенной геохимической и соответственно с определенной фациальной обстановками седиментогенеза, что позволит, таким образом, перейти в пределах крупных структур (таких, как Тенизская впадина) к районированию по типам разрезов.

Анализ отложений депресссионных структур

В качестве объекта исследований выбрана часть крупной межгорной депрессионной структуры, выполненной рыхлыми и слабо литифицированными кайнозойскими существенно континентальными отложениями. В геологическом разрезе кайнозойской толщи общей мощностью от 0 до 200 м выделены три свиты (сверху вниз): В, Б и А. Свита А (P_2^3 — P_3^1) сложена аллювиально-пролювиальными красными и коричневатокрасными алевролитами и глинами с редкими прослоями песчаников. Мощ-

ность свиты 0—90 м. Свита Б (N_1^{1-2}) представлена серыми, голубовато- и зеленовато-серыми известковистыми алевритистыми глинами, алевролитами, в меньшей степени песчаниками озерного генезиса. В основании свиты выделен песчано-гравийный базальный горизонт. Общая мощность свиты 80 м. В разрезе свиты В (N_1^{2-3}) мощностью от 10—20 до 60 м участвуют коричневые и красновато-коричневые известковистые глинистые алевролиты и глины с маломощными прослоями песчаников аллювиально-пролювиального фациального комплекса.

Формирование отложений свиты А происходило в условиях стабилизационного (платформенного) режима и господства гумидного климата. С позднего олигоцена вплоть до современной эпохи на территории региона интенсивно проявились процессы тектонической активизации, выразившиеся в воздымании горных сооружений в обрамлении депрессионной структуры и образовании глубоких прогибов на ее окраинах, в зоне сопряжения с горными сооружениями. С началом активизации в районе связаны возобновление седиментогенеза в депрессионной структуре и неуклонное, от этапа к этапу, расширение областей седиментации (свиты Б и В). Изменению тектонического режима сопутствовало и изменение климатических условий литогенеза: постепенная смена гумидного типа литогенеза аридным.

Стратиграфическое расчленение и литологофациальный анализ немых континентальных красноцветных осадочных толщ представляют собой довольно сложную задачу и, как правило, при интерпретации накопленного фактического материала содержат элементы субъективизма. Существенную помощь в решении таких задач оказывают методы геохимии, изучающей пространственно-временные закономерности распределения химических элементов в породах, сформированных в условиях различных типов литогенеза, тектонических режимов и т. д.

Для решения конкретных геологических вопросов авторы использовали в данном районе более 100 определений радиоактивных элементов — урана и тория, выполненных рентгеноспектральным методом на приборе АРФ-4М, в глинисто-алевролитовых породах упомянутых выше свит. Известные различия в миграции урана и тория позволяют считать эти два элемента чувствительными индикаторами литофациальных и палеогеографических обстановок, тектонических режимов и других геологических условий формирования осадочных толщ (табл. 24, 25).

При обработке данных использован новый прием систематизации аналитических определений — выявление их средних в области фоновых содержаний (табл. 25). За эту область принимался участок кривой плотности вероятности, на который приходится не менее 75% от общего количества проб (рис. 49, 50).

Стратиграфическая корреляция разрезов кайнозойской толщи по геохимическим данным основана на различии в содержании

ТАБЛИЦА 24
СОДЕРЖАНИЕ УРАНА, ТОРИЯ И Th/U-ОТНОШЕНИЕ
В АЛЕВРОЛИТО-ГЛИНИСТЫХ ПОРОДАХ КАЙНОЗОЙСКОЙ ТОЛЩИ

Свита	Уран, 10 ⁻⁴ %			Торий, 10 ⁻⁴ %			Th/U
	Пределы	\bar{x}	S	Пределы	\bar{x}	S	
В	1,6—9,0	3,95	1,8	7,0—20,0	11,5	2,7	2,9
Б	1,6—8,5	2,9	1,6	5,0—14,6	9,8	2,8	3,4
А	<1,0—4,5	1,42	0,8	4,0—15,0	8,7	2,6	6,1

ТАБЛИЦА 25
СРЕДНЕЕ ФОНОВОЕ СОДЕРЖАНИЕ УРАНА, ТОРИЯ И Th/U-
ОТНОШЕНИЕ В АЛЕВРОЛИТО-ГЛИНИСТЫХ ПОРОДАХ КАЙНОЗОЙСКОЙ ТОЛЩИ

Свита	Уран		Торий		Th/U
	% фоновых проб	10 ⁻⁴ %	% фоновых проб	10 ⁻⁴ %	
В	75	3,1	82	10,9	3,5
Б	76	2,1	—	10,1	4,8
А	81	1,3	80	8,6	6,6

и характере распределения урана и тория в алевролитоглинистых породах двух типов литогенеза: гумидного и аридного. Для гумидного типа литогенеза (свита А) свойственно монотонное распределение наиболее низких фоновых содержаний урана и тория; для аридного (свита В) — относительно дифференцированное более высоких содержаний урана и тория (см. табл. 24, рис. 49, 50). Неоднородность распределения урана в условиях аридного климата определяется пестротой геохимических обстановок его накопления в породах. Переходный между ними тип литогенеза иллюстрируется данными по радиоактивности алевролитоглинистых пород свиты Б.

Различные фашиально-палеогеографические обстановки седиментогенеза отчетливо фиксируются степенью ураноносности пород свит А и Б, Б и В. В этой связи должно быть отмечено определенное отличие в содержаниях урана и тория пород свит А и В, сформированных в однотипных фашиально-палеогеографических условиях седиментогенеза. Существенную помощь в решении этого вопроса оказывают данные о содержании тория и о значении отношения Th/U (рис. 51). Увеличение содержания урана в условиях господства аридного климата (свита В) параллелизуется с ростом содержания тория, а следовательно, и с падением значения Th/U-отношения. Это обусловлено расширением бассейнов седиментации в эпоху накопления свиты В, сопряженным также с интенсивным расширением областей

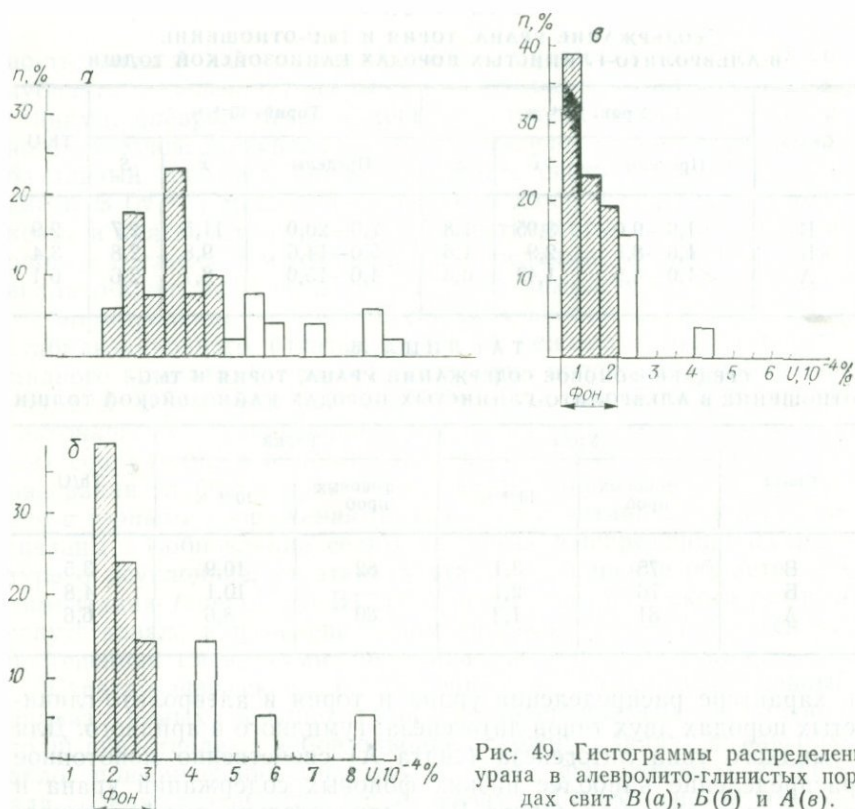
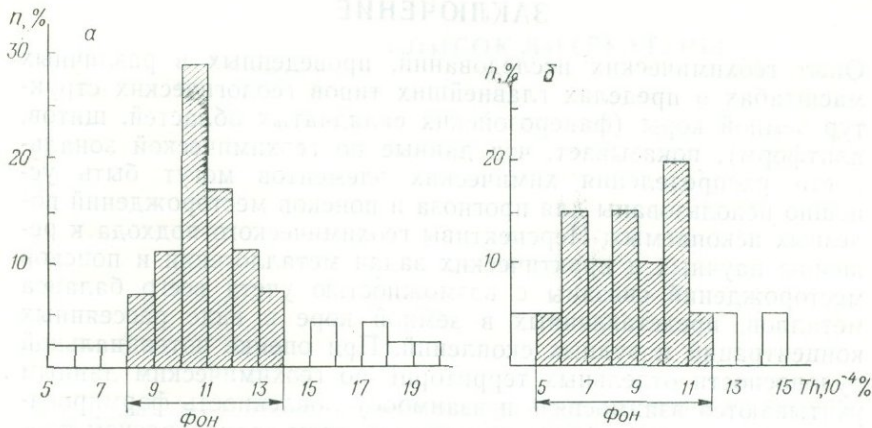


Рис. 49. Гистограммы распределения урана в алевролитоглинистых породах свит В(а), Б(б) и А(в).

сноса обломочного материала, которое неминуемо влечет усиление механического сноса, а следовательно, и поступление в упомянутые бассейны дополнительных масс тория.

Принятый путь логического анализа имеющегося фактического материала приводит к пониманию роли тектонических процессов в формировании кларковой радиоактивности алевролитоглинистых пород депрессионной структуры. Она различна для пород стабилизационного и активизационного режимов развития. Породы свиты Б в данном случае также характеризуются «переходным» характером уровня радиоактивности и распределения урана и тория.

Приведенный пример показывает, как следует обрабатывать и использовать материал по геохимии, а в конкретном случае и данные по радиоактивности осадочных пород, для расчленения стратиграфического разреза, обоснования типов литогенеза, для суждения о фациально-палеогеографических и тектонических условиях седиментогенеза осадочных толщ депрессионных структур.



Тектонический режим	Света (возраст)	Мощность, м	Литологическая колонка	Цвет пород	Фациальный комплекс	Тип литосфера	Содержание, 10 ⁻⁴ %											
							U				Th				Th/U			
							1	2	3	4	8	9	10	11	12	3	4	5
Аккумуляционный	B (N ₁₋₂)	10-60	Литологическая колонка	Хорошоцветный, карбонатно-коричневый	Аллювиально-пролювиальный	Аридный	[Hatched]				[Hatched]				[Hatched]			
							[Hatched]				[Hatched]				[Hatched]			
Стабилизационный	A (P ₃ , P ₁ , P ₂)	10-90	Литологическая колонка	Красный, коричневатый-красный	Аллювиально-пролювиальный	Гумидный	[Hatched]				[Hatched]				[Hatched]			
							[Hatched]				[Hatched]				[Hatched]			

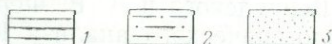


Рис. 50. Гистограммы распределения тория в алеволито-глинистых породах свит B (а) и А (б).

Рис. 51. Распределение урана, тория и отношения Th/U в разрезе кайнозойской толщи депрессионной структуры.

Литологические типы пород: 1 — глины; 2 — алеволиты; 3 — пески, песчанки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опыт геохимических исследований, проведенных в различных масштабах в пределах главнейших типов геологических структур земной коры (фанерозойских складчатых областей, щитов, платформ), показывает, что данные по геохимической зональности распределения химических элементов могут быть успешно использованы для прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых. Перспективы геохимического подхода к решению научных и практических задач металлогении и поисков месторождений связаны с возможностью учета всего баланса металлов, представленных в земной коре в виде рассеянных концентраций и рудных скоплений. При оценке потенциальной рудоносности отдельных территорий по геохимическим данным учитываются взаимосвязь и взаимообусловленность формирования геохимического фона элементов со всем разнообразием проявления подготовительных и рудообразующих геологических процессов. В качестве ведущих геохимических критериев такой оценки используются не только абсолютное содержание рудных элементов, их ассоциации и соотношения, но и степень дифференцированности вещества литосферы, выражаемой через контрастность распределения металлов и уровень нарушенности первичных «породных» связей элементов в минералах, горных породах и геологических формациях в результате проявления комплекса эпигенетических процессов.

Закономерное сочетание в пределах отдельных фрагментов земной коры горных пород и геологических формаций, различающихся содержанием и соотношением рудных элементов, позволяет выделить несколько соподчиненных типов специализированных геохимических провинций, областей, районов и зон. Их размещение определяет конфигурацию конкретных структурно-металлогенических подразделений, а геохимические параметры распределения элементов отражают потенциальную рудоносность геологических структур. В свою очередь выяснение временных аспектов особенностей распределения и миграции химических элементов позволяет уточнить положение ведущих металлогенических эпох и стадийность рудообразования.

В итоге разрабатываемое авторами направление геохимических исследований для решения прогнозно-поисковых задач, по существу, дает возможность объединить идеи основоположников геохимии В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана с основами регионального металлогенического анализа Ю. А. Билибина и С. С. Смирнова. В совокупности с разработками ИМГРЭ (Л. Н. Овчинников, С. В. Григорян и другие) по детальному изучению ореолов рудных месторождений предлагаемая методика геохимических исследований обеспечивает дальнейшее повышение эффективности прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович Б. Л.* Стратифицированные свинцовые месторождения Какханаты и методика их изучения. Ташкент, Фан, 1968. 172 с.
2. *Айвазян С. А., Бежаева З. И., Староверов О. В.* Классификация многомерных наблюдений. М., Статистика, 1974. 240 с.
3. *Асаналиев У.* Фации средне- и верхнедевонских отложений Чаткальского хребта и связанные с ним полезные ископаемые.— В кн.: Геохимия и оруденение осадочных толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, 1966, с. 35—37.
4. *Андерсон Т.* Введение в многомерный статистический анализ. М., Физматгиз, 1963. 500 с.
5. *Ашмарин И. П., Васильев Н. Н., Амбросов В. А.* Быстрые методы статистической обработки и планирование экспериментов. Л., Изд-во ЛГУ, 1971. 78 с.
6. *Баранов Г. М., Смыслов А. А., Федоров А. А.* Методика опробования горных пород и полевые гамма-спектрометрические измерения.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 164, с. 33—53.
7. *Баранов Э. Н.* Геохимические поиски скрытых колчеданных месторождений по эндогенным ореолам.— В кн.: Материалы научных собраний ИМГРЭ. Вып. 7. М., 1971, с. 3—48.
8. *Белонин М. Д., Скублов Г. Т.* Коэффициент дисперсности распределения элементов — геохимический критерий рудоносности магматических образований.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата, 1974, с. 321—323.
9. *Белякова Е. Е.* Принципы гидрогеохимического анализа и прогнозная оценка территорий на рудные полезные ископаемые. Л., 1968. 25 с. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 155).
10. *Бернштейн Л. В., Налимов В. В., Фалькова О. Б.* Планирование эксперимента и представление его результатов при оценке точности и правильности спектральных методов анализа геологических проб.— Заводская лаборатория, 1961, т. 27, № 10, с. 1254—1260.
11. *Беус А. А.* О метасоматической зональности месторождений альбитовой формации.— В кн.: Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966, с. 186—187.
12. *Беус А. А.* Принципы геохимической прогнозной оценки потенциальной рудоносности магматических комплексов.— В кн.: Вопросы прикладной геохимии. Вып. 1. М., 1966, с. 21—65.
13. *Беус А. А., Григорян С. В.* Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М., Недра, 1975. 278 с.
14. *Билибин Ю. А.* Общие принципы регионального металлогенического анализа.— Избр. труды. Т. 3. М., 1961, с. 195—207.
15. *Богданов Б., Делчев А., Ушева Й.* Доклад по теме «Металлогения и прогнозная карта по НР Болгария в м-бе 1 : 200 000» (методика и легенда). София, 1975. 40 с.
16. *Богданов Ю. В., Кутырев Э. И.* Региональные и локальные законо-

мерности размещения стратифицированных медных и свинцово-цинковых месторождений.— В кн.: Материалы к совещанию «Разработка основ научного прогноза месторождений полезных ископаемых». Л., 1970, с. 64.

17. *Бок И. И., Мирошниченко Л. А.* Полиметаллические месторождения Центрального Казахстана и их поисково-прогнозные признаки (к составлению карты прогнозов).— В кн.: Материалы научной сессии по металлогеническому и прогнозным картам. Алма-Ата, 1958, с. 131—147.

18. *Бондаренко В. Н.* Статистические решения некоторых задач геологии. М., Недра, 1970. 246 с.

19. *Бончев Е.* Проблемы на българската геотектоника. София, Техника, 1971. 204 с.

20. *Бончев Е.* Основные черты геологического строения Болгарии.— В кн.: Двенадцать рудных месторождений Болгарии. Т. 4. София, 1974, с. 3—28. (IV симпозиум IAGOD, Варна, 1974).

21. *Боровиков Л. И., Бурков Ю. К.* Корреляционный анализ закономерностей распределения малых элементов для решения вопросов седиментогенеза.— В кн.: Труды 8-го Международного геологического конгресса. XXIII сес., проблема 8. М., 1968, с. 147—181.

22. *Брукс К., Карузерс Н.* Применение статистических методов в метеорологии. Л., 1960. 416 с.

23. *Бугаец А. Н., Дуденко Л. Н.* Математические методы при прогнозировании месторождений полезных ископаемых. Л., Недра, 1976. 270 с.

24. *Бурков Ю. К.* Статистическая модель ряда подвижности малых элементов в условиях седиментогенеза. В кн.: Математические методы в геологии. Л., 1968, с. 93—97. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 150).

25. *Бурков Ю. К.* Изучение условий формирования осадочных толщ методами статистической обработки геохимических данных.— В кн.: Материалы годичной и юбилейной сессии ученого совета ВСЕГЕИ, 1967. Л., 1971, с. 346—355.

26. *Бурков Ю. К.* Определение условий формирования метаморфизованных осадочных образований путем изучения ассоциаций и рядов подвижности химических элементов.— В кн.: Методические указания по геологической съемке м-ба 1 : 50 000. Вып. 4. Л., 1972, с. 252—260.

27. *Бурков Ю. К., Дюфур М. С.* Применение геохимических критериев для решения вопроса об исходном составе и возрасте пород Музкольского метаморфического комплекса (Центральный Памир).— Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 3, с. 683—686.

28. *Бурков Ю. Е., Певзнер В. С.* Изучение ассоциаций и рядов подвижности химических элементов в корях выветривания.— В кн.: Методические указания по геологической съемке м-ба 1 : 50 000. Геологическая съемка районов развития кор выветривания. Л., 1973.

29. *Бурков Ю. К., Туганова Е. В.* Возможности оценки никеленосности траппов Сибирской платформы методом многократной корреляции.— Сов. геология, 1972, № 10, с. 144—148.

30. *Бурков Ю. К., Гурская Л. И., Ляхницкая И. В.* Использование корреляционного анализа для перспективной количественной оценки рудоносности гипербазитовых массивов Печенгского района.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 239—240.

31. *Ван дер Варден Б. Л.* Математическая статистика. М., Изд-во иностр. лит., 1960. 434 с.

32. *Васильев В. М.* Техническое и информационное обеспечение АСУ ВСЕГЕИ.— В кн.: Вопросы разработки информационного и технического обеспечения АСУ Геология. Свердловск, 1975, с. 35—36.

33. *Великий А. С., Кумпан А. С.* О некоторых закономерностях размещения полиметаллических месторождений во внутренней части Джунгаро-Балхашской структуры.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1955, № 2, с. 53—56.

34. *Великая Н. Н.* Малые интрузии Акжал-Аксоранской зоны разломов.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Л., 1962, с. 115—130. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 74).

35. *Великославинский С. Д.* Закономерности раннеархейского основного вулканизма центральной части Алданского щита.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, ч. 105, вып. 1, с. 48—58.
36. *Велинов Ив.* Пропилити и алунитови вторични кварцити в района на Брезник.— Изв. на Геол. ин-т. Сер. геохимия, минералогия и петрография, 1967, кн. 16, с. 205—220.
37. *Венецкий И. Г., Кильдишев Г. С.* Основы теории вероятности и математической статистики. М., Статистика, 1968. 360 с.
38. *Вернадский В. И.* Очерки геохимии. Избр. труды. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954. 392 с.
39. *Виноградов А. П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
40. *Вострокнутов Г. А.* Применение методов нормирования при статистической обработке данных литохимических поисков.— В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений по их гетерогенным ореолам и потокам рассеяния. Алма-Ата, 1968.
41. *Генетические типы рудных месторождений Болгарии/И. Йовчев, Ц. Димитров, М. Железнава-Панайотова и др.* София, 1974. 46 с. (IV симпозиум IAGOD, Варна, 1974).
42. *Геологические формации и металлогения Алданского щита/Т. В. Библина, А. Д. Дашкова, В. К. Титов и др.* Л., 1976. 339 с. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 276).
43. *Геология и математика. Задачи диагноза и распознавания в геологии, геохимии и геофизике/Под ред. Э. Э. Фотиади.* Новосибирск, Наука, 1970. 233 с.
44. *Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Т. 3/Под ред. Р. А. Борукаева, Г. Н. Щербы.* Алма-Ата, Наука, 1967. 261 с.
45. *Геологическая карта в м-бе 1:1000000.— В кн.: Атлас НРБ/Е. Бончев, Ю. Карагюлева, Д. Кожухаров и др.* София, 1973. 168 с.
46. *Геохимические исследования при геологической съемке в Центральном Казахстане/В. Н. Казмин, И. В. Орлов, В. И. Серых и др.— Сов. геология, 1973, № 9, с. 42—57.*
47. *Геохимические методы поисков/Е. М. Квятковский, И. Н. Крицук, Т. И. Нюппенен, М. М. Омельченко, Л., 1974. 186 с.*
48. *Геохимические поиски/Под ред. Р. Бойла.— В кн.: Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии. М., 1973. 327 с.*
49. *Геохимические поиски месторождений цветных металлов.* Красноярск, 1977. 221 с.
50. *ГОСТ 16263—70.* Государственная система обеспечения единства измерений. Метрология. Термины и определения. М., 1972. 53 с.
51. *Григорян С. В.* О вертикальной зональности первичных геохимических ореолов гидротермальных месторождений. Тезисы доклада.— В кн.: Первый Международный геохимический конгресс. Т. 2. Гидротермальные процессы. М., 1973, с. 452—460.
52. *Григорян С. В.* Геохимические методы при геологосъемочных и поисково-разведочных работах. М., Недра, 1974. 128 с.
53. *Григорян С. В.* Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений (методические рекомендации). М., 1974. 215 с.
54. *Григорян С. В., Туманян В. З.* К методике обнаружения и интерпретации геохимических аномалий.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1971, с. 109—113.
55. *Григорян С. В., Янишевский Е. М.* Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений и их использование при поисках скрытого оруденения. М., Недра, 1968. 204 с.
56. *Грин Д. Х., Рингвуд А. Е.* Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 132—227.
57. *Дачев Хр.* Някои резултати и проблеми при изучаване на земната

кора в България с геофизични методи.— Год. ДСО «Геоложки проучвания», 1972, т. 21, с. 9—25.

58. *Дубов Р. И.* Количественные исследования геохимических полей для поисков рудных месторождений. М., Наука, 1974. 275 с.

59. *Дук В. Л., Салье М. Е., Байкова В. С.* Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитность гранулитов Алдана. Л., Наука, 1975. 225 с.

60. *Думлер Ф. Л.* К вопросу о геохимической специализации магматических комплексов.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Ч. 2. Иркутск, 1971, с. 96—99.

61. *Думлер Ф. Л.* О некоторых принципах составления геохимических карт в связи с проблемой поисков глубокозалегающих рудных месторождений — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Ч. 2. Иркутск, 1971, с. 94—98.

62. *Думлер Ф. Л.* Геохимические исследования при крупномасштабной геологической съемке. Л., Недра, 1975. 36 с.

63. *Думлер Ф. Л., Мельгунов А. Н.* Выделение геохимических аномалий методами осреднения.— Разведка и охрана недр, 1976, № 5, с. 57—59.

64. *Думлер Ф. Л., Шейнина Г. А.* Статистическое планирование эксперимента для дифференцированного исследования аналитической и природной дисперсии.— Геохимия, 1973, № 3, с. 465—470.

65. *Иванов С. Н.* Об определении густоты сети опробования методами вариационной статистики.— Разведка недр, 1936, № 19, с. 29—33.

66. *Инструкция* по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., Недра, 1965. 227 с.

67. *Использование* геохимической зональности при металлогеническом прогнозировании в пределах рудных узлов и зон/Ф. Л. Думлер, А. К. Иогансон, С. Н. Калабашкин и др.— Тр. ВСЕГЕИ, 1975, т. 241, с. 89—98.

68. *Использование* первичных геохимических ореолов при геологической съемке масштаба 1 : 50 000/С. В. Григорян, Г. Г. Гулиев, В. И. Морозов, Р. Г. Оганесян.— В кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. Вып. 4. М., 1971, с. 39—64.

69. *Ицксон Г. В.* Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., Наука, 1970. 172 с.

70. *Йовчев И. С.* Полезни изкопаеми на НР България. Геоложки основи на полезните изкопаеми. София, Техника, 1960. 105 с.

71. *Йовчев И. С.* Полезни изкопаеми на НР България. Цветни метали. София, Техника, 1961. 132 с.

72. *Казицын Ю. В.* О необходимости выделения оксеталитов — новой формации околорудных метасоматитов.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., Недра, 1970, с. 146—151.

73. *Казмин В. Н., Орлов Н. В.* К вопросу о принципах составления геохимических карт при геологической съемке.— Сов. геология, 1966, № 6, с. 90—100.

74. *Калинин С. К., Файн Э. Е.* Эмиссионный спектральный анализ минерального сырья. М., Недра, 1969. 248 с.

75. *Капков Ю. Н., Квятковский Е. М., Яковлев В. И.* Основные принципы составления геохимических карт масштаба 1 : 50 000 — Зап. ЛГИ, 1966, т. 51, вып. 2, с. 3—10.

76. *Капков Ю. Н., Квятковский Е. М., Яковлев В. И.* Методика составления и интерпретации геохимических карт масштаба 1 : 50 000 на примере Дальнего Востока.— В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 9. Л., 1970, с. 213—229.

77. *Каширцева М. Ф.* Методы изучения эпигенетических изменений в рыхлых осадочных породах. М., Недра, 1970. 153 с.

78. *Квятковский Е. М.* Литохимические методы поисков эндогенных рудных месторождений. Л., Недра, 1977. 189 с.

79. *Колмогоров А. Н.* Метод медиан в теории ошибок. Математический сборник. Т. 38. М., 1931.

80. *Комплексование геохимических методов при поисках и разведке эндогенных месторождений.* М., 1977. 60 с.
81. *Константинов М. М.* Происхождение стратиформных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963. 183 с.
82. *Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы учения о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 330—452.
83. *Крамбейн У., Грейбилл Ф.* Статистические модели в геологии. М., Мир, 1969. 397 с.
84. *Крамер Г.* Математические методы статистики. М., Изд-во иностр. лит., 1948. 632 с.
85. *Крейгер В. М.* Поиски и разведка полезных ископаемых. М., Госгеол-издат, 1940. 789 с.
86. *Куденко А. А.* Итоги поисков и разведки полиметаллических месторождений Казахстана и Средней Азии.— В кн.: Геология и геохимия цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1970, с. 15—25.
87. *Куйкин С.* Распределение золоторудных и золотосодержащих эндогенных месторождений на территории Болгарии.— В кн.: Проблемы рудообразования. Т. I. София, 1974, с. 136—142.
88. *Кульбак С.* Теория информации и статистика. М., Наука, 1967. 408 с.
89. *Кумпан А. С.* Верхний палеозой Восточного Казахстана. Л., Недра, 1966. 245 с.
90. *Ли В. Г.* Рудные формации свинцово-цинковых и медно-свинцово-цинковых месторождений Казахстана.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1973, № 3, с. 1—8.
91. *Литвинович Н. В.* Каменноугольные и пермские отложения западной части Центрального Казахстана. М., Изд-во МГУ, 1962. 388 с.
92. *Лоули Д., Максвелл А.* Факторный анализ как статистический метод. М., Мир, 1967. 144 с.
93. *Лукьянов А. В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1965, вып. 136, с. 211.
94. *Лурье А. М.* Некоторые закономерности распределения химических элементов в осадочных породах Северо-Баялдырского района Центрального Каратау.— Геохимия, 1957, № 5, с. 401—407.
95. *Лурье А. М.* Закономерности распределения свинцово-цинковой минерализации в междуречье Гава—Кассан (Киргизия).— Тр. Ин-та геологии рудных м-ний, петрографии, минералогии и геохимии, 1963, вып. 91, с. 148.
96. *Магматические формации Болгарии/Ел. Димитрова, Д. Бахнева, Б. Маврудчиев и др.*—Геологика балканика, 1975, т. 5, вып. 1, с. 52—63.
97. *Математические методы в геологии и геофизике/Под ред. Э. Э. Фотиади.* Новосибирск, 1966. 173 с.
98. *Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000.* Вып. 10. Гидрохимические исследования/Е. Е. Белякова, Ю. К. Бурков, И. М. Гирфанова и др. Л., Недра, 1970. 375 с.
99. *Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000.* Вып. 11. Биогеохимические и геоботанические исследования/Е. Е. Белякова, Н. Н. Васильева, Н. Л. Загребина и др. Л., Недра, 1972. 280 с.
100. *Методические указания по геохимическому картированию при геологосъемочных работах м-ба 1 : 200 000 и 1 : 50 000/А. А. Беус, С. П. Рогожин, Ю. А. Алентьев и др. М., 1965. 78 с.*
101. *Методы интерпретации литогеохимических аномалий/Под ред. С. В. Григорьяна.* М., 1975. 141 с.
102. *Методы обработки результатов наблюдений при измерениях.*— Тр. метрол. ин-тов СССР, 1972, вып. 134(194), с. 118.
103. *Методы обработки цифровой информации при геохимических поисках.* М., 1975. 106 с.
104. *Микельсон Э. Э.* Характер изменения вмещающих пород свинцово-

- цинковых месторождений Аксоранского рудного поля (Центральный Казахстан).— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 13, с. 79—88.
105. *Миллер Р., Кан Дж.* Статистический анализ в геологических науках. М., Мир, 1965. 480 с.
106. *Митряева Н. М., Рожков А. А., Шерба Г. Н.* Генезис полиметаллических руд Атасуйского района.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1962, № 6, с. 53—64.
107. *Мишин В. Н., Скублов Г. Т.* Минералого-геохимические исследования с использованием фактографической информационно-поисковой системы.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1977, вып. 2, с. 252—259.
108. *Наховник Н. И.* Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., Недра, 1968. 335 с.
109. *Наливкин Д. В.* Учение о фациях. Т. 1, 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955—1956. Т. 1, 534 с.; т. 2, 393 с.
110. *Объяснительная записка к металлогенической карте Карпато-Балканской зоны в масштабе 1 : 1 000 000.* София, 1975. 455 с.
111. *Овчинников Л. Н.* Прогнозная оценка мировых запасов металлов в месторождениях суши.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3, с. 15—27.
112. *Овчинников Л. Н., Григорян С. В.* Еще раз о вертикальной зональности первичных геохимических ореолов.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1971, с. 135—143.
113. *Опыт проведения площадной геохимической съемки в Агадырском рудном районе (Центральный Казахстан)/Г. Т. Скублов, И. В. Орлов, А. В. Авдеев и др.— Сов. геология, 1970, № 2, с. 80—90.*
114. *Организация и результаты геохимических поисков в различных районах страны.* М., 1977. 67 с.
115. *Основные принципы и методика радиогеохимического картирования горных пород/Под ред. А. А. Смылова.* Л., Недра, 1968. 136 с.
116. *Основные результаты разработки методики литогеохимических поисков скрытых колчеданных месторождений/Э. Н. Баранов, Л. И. Голод, В. Н. Лазарев и др.— В кн.: Литогеохимические методы при поисках скрытого оруднения.* М., 1972, с. 25—28.
117. *Основные черты геохимии урана/Под ред. А. П. Виноградова.* М., Изд-во АН СССР, 1963. 352 с.
118. *Перельман А. И.* Геохимия эпигенетических процессов. М., Недра, 1966. 150 с.
119. *Перспективы поисков стратиформного барит-полиметаллического оруднения в Центральном Казахстане/Л. Ф. Думлер, И. В. Орлов, Ю. Д. Птушкин и др.— Сов. геология, 1975, № 2, с. 25—40.*
120. *Плющев Е. В., Ушаков О. П.* Приповерхностный гидротермальный метаморфизм в девонских породах Центрального Казахстана.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1967, ч. 96, вып. 6, с. 652—661.
121. *Плющев Е. В., Ушаков О. П.* Структурно-вещественный принцип классификации метасоматитов.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 190—203.
122. *Плющев Е. В., Ушаков О. П.* Формационный анализ метасоматитов на основе концепции об уровнях организации вещества.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., Недра, 1975, с. 23—33.
123. *Повышение эффективности геохимических поисков на территории притрассовой полосы БАМ.* Улан-Удэ, 1977. 143 с.
124. *Пожарицкий К. Л.* Опробование месторождений цветных, редких металлов и золота. М., Металлургиздат, 1946. 280 с.
125. *Поликарпочкин В. В.* Вторичные ореолы и потоки рассеяния. Новосибирск, Наука, 1976. 408 с.
126. *Проблемы геохимии/Под ред. А. А. Смылова.* Л., 1975. 181 с.
127. *Проблемы развития советской геологии/Под ред. Л. И. Боровикова.* Л., 1971. 336 с.
128. *Программы для ЭЦВМ БЭСМ-4/В. И. Мишин, Л. Н. Дуденко, Ю. В. Конгрополь и др.* Л., 1976. 160 с.

129. Пустыльник Е. И. Статистические методы анализа и обработки наблюдений. М., Наука, 1968. 288 с.
130. Рабинович А. В. Геохимические исследования магматических и осадочных пород при геологической съемке масштаба 1:50 000. Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып. 9. Л., Недра, 1970. 240 с.
131. Радонова Т. Г., Велинов Ив. Взаимоотношения пропилитов и вторичных кварцитов с оруденением Центрального Среднегорья (Болгария). М., Изд-во АН СССР, 1972.
132. Радонова Т. Г., Велинов И. А. Взаимоотношение пропилитов и вторичных кварцитов с оруденением Центрального и Западного Среднегорья (Болгария).— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., 1974, с. 60—69.
133. Радиогеохимические исследования (методические рекомендации)/Под ред. А. А. Смыслова. М., 1974. 141 с.
134. Родионов Д. А. Статистические методы разграничений геологических объектов по комплексу признаков. М., Недра, 1968. 158 с.
135. Родионов Д. А. Обобщенная постановка задачи о выявлении и проверке геохимических аномалий.— В кн.: Статистические методы геохимических исследований. Вып. 4. М., 1971, с. 3—10.
136. Родионов Д. А., Коган Р. И., Белов Ю. П. Анализ современных математических методов решения типовых задач геологии Hornická, Příbram ve vede TECHNICE 1973 — „Sekce Matematické metody v geologii“, Příbram, CSVIS, 1973, p. 103—163.
137. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии. Л., Гидрометеоназдат, 1974. 424 с.
138. Ронов А. Б., Вайнштейн Э. А., Тузова А. М. К геохимии гафния, циркония и некоторых других элементов-гидролизаторов в глинах.— Геохимия, 1961, № 4, с. 306—316.
139. Рудник В. А. Последовательность геологических событий в докембрии Восточной Сибири по радиологическим данным.— В кн.: Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. Л., 1973, с. 188—195.
140. Рудник В. А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л., Недра, 1975. 414 с.
141. Рудник В. А., Беляев Г. М., Терентьев В. М. Закономерности формирования кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., 1970, с. 261—274.
142. Рундквист Д. В., Нежинский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л., Недра, 1975. 224 с.
143. Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М., Недра, 1971. 327 с.
144. Русанов А. К. Основы количественного спектрального анализа руд и минералов. М., Недра, 1971. 359 с.
145. Салоп Л. И., Травин Л. В. Новые данные по стратиграфии и тектонике архейских образований центральной части Алданского щита.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1974, т. 199, с. 5—82.
146. Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л., Недра, 1971. 237 с.
147. Сауков А. А. Геохимия. 4-е изд. М., Наука, 1975. 480 с.
148. Скублов Г. Т. Геохимические аспекты проблемы связи вулканического и плутонического процессов.— Вестн. ЛГУ, 1972, № 6, с. 13—26.
149. Скублов Г. Т., Белонин М. Д. О факторах, управляющих распределением элементов-примесей в магматических породах.— В кн.: Вопросы геохимии и типоморфизм минералов. Вып. 1. Л., Изд-во ЛГУ, 1976, с. 125—138.
150. Скублов Г. Т., Марин Ю. Б., Ванштейн Б. Г. Петрохимическая эволюция интрузивных формаций.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1977, № 5, с. 606—628.
151. Слепнев Ю. С. Соотношение таллия с рубидием, цезием и калием в метаморфических породах, гранитах и редкометалльных пегматитах Саян.— Геохимия, 1961, № 4, с. 359—361.

152. Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Краткий курс математической статистики для технических приложений. М., Физматиздат, 1959. 436 с.
153. Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Л., Госгеолтехиздат, 1944. 91 с.
154. Смыслов А. А. Радиоактивные элементы в изверженных породах Северного Казахстана.— *Геохимия*, 1958, № 3, с. 197—205.
155. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л., Недра, 1974. 231 с.
156. Смыслов А. А. Геохимические эпохи и провинции и их металлогенетическая специализация.— *Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.*, 1975, т. 241, с. 5—18.
157. Смыслов А. А., Плющев Е. В. Основные принципы и методы составления радиогеохимических карт.— *Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.*, 1968, т. 164, с. 104—134.
158. Смыслов А. А., Титов В. К. Роль регионального метаморфизма в формировании радиогеологической зональности земной коры.— *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, 1967, № 11, с. 30—40.
159. Соколов Г. А., Комаров П. В. О связи грейзенов и их оруденения со скарнами.— В кн.: *Эндогенные рудные месторождения*. М., 1968, с. 35—41.
160. Соловов А. П. Количественная интерпретация вторичных остаточных ореолов рассеяния рудных месторождений. Алма-Ата, 1966.
161. Соловьев В. Г. Вариационная статистика в приложении к разведке и подсчету запасов полезных ископаемых.— *Разведка недр*, 1938, № 1, с. 37—43.
162. Спектральный анализ при поисках рудных месторождений/С. В. Лонцих, В. В. Недлер, Я. Д. Райхбаум, В. В. Хохолов. Л., Недра, 1969. 293 с.
163. Стефанов Д., Велинов Ив. Глинести минерали и тяхното съотношение с алунитовите вторични кварцити.— *Изв. на ГИ при БАН и МХМ. Сер. геохимия, минералогия и петрография*, 1971, кн. 20, с. 113—122.
164. Стратиграфия на България/Под ред. В. Цанков. София, Наука и изкуство, 1968. 386 с.
165. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М., 1960. 212 с.
166. Строна П. А., Генко Г. А. О влиянии состава фундамента на металлогенетический облик зон активизации.— *Зап. ЛГИ*, 1973, т. 15, вып. 2, с. 3—7.
167. Тектонски строеж на България/Под ред. И. Йовчев. София, Техника, 1971. 558 с.
168. Термины, определения и обозначения метрологических характеристик анализа вещества.— *ЖАХ*, 1975, т. 30, вып. 10, с. 2058—2063.
169. Титов В. К., Смыслов А. А. Принципы геохимического районирования щитов.— В кн.: *Геология и металлогения щитов древних платформ СССР*. Л., 1976, с. 305—312.
170. Ткачев Ю. А., Юдович Я. Э. Статистическая обработка геохимических данных. Л., Наука, 1975. 233 с.
171. Требования геохимии к метрологическим параметрам аналитических методов и возможности этих методов для геохимических исследований радиоактивных элементов/Б. Я. Юфа, Н. В. Голубев, А. Г. Кузнецов, Г. Ф. Губанова.— В кн.: *Радиоактивные элементы в горных породах*. Новосибирск, 1975, с. 237—243.
172. Тугаринов А. Н. Общая геохимия. М., Атомиздат, 1973. 288 с.
173. Туманян В. З. О геохимическом смысле мультипликативного метода выявления ореолов.— В кн.: *Литогеохимические методы при поисках скрытого оруденения*. М., 1972, с. 108—109.
174. Уилкс С. Математическая статистика. М., Наука, 1967. 632 с.
175. Ушаков О. П. К вопросу о происхождении калиевых пород эффузивного облика (калишлатофиров) на примере Центрального Казахстана.— *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва*, 1972, ч. 101, с. 67—74.
176. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 1970. 551 с.
177. Факторный анализ в нефтяной геологии. Обзор/М. Д. Белонин, И. В. Татаринев, О. Н. Калинин и др. М., 1971. 56 с. (Серия: геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа).
178. Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитондов/Л. В. Таусон, В. Н. Анфилов, В. И. Коваленков и др.— В кн.:

Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Ч. 1. Иркутск, 1970, с. 182—202.

179. Ферман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939. 446 с.

180. Харман Г. Современный факторный анализ. М., Статистика, 1972. 431 с.

181. Цветков К. Н., Кимов Л., Белчев И. И. Структурный план на Панаярския руден район и прилежащите му земи по геофизични данни.— В кн.: Научно-техническа конференция по минерален дело и геология «20 години ВМГИ». Т. 4. София, 1973, с. 60—68.

182. Шаратов И. П. Применение математической статистики в геологии. М., Недра, 1965. 260 с.

183. Шатагин Н. Н. Статистическая оценка факторов рудообразования. М., Изд-во МГУ, 1972. 205 с.

184. Шейкина Г. А. Роль точности анализа при исследовании природных закономерностей.— В кн.: Минералогия и геохимия. Вып. 4. Л., Изд-во ЛГУ, 1972, с. 74—77.

185. Шоу Д. М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л., Недра, 1960. 208 с.

186. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1962. 212 с.

187. Щерба Г. И. Некоторые особенности изучения месторождений атакситского типа.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1964, № 5, с. 15—33.

188. Юл. Э. Дж., Кендэл М. Дж. Теория статистики. М., Госстатиздат, 1960. 780 с.

189. Юфа Б. Я. Учет систематических ошибок при подсчете запасов.— Разведка недр, 1951, № 6, с. 23—28.

190. Юфа Б. Я. Методика оценки случайных погрешностей анализов при подсчете запасов минерального сырья.— Разведка и охрана недр, 1960, № 12, с. 7—14.

191. Юфа Б. Я. Некоторые вопросы применения математической статистики при геохимических исследованиях по первичным ореолам.— В кн.: Материалы Третьей ленинградской геохимической конференции. Л., 1969, с. 34—37.

192. Юфа Б. Я. Оценка систематических расхождений между результатами анализов с учетом метрологических параметров аналитических методов.— Метрология, 1972, № 6, с. 57—60.

193. Юфа Б. Я., Гурвич Ю. М. Применение медианы и квартилей для оценки нормальных и аномальных значений геохимического поля.— Геохимия, 1964, № 8, с. 817—824.

194. Янишевский Е. М. Эндеогенные ореолы рассеяния некоторых гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963. 121 с.

195. Яценко Н. Я., Файзуллин Э. С. Некоторые вопросы методики крупномасштабного геохимического картирования.— Центральноказakhstan. геол. упр., 1969, вып. 3, с. 190—197.

196. Butler G. R., Bowden P., Smith A. Z. K/Rb ratios in the evolution of the younger granites of northern Nigeria.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1962, 26, p. 89—100.

197. Dragov P. The Sredec Ore Ark a zone of high metallogenic activity in the Balkan peninsula.— Geol. Balcanica, 1975, 5, 1, p. 41—51.

198. Erlank A. G., Danchin R. V., Fullard C. C. High K/Rb ratios in rocks from the Bushveld igneous complex, South Africa.— Earth Planet. Lett., 1968, 4, p. 22—29.

199. Gast P. W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1968, 32, 10, p. 1057—1086.

200. Gill J. B., Murthy V. R. Distribution of Rb, K, Sr and Ba in Main anorthosite plagioklase.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1970, 34, 3, p. 401—408.

201. Morse S. A., Davis G. L. Fractionation of potassium and rubidium in

a layered intrusion.—Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 1969, 67, p. 231—233.

202. *Philpotts J. A., Schnetzler C. C.* Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with applications to anorthosite and basalt genesis.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1970, 34, 3, 1970, p. 307—322.

203. *Reynolds R. C., Jr., Whitney Ph. R., Isachsen Y. W.* K/Rb ratios in anorthositic and associated charnockitic rocks of the Adirondacks and their petrogenetic implications.—*Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv.*, 1969, 18, p. 267—280.

204. *Shaw D. M.* A review of K/Rb fractionation trends by covariance analyses.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1968, 32, p. 573—601.

205. *Simpson E. S. W.* On the graphical representation of differentiation trends in igneous rocks.—*Geol. Mag.*, 1954, 91, 3, p. 238—244.

206. *Velcev Cv., Petkov J.* Structural scheme of the Mohorovicic discontinuity in Bulgaria.—*Proc. Seminar on the Seismotectonic Map of the Balkan region*, 1973, p. 73—75.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Принятые сокращения и обозначения		5
Предисловие (Н. М. Динков, А. И. Панайотов, В. А. Рудник, А. А. Смыслов, Ф. Л. Думлер, В. К. Титов)		9
Часть I.	МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ И КАМЕРАЛЬНЫХ РАБОТ ПРИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ	11
Глава 1.	МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ	12
	§ 1. Цели и задачи исследований (Ф. Л. Думлер, А. И. Панайотов)	—
	§ 2. Рациональный комплекс полевых геохимических методов (Ф. Л. Думлер, А. И. Панайотов)	14
	§ 3. Методика опробования коренных пород (Ф. Л. Думлер)	19
Глава 2.	МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД (Е. В. Плющев, К. Д. Кацкова, И. Михова)	33
	§ 1. Общие положения	—
	§ 2. Район Западного Среднегорья	42
	§ 3. Район Восточных Родоп	47
Глава 3.	МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ	52
	§ 1. Метрологические параметры аналитических методов (Б. Я. Юфа)	—
	§ 2. Выбор методов анализа на основании сопоставления оценок аналитической и природной дисперсий (Ф. Л. Думлер)	56
	§ 3. Краткая характеристика рекомендуемых методов анализа (А. Н. Гарновская, С. Г. Топакбашян, Б. Я. Юфа)	60
	§ 4. Методика выявления и устранения систематических погрешностей в результатах анализов (Б. Я. Юфа)	65
Глава 4.	МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА РЕЗУЛЬТАТОВ	71
	§ 1. Общие положения (Б. Я. Юфа, Ф. Л. Думлер)	—
	§ 2. Статистические характеристики геологических тел	75
	Одномерный статистический анализ (Ф. Л. Думлер, В. Т. Кербелова, А. И. Панайотов, Ю. Я. Юфа)	—

	Выделение ассоциаций химических элементов (Ю. К. Бурков, Л. Н. Дуденко), Э. А. Ланда, Г. Т. Скублов, Л. И. Тихомиров)	79
	§ 3. Выявление и картирование пространственных закономерностей распределения элементов и их ассоциаций	84
	Моноэлементные геохимические аномалии (Ф. Л. Думлер, В. Т. Кербелова, А. И. Панайотов, Б. Я. Юфа)	—
	Полиэлементные геохимические аномалии (Э. А. Ланда)	87
Часть II.	ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ	89
Глава 1.	ПРИНЦИПЫ И МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ ПРОГНОЗНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ КАРТ (В. К. Титов, Л. И. Тихомиров, Ф. Л. Думлер, А. А. Смыслов, Е. В. Площев, С. С. Куйкин, А. И. Панайотов)	90
	§ 1. Геологическая основа	91
	§ 2. Геохимическая нагрузка	98
	§ 3. Методика составления прогнозно-геохимических карт и их интерпретация	107
	§ 4. Специализированные прогнозно-геохимические карты (Г. Т. Скублов, М. Д. Белонин, Б. Г. Ванштейн)	115
Глава 2.	ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНО РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ (А. А. Смыслов, В. К. Титов)	119
Глава 3.	ИЗУЧЕНИЕ АССОЦИАЦИЙ ЭЛЕМЕНТОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ, ПОИСКОВЫХ И ОБЩЕГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ (Ю. К. Бурков)	130
	§ 1. Уточнение стратиграфического положения осадочных и вулканогенно-осадочных образований	131
	§ 2. Определение металлогенической специализации осадочных и вулканогенно-осадочных образований	133
	§ 3. Определение металлогенической специализации магматических образований	135
	§ 4. Картирование геохимических индикаторов оруденения и выделение перспективных участков	—
Часть III.	ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И ОБЩЕГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ	137
Глава 1.	ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ВЫДЕЛЕНИЕ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР В МАСШТАБЕ 1 : 200 000	—
	§ 1. Складчатые области (Центральное Среднегорье и Центральные Родопы, НРБ) (С. С. Куйкин, А. И. Панайотов, Л. И. Тихомиров, Н. Кацков)	138
	§ 2. Щиты (Северное Приладожье, СССР) (Л. И. Тихомиров)	149

Глава 2.	ОПЫТ СОСТАВЛЕНИЯ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫХ ПОЛИЭЛЕМЕНТНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ КАРТ (Г. Т. Скублов, В. Г. Ванштейн, Н. Б. Малышева)	153
	§ 1. Общие сведения о геологии района и методика исследований	—
	§ 2. Принципы построения специализированной ПГК	158
	§ 3. Результаты геохимического картирования и их интерпретация	163
Глава 3.	ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЭКЗОГЕННЫХ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОЛИБДЕНА В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ДЕПРЕССИОННЫХ СТРУКТУР (Г. М. Шор, А. А. Спиридонов)	166
Глава 4.	КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ	170
	§ 1. Редкометалльные месторождения грейзеновой формации (Ф. Л. Думлер, [Е. Е. Рожко])	—
	§ 2. Кварц-золото-полиметаллические месторождения (Ф. Л. Думлер)	181
	§ 3. Жильные кварц-полиметаллические месторождения (А. И. Панайотов, Б. Т. Арнаудов, К. Нецов, В. Вълков)	184
	§ 4. Медно-колчеданные месторождения (А. И. Панайотов, И. И. Стоянов)	190
	§ 5. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах (Ф. Л. Думлер, А. К. Иогансон)	195
	§ 6. Месторождения силикатного никеля (В. С. Певзнер)	209
Глава 5.	ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ	213
	§ 1. Расчленение кристаллических пород различного генезиса	—
	Стратиграфическое расчленение и корреляция глубоко метаморфизованных пород (на примере негрского комплекса Алданского щита) (С. Д. Великославинский)	—
	K/Rb-отношение при формационном анализе анортозитов ([В. Т. Свириденко])	217
	Применение метода многократной корреляции для фациального анализа экстрюзий вулканогенных поясов (В. А. Максимовский)	221
	§ 2. Стратиграфическое расчленение и корреляция осадочных пород	224
	Корреляция разрезов красноцветных терригенных образований (М. И. Литвак, Ю. П. Ненашев, Ю. К. Бурков)	—
	Анализ отложений депрессионных структур (Г. М. Шор, А. А. Спиридонов)	229
Заключение (Н. М. Динков, А. И. Панайотов, В. А. Рудник, А. А. Смыслов, В. К. Титов)		234
Список литературы		235

**ПРИНЦИПЫ И МЕТОДИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ И ПОИСКАХ
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

(Методические рекомендации)

Редактор издательства
Э. М. Бородянская
Внешнее оформление художника
С. М. Малахова
Технический редактор
Н. П. Старостина
Корректоры М. И. Витис,
В. Н. Малахова

Сдано в набор 26.03.79. Подписано в печать
08.10.79. М-25807. Формат 60X90¹/₁₆. Бумага
тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать
высокая. Усл. печ. л. 15¹/₂+2 вкл. (0,83 усл.
печ. л.) Уч.-изд. л. 17,46. Тираж 3600 экз.
Заказ № 1153/1234. Цена 1 р. 40 к. Издатель-
ство «Недра», Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.
Ленинградская типография № 4 Ленинград-
ского производственного объединения «Тех-
ническая книга» Союзполиграфпрома при Го-
сударственном комитете СССР по делам из-
дательства, полиграфии и книжной торговли.
Ленинград, Д-126, Социалистическая, 14.

Возраст	Блок *	Знак на карте	Геохимические комплексы (ведущие элементы)	Параметры распределения рудных элементов														Геохимические индикаторные отношения			Формации			Главные типы горных пород (число проб)				
				Содержание элементов, К				Коэффициент накопления и усредненное квартильное отклонение по группам элементов										Ni/Co	Ti/Cr	Ba/Sr	Осадочные и осадочно-вулканогенные (число проб)	Магматические (число проб)	Знак на карте					
				< 0,5	0,5—1,5		> 1,5	> 1,5			Литофильные			Халькофильные			Сидерофильные											
					0,5—1,0	1,0—1,5		1,5—2,5	Be, Sr, Ba, Sc, Y, Yb, Zr, Mo, Sn	Mo, Sn	Be, Sr, Ba, Sc, Y, Yb, Zr, Mo, Sn	Pb, Zn, Ga	Cu, Mo, Sn	Pb, Zn, Ga, Cu, Mo, Sn	Sc, Ti, V, Mn	Cr, Co, Ni, Zn, Mo	Sc, Ti, V, Mn, Cr, Co, Ni, Zn, Mo											
N ₁ + Q P ₃	B ₁		Специализированный лито-халькофильный (Pb, Sn, Ga) однородный	Mn, Zr, Cr, Ni, Cu, Ti, Co, Sc, Y, Yb, Sr	Be, P, V, Zn	Ba, Mo	Ga, Sn	Ga, Sn	Pb	0,73	0,23	1,32	0,69	1,72	1,05	1,38	0,49	0,57	0,48	1,10	410	7,19	Молассовая	}	Риолитовая (221)		Галечники, пески, песчаники, конгломераты, глины, угли	
	B ₃		Специализированный лито-халькофильный (Pb, Mo, Ga) слабо дифференцированный	Cr, Y, Ni, Zr, Yb, Ti, Sr, Mn	Co, Cu, V, Be, Zn	Ba, Mo, Sn	Ga	Ga	Pb (2,9)	37,1	38,0	28,6	35,3	19,8	27,4	23,6	34,5	27,7	30,2									1,46
B ₄		Специализированный сидерофильно-халькофильный (Pb, Ba, Mo, V, Co, Ga, Sn) слабо дифференцированный	Y, Sc, Cr, Ni, Zr, Yb	Ti, Mn, Cu, Zn	Co, Ga, Be, V, Sn, Sr, Mo	Ba	Ba	Pb (2,54)	1,28	0,34	1,24	0,85	1,53	1,15	1,34	0,74	0,83	0,79	2,98	47	2,46	Молассовая (223)	}	Риолитовая (221)		Песчаники (93), известняки, риолиты (19), андезиты (63), андезито-базальты (98), дациты (13), латиты (трахандезиты) (17), риолитовые туфы (13), андезитовые и дацитовые туфы (95), туффиты (11), туфогенно-осадочные породы (51)		
P ₂₋₃	B ₁₋₄		Слабо специализированный лито-халькофильный (Pb, Ga, Sr, Ba, Be) дифференцированный	Y, Zr, Yb, Ti	V, Ni, Co, Cu, Cr, Mn	Be, Ba, Sr, Ga	Pb	Pb	1,15	0,29	0,78	0,74	1,12	0,78	0,95	0,62	0,72	0,68									0,75	401
K ₂	B ₂		Лито-халькофильный (Ga, Sr) кларковский, дифференцированный	Y, Ni, Sc, Zr, Ti, Mn, Yb	Co, Cu, Pb, Mo, V, Ba	Sr, Ga	Pb	Pb	1,12	0,26	0,92	0,60	1,08	0,86	0,98	0,48	0,57	0,52	0,75	748	2,34	Флишеподобная и молассовая (59)	}	Риолитовая (221)		Гранодиориты (53), граниты, диориты, габбро		
(K-F ₁)	B ₁		Слабо специализированный сидерофильно-халькофильный (Cu, Ga, Co, Zn, Mo, Mn, Pb, V, Ti, Sr) слабо дифференцированный	Y, Zr, Cr, Yb, Ni, Be	Sc, Sn, Ba	Sr, Ti, V, Pb	Mn, Mo, Zn, Co, Ga, Cu	Mn, Mo, Zn, Co, Ga, Cu	Pb	0,76	0,30	1,22	0,66	1,72	1,64	1,62	1,20	1,17									1,18	2,68
K ₂	B ₂		Слабо специализированный лито-халькофильный (Sr, Cu, Pb, Ga, Mo) дифференцированный	Zr, Ti, Sc, Yb	Cr, Be, Ni, V, Ba, Co	Mn, Ga, Pb	Cu, Sr	Cu, Sr	Pb	1,09	0,36	—	0,72	1,34	1,52	1,40	0,66	0,76	0,70	0,68	434	2,66	Флишеподобная и молассовая (59)	}	Риолитовая (221)		Песчаники (30), известняки (29) мергели, конгломераты, аргиллиты, алевролиты, угли	
	B ₂		Слабо специализированный халькофильный (Cu, V, Ga, Pb, Co, Zn, Mo, Sr) слабо дифференцированный	Cr, Y, Zr, Ni, Yb, Ti, Sc	Mn, Ba	Sr, Mo, Zn, Co	Pb, Ga, V, Cu	Pb, Ga, V, Cu	Pb	1,0	0,29	1,15	0,62	1,54	1,56	1,55	0,92	0,89	0,90									0,76
T ₂₋₃	A ₅ , B		Кларковский, интенсивно дифференцированный	Ti, Ni, Ga, Pb, Cu, Sr	Mn, Ba	Zn, Mo	Ga, Pb, Co, Cu, V	Ga, Pb, Co, Cu, V	Pb	0,91	0,33	1,06	0,66	1,54	1,38	1,46	1,02	0,97	1,00	1,86	132	5,15	Кератофиро-спилитовая и аспидная	}	Риолитовая (221)		Андезитовые туфы (62), туффиты, песчаники, андезиты, мергели	
	B ₂		Слабо специализированный халькофильный (Pb, Ga) однородный	P, Mn, Zr, Cr, Ni, Sn, V, Cu, Ti, Co, Sc, Y, Yb, Sr	Ba, Be, Mo, Zn	Ga	Pb	Pb	0,51	—	—	0,51	0,23	0,38	0,28	0,28	—	—	0,22									1,02
PZ	B ₂		Слабо специализированный халькофильный (Pb, Ga) однородный	P, Mn, Zr, Cr, Ni, Sn, V, Cu, Ti, Co, Sc, Y, Yb, Sr	Ba, Be, Mo, Zn	Ga	Pb	Pb	0,7	0,4	1,2	0,7	1,4	1,0	1,2	0,2	0,3	0,3	1,02	283	3,58	Кератофиро-спилитовая и аспидная	}	Риолитовая (221)		Граниты (939) (a — двуслюдяные, б — биотитовые), гранодиориты (82), диориты		
	B ₁		Слабо специализированный сидерофильно-халькофильный (Cu, Ga, V) однородный	Pb, P, Zr, Cr, Ni, Zn, Sc, Y, Yb	Be, Mn, Mo, Ti, Co	Ba, Sn, Sr	Ga, V, Cu	Ga, V, Cu	0,8	0,7	1,1	0,8	1,7	1,0	1,3	0,4	0,6	0,5									1,42	283
	B _{3,4}		Слабо специализированный лито-халькофильный (Pb, Ga, Sn, Ba, Zn) дифференцированный	Y, Cr, (Sc), Ni, Zr, Yb, Mn, V, Ti	Co, Cu, (Mo), Be, Sr	Zn, Ba, Sn	Ga, Pb	Ga, Pb	0,96	0,22	0,97	0,63	1,58	0,86	1,22	0,37	0,53	0,46	1,89	97	5,26	Флишеподобная (566)	}	Риолитовая (221)		Гнейсы (874), сланцы (62), гранито-гнейсы (22), граниты (44), амфиболиты (89), мраморы (83)		
	B ₁		Слабо специализированный халькофильный (V, Cu, Co, Pb, Ga, Mo, Zn) слабо дифференцированный	Y, Cr, Zr, Ni, Yb	Sc, Ti, Mn, Sn, Ba, Sr	Zn, Mo	Ga, Pb, Co, Cu, V	Ga, Pb, Co, Cu, V	0,9	0,8	1,1	0,9	1,5	1,1	1,3	0,7	1,2	0,9									1,89	97
PZ-PR	B ₃ , B ₁		Максимально специализированный сидерофильный (Ni, Cr, Co, Mo, Zn, Mn) интенсивно дифференцированный	Ti, (Zr), V, Pb, Sr	Ba, P, Cu, Sn, Ga	Mn	Zn, Mo	Zn, Mo	Co, Cr, Ni	0,46	0,05	1,24	0,69	0,89	1,05	0,97	0,40	13,9	8,87	3,4	20	2,83	Кератофиро-спилитовая и аспидная	}	Риолитовая (221)			
	B _{1,3}		Кларковский дифференцированный	Ti, (Ni), Ga, Yb, Cu, Pb, Mn, Sn	Ba, Sr					55,8	90,7	28,6	51,9	62,1	36,7	49,4	70,4	70,8	70,6								1,97	143
PR ₃	B _{1,3}		Кларковский дифференцированный	Ti, (Ni), Ga, Yb, Cu, Pb, Mn, Sn	Ba, Sr					29,8	33,3	38,5	32,9	54,8	39,0	46,9	48,6	61,0	52,8	1,97	143	5,04	Флишеподобная (1147)	}	Риолитовая (221)			
PR ₁₋₂	B ₁₋₃		Слабо специализированный халькофильный (Pb, Ga, Zn) слабо дифференцированный	Y, Sc, Zr, Yb, Cr, Ni	Ti, Sr, Be, Mn, V, Cu, Co, Mo	Zn, Ga	Pb	Pb	0,72	0,25	0,96	0,56	1,41	0,91	1,16	0,51	0,75	0,64	1,89								97	5,26
AR	B ₂ , B _{3,4}		Слабо специализированный халькофильный (Pb, Ga, Zn, Cu, Ba, Sn) слабо дифференцированный	Mn, Y, Sr, Zr, Cr, Ni, Sc, Ti, V	Be, Mo, Yb	Ba, Sn, Cu, Co	Zn, Ga, Pb	Zn, Ga, Pb	0,9	0,8	1,1	0,9	1,5	1,1	1,3	0,7	1,2	0,9		1,89	97	5,26	Флишеподобная (566)	}	Риолитовая (221)			
	B ₁		Слабо специализированный лито-халькофильный (Ga, Pb, Zn, Ba, Sn Co) слабо дифференцированный	Y, Sc, Zr, Yb, Mn	Cr, Ti, Ni, Sr, V, Be, Mo, Cu	Co, Sn, Ba, Zn, Pb	Ga	Ga	0,88	0,35	1,02	0,67	1,48	0,99	1,24	0,55	0,92	0,76	39,9								44,1	31,5

* Блоки: B₂ — Центральнородопский; B₁ — Западно-Родопский; B₃ — Центральнородопский; B₄ — Восточно-Родопский; B₅ — Среднегорье; A₅ — Крайште.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ				
Возраст	Седиментогенные и вулканогенно-седиментогенные	Магматические	Знак на карте	Главные литологические разновидности
N ₁ +Q	Молассовая			Щебни, пески, песчаники, конгломераты, глины, угли
P ₃	Риолитовая			Риолиты, дациты, туфы
	Терригенно-туфоандезитовая			Песчаники, известняки, туфы, туффиты, риолиты, дациты, андезиты, андезито-базальты
P ₂₋₃	Молассовая			Конгломераты, песчаники, известняки, глины, угли, туфы
K-P ₁	Габбро-монцосенит-гранитовая			Монциты, монцосениты, сиениты, гранодиориты, граниты, габбро
K ₂	Флишеподобная			Песчаники, мергели, конгломераты, известняки
	Базальт-андезитовая			Андезиты, андезито-базальты, базальты, дациты, трахиты
	Терригенно-туфоандезитовая			Песчаники, мергели, туфы, туффиты, андезиты
	Молассовая			Конгломераты, песчаники, мергели, известняки, алевролиты, угли
T ₂₋₃	Карбонатная			Известняки, доломиты
T ₁				Красные конгломераты и песчаники
C ₂ -P	Молассовая			Конгломерато-брекчии, конгломераты, песчаники
PZ (?)	Гранит-гранодиоритовая			Двуслюдяные граниты
				Биотитовые граниты
				Гранодиориты
PZ	Кератофир-спилитовая и аспидная			Филлиты, сланцы, небольшие диабазовые тела, диабазовые туфы
PZ-PR	Ультрамафитовая			Метаморфизованные основные и ультраосновные породы
PR ₃	Карбонатная			Мраморы, сланцы
PR ₁₋₂	Флишеподобная			Гнейсы, сланцы, амфиболиты, мраморы, магматиты
AR	Флишеподобная			Гранито-гнейсы, мигматиты, метаморфогенные и ультраметаморфогенные гранитонды

Разломы I порядка Разломы III порядка
 Разломы II порядка Границы между геологическими формациями

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ										
Генетическая группа, класс	Рудоносная формация	Рудная формация *		Возраст	Знак на карте			Типичные месторождения или рудные поля и узлы	Где опубликовано, другие названия рудных формаций	
		По ведущей минеральной ассоциации	По важнейшим элементам		Месторождения					
					Крупные	Средние	Мелкие			
Скарновая	Известковых скарнов	Магнетитовая Галенит-сфалеритовая	Fe Zn, Pb (Cu, Fe)	K ₂ -P ₁ P ₃ -N				Голак Лыкинский и Маданский ²	¹ Омеляненко Б. И., 1975 г.; и др. ² Димитров Д., 1971, 1974 гг.	
Гидротермальная	Плутоногенный	Кварц-микроклиновых метасоматитов со стадией высокотемпературного кислотного выщелачивания	W	PZ (K ₂)				Грынчарица, Нареченски бани	³ Кварц-серцит-молибденитовая ***	
		Кварц-микроклиновых метасоматитов и березитовая	Мо (Au, Bi)	PZ (K ₂ ?)				Бабяк, Югово, Юговски ханчета		
	Плутоно-вулканогенный	Пропилитовая и др. ²	Халькопиритовая	Cu	K ₂				Капитан Димитриево, Вырли бряг **	⁴ Жильная кварц-полиметаллическая ***
		Аргиллизитовая	Сфалерит-галенитовая ⁴	Pb, Zn (Cu)	P ₃ -N				Маданский, Лыкинский и Давидковский	
		Кварц-полевошпатовых метасоматитов	Молибденит-халькопиритовая ⁵	Cu, Mo	K ₂				Медет	⁵ Молибденово-меднопорфировая ***
Кварц-адуляровых метасоматитов	Халькопиритовая	Cu	K ₂				Асарел ⁶	⁶ Богданов Б., Ангелков Кр., 1974 г.		
Вулканогенный	Кварц-адуляровых метасоматитов ⁷ и аргиллизитовая ^{7а}	Пирит-халькопиритовая ⁸	Cu, Au, S (Ag, Se, Te)	K ₂				Челопеч, Радка, Елшица	⁷ Chipchakova S., 1974 г. ^{7а} Чипчакова Ст., Стефанов Д., 1974 г. ⁸ Медноколчеданная ***	
		Аргиллизитовая Джеспериодная Аргиллизитовая ⁹	Барит-флюоритовая Флюоритовая Антимонитовая ¹⁰ Киноварная	F, Ba, (Pb, Zn) F Sb (As) Hg	P ₃ -N P ₃ -N P ₃ -N P ₃ -N				Югово Михалковское р. п. ⁹ Жребичка ¹¹ Хасовица ¹¹	⁹ Тодоров Т., Вардаджиев И., 1973 г. ¹⁰ Жильная кварц-антимонитовая *** ¹¹ Тодоров Т., 1973, 1974 гг.
Вулканогенно-осадочная ¹	Яшмовая	Псиломелан-пиролузитовая ¹²	Mn (Fe)	K ₂				Мечка, Пожарево **, Тангур ¹³	¹² Вулканогенно-гидротермально-осадочная *** ¹³ Димитров Ц., Костов И., 1955 г.	

Примечания. Рудные узлы: В₃ I — Маданский; В₃ II — Лыкинский; В₃ III — Давидковский; В₂ I — Златишинский; В₂ II — Медетский; В₂ III — Асарелский; В₃ IV — Южно-Панагюрский
 Рудные поля: В₃ IV — Нареченское; В₃ V — Михалковское.

* Слева направо приведены минеральные компоненты по мере возрастания их роли, а элементы — по мере уменьшения их роли.
 ** Типичные представители рудных месторождений, находящихся за пределами исследованной территории.
 *** По данным авторов.

Рис. 19. Легенда к макету геохимических карт Южной Болгарии.



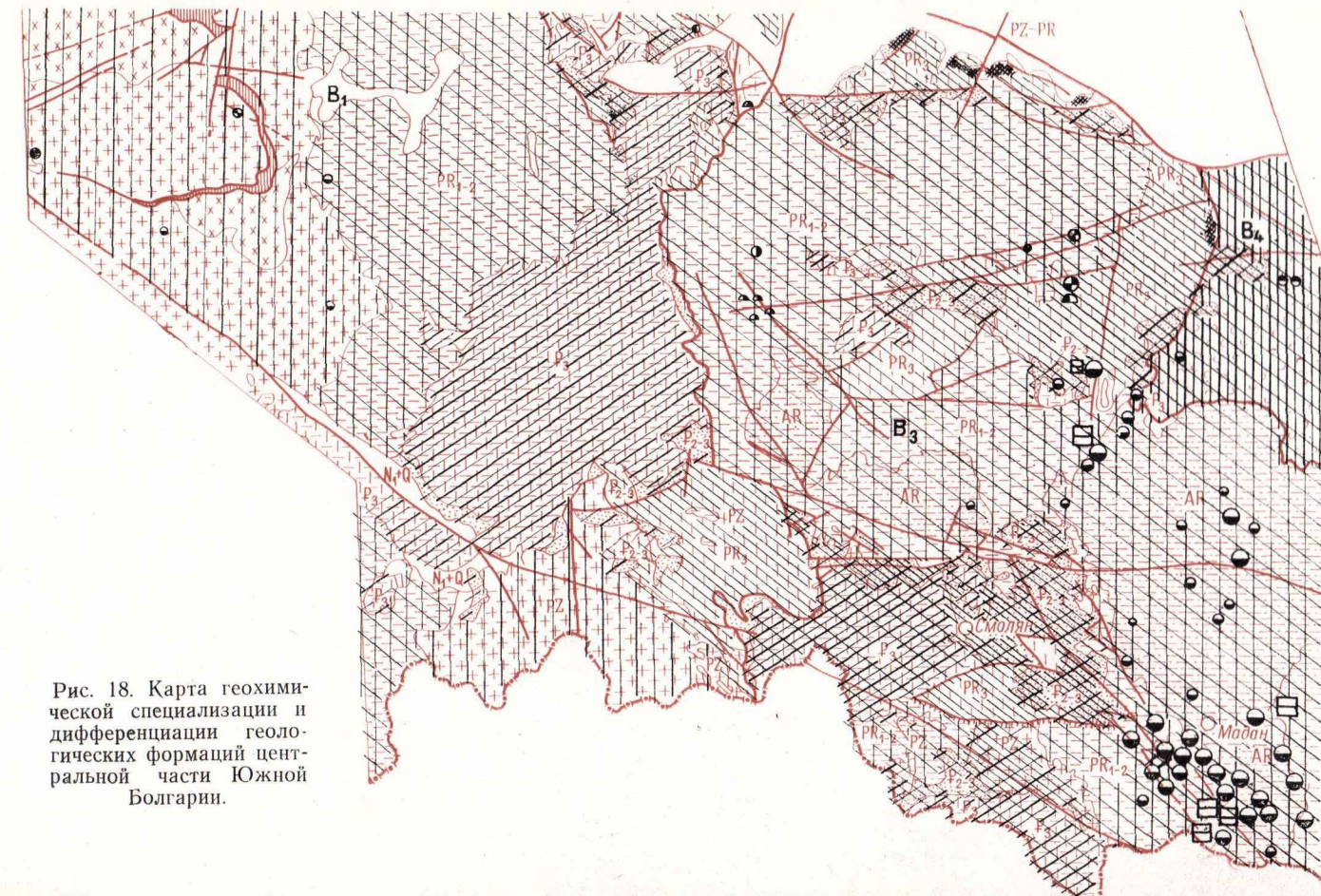
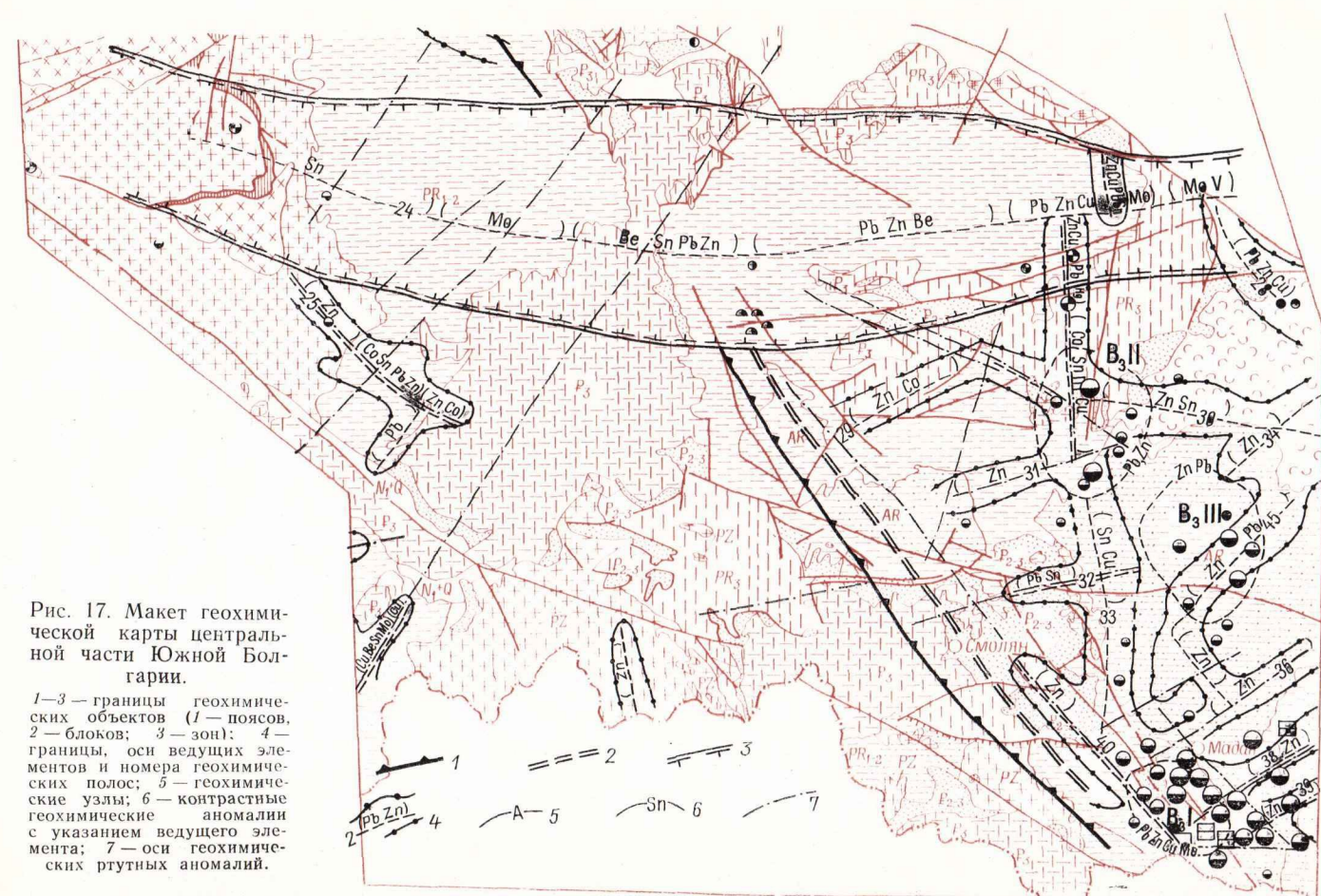
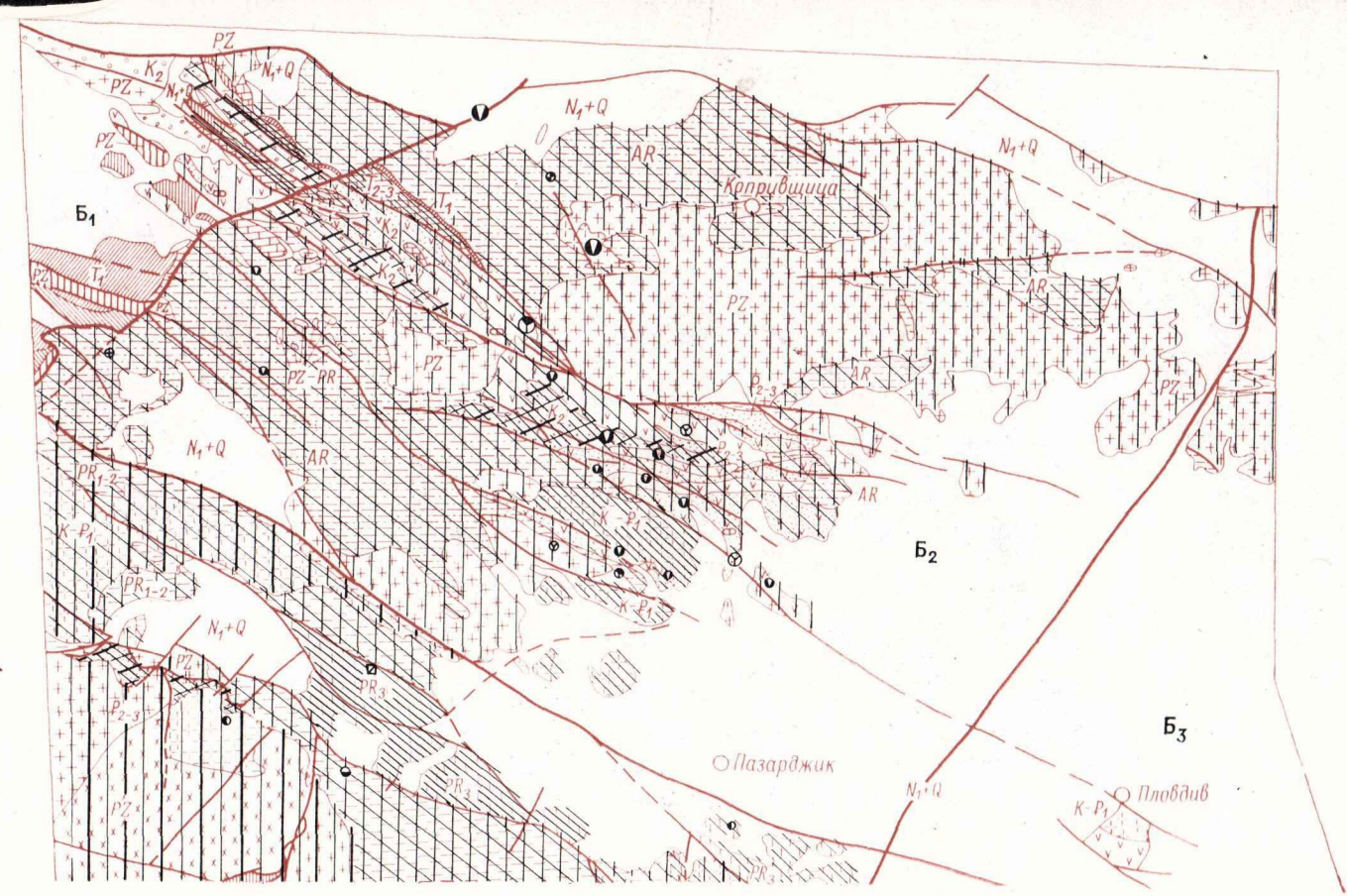


Рис. 17. Макет геохимической карты центральной части Южной Болгарии.

Рис. 18. Карта геохимической специализации и дифференциации геологических формаций центральной части Южной Болгарии.

Откритието на нови рудни провинции в слабо изучени региони и разширяването на минералните ресурси в районите на действащи рудодобивки предприятия е невозможно без по-нататъшното усъвършенстване и повишаване на ефективността на прогнозирането и търсенето на находища на полезни изкопаеми. Един от начините за усъвършенстването и конкретизацията на прогнозирането и търсенето е привличането на геохимична информация за съдържанията на рудните елементи в геоложките формации и в скалите, която се получава в процеса на регионалното геохимично картиране в различен мащаб. Предложената книга има за цел решаването именно на тази задача. В нея е обобщен съвременния опит на геохимичното картиране в среден и едър мащаб, което се провежда в СССР и Народната Република България с цел прогнозиране и търсене на находища на полезни изкопаеми. Дадени са подробни рекомендации за методиката на опробване на коренните скали при геоложкото картиране, за методите на анализа на геохимичните проби, за метроложкото обезпечаване на резултатите на този анализ, за математичната обработка, за изобразяването и интерпретацията на резултатите. Специално са разгледани методите за съставяне на полиелементни и моноелементни геохимични карти в м. 1 : 200 000 и 1 : 50 000, а така също на съпътстващите ги карти на хидротермално-метасоматични промени. Дадени са многобройни примери за използване на резултатите от геохимичното картиране с цел прогнозиране и търсене на разнотипни рудни находища: редкометални грайзенови, стратиформни олово-цинкови, кварц-злато-сулфидни, медно-пиритни, жилни полиметални, и на силикатен никел. Разгледани са също и въпросите за използване на геохимичните данни при решаването на различни геоложки задачи. Книгата е предвазначена за геохимици и геолози, работещи в областта на прогнозирането и търсенето на рудни находища, а също също за геолози-картировачи.

The establishment of new ore provinces within poorly studied regions and the expansion of mineral resources within the regions of the mining plants in operation is impossible without further improvement and increase of the efficiency of mineral deposit prognostication and prospecting. One of the ways of improvement of prognostication and prospecting and more precise quantitative estimate of reserves is the use of geochemical information on ore element content in geological formations and rocks obtained in the process of regional geochemical mapping on various scales. The proposed book is aimed at solving this problem, it generalizes the present experience of geochemical mapping on the average and large scale carried out in the USSR and the People's Republic of Bulgaria with mineral deposit prognostication and prospecting in view. Detailed recommendations are given on methods of country rock sampling in the course of geo-

3157

gical survey, metal sample analysis, the results of this standard, mathematical presentation and interpretation. Methods of element and monoelement geochemical maps on the scale 1:200 000 and 1:50 000, as well as of the accompanying maps of regional hydrothermal metasomatism are specially discussed. Numerous examples are given of the use of the results of geochemical mapping for prognostication and prospecting of various types of ore deposits: rare-metal greisen, stratiform lead-zinc, quartz-gold-sulphide, chalcopyrite, lode polymetallic, nickel silicate. The use of geochemical data for solving various geological problem is also discussed. The book is meant for geochemists, geologists working in the field of ore deposits prognostication and prospecting, and surveyors.