

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования  
**«НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ТОМСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»**

---

**В.Г. Ворошилов**

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ  
ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

*Рекомендовано в качестве учебного пособия  
Редакционно-издательским советом  
Томского политехнического университета*

Издательство  
Томского политехнического университета  
2011

УДК 550.84 (075.8)  
ББК 26.34:26.30я73  
В75

**Ворошилов В.Г.**

В75

Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых: учебное пособие / В.Г. Ворошилов; Томский политехнический университет. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2011. – 104 с.

В пособии изложены научные основы геохимических методов поисков полезных ископаемых, рассматриваются вопросы формирования потоков рассеяния, вторичных и первичных ореолов месторождений полезных ископаемых, проведения геохимических поисков в различных ландшафтных условиях, использования геохимических данных для прогнозно-поисковых целей и оценки ресурсов полезных ископаемых.

Предназначено для студентов специализации «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых» специальности «Прикладная геология».

**УДК 550.84 (075.8)**  
**ББК 26.34:26.30я73**

*Рецензенты*

Доктор геолого-минералогических наук, профессор ТГУ  
*В.П. Парначев*

Доктор геолого-минералогических наук, профессор ТГУ  
*А.И. Чернышов*

© ГОУ ВПО НИ ТПУ, 2011  
© Ворошилов В.Г., 2011  
© Обложка. Издательство Томского  
политехнического университета, 2011

## ВВЕДЕНИЕ

Геохимические методы – один из наиболее широко используемых способов поисков полезных ископаемых во всем мире. Это объясняется как их высокой результативностью, так и универсальностью в отношении самых различных геологических обстановок. Практически любое полезное ископаемое сопровождается ореолами основного элемента и элементов-спутников в различных природных средах (геосферах) и может быть обнаружено геохимическими методами поисков (ГМП).

В основе геохимических методов поисков полезных ископаемых лежат фундаментальные законы геохимии, теоретическому исследованию которых посвящены труды Ф. Кларка, В. Гольдшмидта, В.В. Вернадского, А.Е. Ферсмана и их последователей.

Основоположником прикладной геохимии является Н.И. Сафронов, который в 1931–1932 гг. впервые в мире начал проводить поиски рудных месторождений по их вторичным ореолам рассеяния. Одновременно и независимо В.А. Соколовым был предложен метод газовой съемки для поисков месторождений нефти и газа. С 1938 года курс ГМП начал читаться вначале в Ленинградском горном институте, а затем и в других геологических вузах страны. За рубежом геохимические методы поисков начали применяться только в 40–50 годы XX века.

Применительно к поискам нефти и газа ГМП так и не стали основным методом, уступив первенство геофизике. Что касается рудных месторождений, то здесь эффективность ГМП с самого начала была очень высокой, несмотря на низкую чувствительность применявшихся методов анализа проб. Это объясняется тем, что в первый период открывались месторождения, непосредственно выходящие на поверхность в виде их первичных или вторичных ореолов. К настоящему времени практически все такие месторождения выявлены и главной задачей ГМП сейчас является обнаружение скрытого на глубине («слепого») оруденения. На решение этой задачи были направлены интенсивные научные исследования, проводившиеся в нашей стране в 70–80-е годы XX века. Достигнутые результаты, которые теперь используются во всем мире, связаны с именами А.П. Соловова, Л.Н. Овчинникова, А.А. Беуса, С.В. Григоряна, А.И. Перельмана, Е.М. Квятковского, Э.Н. Баранова, В.В. Поликарпочкина, В.И. Морозова, Л.В. Таусона, В.М. Питулько, П.А. Удодова и др. Из зарубежных исследователей значительный вклад в совершенствование геохимических методов поисков полезных ископаемых внесли N.L. Barnes, F.M. Cameron, R.W. Boyle, J.S. Webb, P.P. Bruks и др.

## 1. Геохимическое поле и его параметры

Геохимическое поле – это область пространства, охарактеризованное содержаниями элементов ( $C_x$ ), как функцией координат пространства и времени:

$$C_x = f(x, y, z, t)$$

Согласно закону В.И. Вернадского, в любой точке пространства (речь идет о макромире) в том или ином количестве содержатся все химические элементы, поэтому для любого элемента в этой точке справедливо выражение:

$$0 \% < C_x < 100 \%$$

В соответствии с законами термодинамики, любой элемент стремится к состоянию равновесия, поэтому в большей своей части геохимическое поле характеризуется содержаниями элементов, близкими к усредненному значению, которое носит название *кларка* (для Земли в целом, или отдельных геосфер), или *фона* (для различных геологических структур). Процессы перераспределения и концентрирования элементов, в том числе и рудообразование, приводят к локальным отклонениям концентраций элементов от фона, называемым *аномалиями*.

Если значимость этих отклонений очевидна, аномалии называются явными. Единственным критерием для выделения явных аномалий является коллективный геологический опыт. Если аномалию нельзя признать явной, формальная граница между фоновыми и аномальными значениями определяется обычно по правилу «трех сигм» - аномальными считаются значения, которые отличаются от среднефоновых более чем на три стандартных отклонения.

Для нормального закона распределения:

$$\bar{X} - 3S > X_{\text{аном.}} > \bar{X} + 3S,$$

где  $X_{\text{аном.}}$  – минимально аномальное значение;  $\bar{X}$  – среднее арифметическое значение фона;  $S$  – стандартное отклонение фона.

Для логнормального закона распределения:

$$\tilde{X}/\varepsilon^3 > X_{\text{аном.}} > \tilde{X} \cdot \varepsilon^3,$$

где  $\tilde{X}$  – среднее геометрическое значение фона;  $\varepsilon$  – стандартный множитель.

Правая часть неравенств определяет уровень положительных аномалий, левая – отрицательных (зоны выноса).

Для слабых аномалий, которые не превышают уровня «трех сигм», но могут иметь важное поисковое значение, применяют различные методы их усиления, которые будут рассмотрены ниже.

## 1.1. Параметры аномального геохимического поля

Аномалии характеризуются эффективной шириной, контрастностью и продуктивностью:

*Эффективная ширина аномалии* ( $2a$ ) – это длина отрезка профиля опробования, в пределах которого  $C_x > C_{аном.}$ ;

*Контрастность аномалии*  $\gamma = (C_{max} - C_{фон})/S$ ;

*Линейная продуктивность:*  $M = \Delta x (\sum_{i=1}^n C_i - n \cdot C_{фон})$ ;

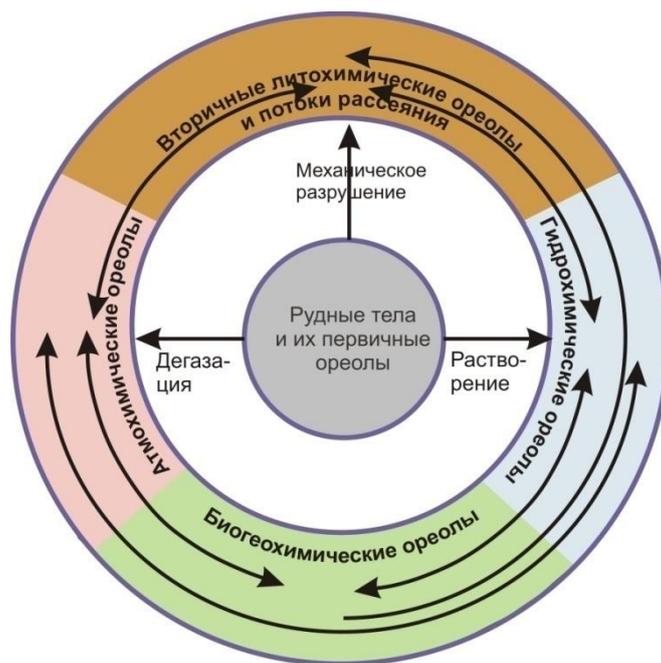
*Площадная продуктивность:*  $P = 2L\Delta x (\sum_{x=1}^N C_x - N \cdot C_{фон})$ ;

где  $\Delta x$  – шаг пробоотбора по профилю,  $2L$  – расстояние между профилями,  $n$  и  $N$  – число аномальных точек на профиле и в пределах всей аномалии.

## 1.2. Взаимосвязь геохимических аномалий в различных геосферах

В процессе разрушения месторождений и их первичных ореолов происходит перемещение (миграция) химических элементов и возникают вторичные аккумуляции, которые называют ореолами рассеяния. В зависимости от характера процесса (механическое разрушение, растворение, дегазация) и среды формирования, ореолы делятся на литохимические, гидрохимические и атмохимические (рис. 1). Растворенные и газовые компоненты, кроме того, усваиваются организмами и растениями и формируют биогеохимические ореолы.

Между всеми типами вторичных ореолов происходит интенсивный обмен химическими компонентами, поэтому аномальные содержания каких либо элементов в рудах и их первичных ореолах находят адекватное отражение во всех типах ореолов. На этом основано применение различных модификаций геохимических методов поисков, различающихся характером опробуемых сред. При этом надо иметь в виду, что поисковая достоверность информации, получаемой различными методами, неравноценна. Наиболее объективная информация о первичном оруденении содержится во вторичных литохимических ореолах (1-я степень приближения) и потоках (2-я степень приближения) рассеяния. Более опосредована связь с рудами гидрохимических и атмохимических ореолов (2-я степень приближения) и потоков (3-я степень приближения) рассеяния. Еще менее определено соотношение с оруденением биохимических ореолов в растениях (4-я степень приближения) и организмах (5-я степень приближения).



*Рис. 1. Взаимосвязь геохимических ореолов в различных средах*

Пространственная совмещенность и взаимосвязь различных типов ореолов могут существенно усложнять количественные соотношения между первичными рудами и вторичными аккумуляциями. Поэтому проведению масштабных геохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния на какой-либо площади должно предшествовать выполнение опытно-методических работ по выбору представительного горизонта опробования, веса пробы, методики обработки проб, оценки ресурсов полезного ископаемого и т. д.

## **2. Геохимические ореолы месторождений полезных ископаемых**

Как было сказано выше, термодинамически выгодным для любого химического элемента является состояние рассеяния, при котором его содержания стремятся к кларку (или фону). Для того, чтобы вещество концентрировалось в определенной области пространства, необходимо приложение внешней энергии. На Земле постоянными источниками такой энергии являются эндогенные процессы в подвижных поясах, гравитационная дифференциация на поверхности и внутри планеты, излучение Солнца. Тем не менее, в месторождениях сконцентрировано лишь 0,0001– 0,000001 (для различных элементов по разному) от всего объема вещества. То есть, образование месторождений – достаточно уникальный процесс, определяющийся благоприятным сочетанием ряда факторов.

Геохимия геологических процессов изучается в рамках самостоятельной дисциплины, поэтому здесь мы рассмотрим только основные особенности состава геохимических полей, сопровождающих месторождения различного генезиса.

В *магматическом* процессе главным фактором концентрирования является фазовая дифференциация расплава. В ультраосновных магмах это ликвационное разделение сульфидной и силикатной составляющих, кристаллизация и накопление хромита. В более кислых интрузиях рудные элементы накапливаются в остаточных расплавах (Ti, V, P, Be, Li, TR, Sn, W, Zr).

Процесс кристаллизации магмы определяется понижением температуры расплава при изменении давления. На общий ход кристаллизации большое влияние оказывают состав расплава и процесс ассимиляции вмещающих пород. При кристаллизации магмы возможна концентрация ряда элементов, в том числе рудных, что имеет промышленное значение.

Среди *ликвационных* месторождений наибольшее распространение получила группа сульфидных *медно-никелевых*, приуроченных к ультраосновным и основным породам. Образование первичных ореолов у этой группы месторождений связано с процессом разделения расплава на силикатную и сульфидную части и последующей миграцией сульфидного расплава под действием силы тяжести. Таким образом, при формировании ореолов значительная часть элементов мигрирует в виде магматических расплавов в миграционной среде, также представляющей собой расплав.

Элементы-индикаторы в рассматриваемых ореолах могут находиться в минеральной и изоморфной формах. Образование ореолов обуславливается двумя главными причинами: кристаллизацией магмы до полного опускания всех капелек сульфидного расплава и кристаллизацией сульфидного расплава в трещинках ранее раскристаллизовавшегося силикатного расплава и вмещающих пород.

При раскристаллизации магмы до полного опускания ее сульфидной составляющей над рудными телами образуются ореолы из рассеянных капелек, отвечающих по минеральному составу рудам месторождения. Размеры таких ореолов во многом зависят от длительности остывания преобладающей силикатной части расплава. Гравитационный механизм образования ореолов проявляется и в строении отдельных вкрапленников: их верхние части бывают представлены халькопиритом, а нижние – более тяжелым пирротинном.

Часто над донными залежами отмечаются первичные зональные ореолы Ni, Co, Cu и Ti, образующие собственные минералы (пентландит, халькопирит, титаномагнетит). Зональность рассматриваемых ореолов также объясняется различной плотностью минералов, включающих

прямые элементы-индикаторы. Протяженность ореолов по вертикали над рудной залежью обычно составляет первые десятки метров, реже превышает 100 м.

Гораздо большие размеры имеют первичные ореолы Fe, находящегося в сульфидной форме: по вертикали они могут достигать 600 м, по горизонтали – более 200 м. Следует отметить, что ореолы сульфидного железа располагаются в надрудной области и имеют ярко выраженную минералогическую зональность: по мере удаления от рудного тела пирротин сменяется более тяжелым пиритом. Это говорит о том, что причиной зональности является не только процесс механического оседания сульфидов, но и изменение концентрации железа и окислительно-восстановительного режима среды.

При раскристаллизации интрузивного массива, еще до затвердевания сульфидного расплава часть сульфидов может быть отжата по трещинам. Образующиеся при этом жилы из-за небольшой мощности обычно не имеют промышленного значения, но являются хорошими индикаторами оруденения в нижних частях интрузивного массива. На больших глубинах, при медленном течении процесса кристаллизации сульфидный расплав может не только мигрировать по трещинам вверх в пределах материнских рудовмещающих пород, но и проникать в перекрывающие, даже более молодые породы.

Морфология геохимических ореолов определяется тектоническим строением участков и литологическими особенностями вмещающих пород. Часто ореолы располагаются в виде серии полос над дифференцированными интрузиями или вытягиваются параллельно их контактам. Мощность зон колеблется от нескольких метров до 150 м, протяженность по вертикали – сотни метров.

Характерной особенностью рассматриваемых ореолов является их зональное строение, выражающееся в постепенной смене областей относительного накопления элементов (снизу вверх): Cr, Zn, Co, Ni, Mn, Sn, Cu, V, Ag, Mo, Ba, Pb, Ti, Sn, Zn.

Основная часть прямых элементов-индикаторов образует в ореолах собственные минералы (халькопирит, пентландит), реже – примеси в пирите и пирротине.

С процессами образования ликвационных месторождений связано также явление изоморфного замещения элементов в минералах, которое тоже можно использовать при проведении геохимических поисков. Так, присутствие в оливине (фаялите) вмещающих пород повышенного содержания изоморфной примеси железа связано с образованием ликвационных медно-никелевых месторождений. Это объясняется тем, что при вхождении в оливин железа его общее содержание в расплаве

уменьшается, что приводит к интенсивному отделению сульфидного расплава. В пирротине медно-никелевых месторождений обычно отмечается повышенная концентрация Co и Cu (более 0,1 %).

Над рудными телами магматических месторождений *хромита*, приуроченных в основном к породам дунит-гарцбургитовой формации, часто наблюдаются довольно широкие ореолы кремния. Эти ореолы, выделяемые многими исследователями как «кайма окремненных пород», можно использовать при поисках хромитов. Их образование связывается с метасоматическим образованием оливина по энстатиту, происходящим совместно с образованием хромита. Часто около хромитовых рудных тел наблюдаются ореолы хлорита с повышенным содержанием хрома.

Подобные ореолы минералов с повышенными концентрациями элементов-индикаторов типичны и для большинства *нерудных* (апатит-нефелиновых) магматических месторождений.

Для *алмазонасных* кимберлитов, в отличие от непродуктивных разностей, характерны аномально высокие концентрации хрома в гранатах, хромдиоксидах, хромшпинелидах и ильменитах.

Магматические месторождения *редких* элементов всегда сопровождаются ореолами прямых элементов-индикаторов (Sn, W, F, Be, B) как в рудоносных альбит-лепидолитовых гранитах, так и в рудовмещающих сланцах, что позволяет обнаружить месторождение даже в том случае, если оно не выходит на уровень эрозионной поверхности.

В ореолах *пегматитовых* месторождений различных типов индикаторным часто является содержание элементов в микроклине. Например, в *слудоносных* пегматитах, по сравнению с *редкометалльными*, наблюдаются на порядок более высокие отношения K/Rb и K/Cs. *Редкометалльные* пегматиты отличаются от *редкоземельных* на порядок более высокими содержаниями Li, Rb, Tl в берилле. Вокруг *танталоносных* пегматитов образуются ореолы B, Li, Cs, Rb, Sn, Be, Nb, которые являются прямыми индикаторами. Наиболее широкие и контрастные ореолы во вмещающих гранитах и осадочных породах образуют Li и Cs, протяженность ореолов которых составляет сотни м вдоль простирания рудоконтролирующих структур. Из зоны, непосредственно окружающей танталоносные пегматиты, выносятся Cu, Zn, Pb, K, B, Ni, Co и Cr, которые переотлагаются на некотором удалении от пегматитовых тел.

Вокруг *берилло-* и *топазонасных* пегматитов всегда выявляются ореолы F, Rb, Li, Cs.

Основными элементами-индикаторами *скарновых медных и медно-цинковых* месторождений являются Cu, Zn, Pb, Ba, As, Mo, Ag, Fe. Наиболее удаленные от рудных тел надрудные ореолы образуют барий и

мышьяк. Для ореолов, менее удаленных (до 50 м) от рудных тел, характерны Cu и Zn. Большинство элементов-индикаторов в ореолах медных скарновых месторождений образует собственные минералы, однако часть их может находиться в повышенных содержаниях в изоморфной форме. Широкое распространение при образовании скарновых месторождений получили процессы выщелачивания отдельных элементов вмещающих пород с последующим переотложением. В связи с этим могут возникать «отрицательные ореолы» в зонах выщелачивания элементов и «положительные» – в зонах их накопления (обычно по периферии скарновой зоны).

На *железорудных скарновых* месторождениях установлен привнос вместе с железом Zn, Co, Cu, Mo, Ni, Y, V и сопряженный вынос широкого круга элементов – Ti, Sn, Ge, Sr, Ba, Zr, Mo, Sr и др. Ореолы выноса обычно приурочены к зонам образования метасоматитов и руд, а накопления – формируются за их пределами, преимущественно по восстанию рудных тел и зон. В наиболее удаленных надрудных ореолах в повышенных концентрациях часто встречаются В, Ва, Sr, Ti, Ag, Pb, Zn, Ni, непосредственно над рудными телами повышены содержания Mn, Cu, Sn, Ge, а на уровне рудных тел во вмещающих породах накапливаются Cu и Mo. Размеры ореолов и в плане и в вертикальном направлении в несколько раз превышают размеры рудных тел.

Скарновые медные и железорудные месторождения нередко содержат высокие концентрации Au, вплоть до образования промышленных *золото-скарновых* месторождений. В этих случаях к вышеперечисленным геохимическим ассоциациям добавляется индикаторная группа элементов Au, Ag, Bi, Te.

На *свинцово-цинковых скарновых* месторождениях основными элементами-индикаторами являются Pb, Zn, Cu, As, Ag, Cd, Sb. При этом Pb, Zn, As и Cu в ореолах обычно образуют собственные минералы: галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит; Ag, Sb и Cd являются элементами-примесями в галените и сфалерите.

На *скарновых вольфрамо-молибденовых* месторождениях характерно накопление в верхних частях Ва, Sb, As (иногда Pb, Zn, Cu), а в средних и нижних - Mo, W и Sn.

Основными элементами-спутниками скарнового *борового* оруденения можно считать: в магнезиальных скарнах Cu, Sn, Zn, Mo, W, Be, Ge, в известковых – V, Pb, Ba, Li.

На *грейзеновых флюорит-редкометалльных* месторождениях установлено накопление в первичных ореолах Mo, Sn, W, Bi. В надрудной зоне развиты также аномалии Cu, Pb, Zn, в подрудной – редких земель.

Для *грейзеновых и альбититовых* месторождений Ta, Be и W характерны первичные ореолы прямых (W, Be) и косвенных (Li, Rb, Cs, F, Be, Sn, Nb, Pb) элементов-индикаторов.

Первичные ореолы на гидротермальных месторождениях *фтора* образуют сам F и такие косвенные индикаторы, как Ba, Mo, Pb, Zn, Ag, As, Be, Y, Yb, Sr, Li. При формировании рудных тел происходил и вынос ряда элементов (Mn, Ti, Cr, Na, K). Это позволяет оценивать уровень среза и глубину залегания оруденения.

На *оловорудных* гидротермальных месторождениях основными косвенными элементами-индикаторами, образующими контрастные ореолы около рудных тел, являются W, Mo, Co, Cu, Zn, Pb, Bi, As, Ag, Sb.

На гидротермальных месторождениях *урана* наибольшие по размерам ореолы образованы прямым элементом-индикатором. Из косвенных элементов-индикаторов, образующих ореолы, следует отметить Pb, Mo, Cu, V, Zn.

В ореолах *колчеданных* месторождений происходит накопление и перераспределение очень широкого круга химических элементов, в первую очередь, Pb, Zn, Cu, Ag, As, Mo. Эти ореолы изучены наиболее хорошо. Именно на колчеданных месторождениях выведен обобщенный ряд вертикальной геохимической зональности гидротермальных сульфидсодержащих месторождений, о котором мы подробнее поговорим ниже.

На *телетермальных* месторождениях *легколетучих элементов* (Hg, Sb, F, As) очень большие ореолы (сотни метров) образуют прямые индикаторы. Ртуть в первичных ореолах может находиться в самородном состоянии, в виде сульфида (HgS) и хлорида (HgCl<sub>2</sub>), примесей в биотите и плагиоклазе. К косвенным элементам-индикаторам, образующим ореолы на ртутных месторождениях, относятся As, Sb, Ag, Zn, Sn, Ga, Ta, Au, Tl, Cu, Ni, Co, Pb, F. При этом надрудные ореолы (кроме Hg) образуют As, Sb, Ag, Au, Tl, а подрудные – Cu, Ni, Co, Pb.

В целом, все сульфидсодержащие гидротермальные месторождения характеризуются близким набором элементов-индикаторов оруденения, главными из которых являются Pb, Zn, Cu, As, Ag, Au, Bi, Sb.

Ряд элементов-индикаторов образует первичные ореолы на гидротермальных месторождениях *горного хрусталя*. К ним в первую очередь следует отнести Ba, содержание которого во вмещающих породах вблизи хрусталеносных гнезд возрастает в 10–20 раз. Сам хрусталеносный жильный кварц отличается от нехрусталеносного повышенными в десятки и сотни раз содержаниями Br и Hg.

Для *кор выветривания* характерен вынос Ca, Mg, Na, K, Si, редких металлов и относительное обогащение их наименее подвижными элементами, – Fe, Al, Ti, Zr, с образованием гидроокислов Fe и Al, каолинита, галлуазита и других глинистых минералов. С корами выветрива-

ния связаны разнообразные месторождения полезных ископаемых, в том числе весьма крупные. К наиболее важным относятся месторождения бокситов, каолинита, залежи никелевых руд, богатые гематитовые руды в древних корах выветривания железистых кварцитов.

Для кор выветривания рудных месторождений характерна так называемая вторичная зональность. Особенности минерального состава рудных месторождений, где важную роль играют сульфиды, обуславливают своеобразный характер этой коры выветривания. В верхней части месторождения, где свободно циркулирует воздух и просачиваются фильтрующиеся воды, происходит окисление сульфидов с образованием легкорастворимых сульфатов металлов, а также серной кислоты. В аридных ландшафтных условиях, где количество фильтрующихся вод невелико, в верхней части коры располагаются сульфаты трёхвалентного железа (ярозит и др.), ниже, в условиях некоторого недостатка кислорода, – сульфаты двухвалентного железа, меди, цинка (мелантерит, хальканит, госларит и др.). В гумидных ландшафтах обильные кислые растворы фильтруются вниз, растворяя рудные минералы. Вверху, в результате окисления и гидролиза, выпадают гидроксиды железа, образующие «железную шляпу», под которой обычно сохраняется лишь «сыпучка» из устойчивых минералов (кварца, барита) и сульфидов. Ниже уровня грунтовых вод находится область значительного дефицита кислорода. Поэтому те минералы, которые сюда поступили в составе водных растворов сверху, выпадают в виде плохо растворимых вторичных сульфидов (халькозина, ковеллина). Эта нижняя часть коры выветривания рудных месторождений называется зоной вторичного обогащения или цементации. Часто здесь образуются очень богатые руды, представляющие особую ценность.

К собственно *осадочным* месторождениям можно отнести россыпи химически и физически устойчивых соединений: самоцветов, самородного золота, платиноидов, минералов Ti, Zr, Sn, W и других, которые сопровождаются ореолами и потоками рассеяния прямых элементов-индикаторов. В большинстве же случаев месторождения, которые принято называть осадочными, имеют более сложный генезис. Значительных первично-седиментационных концентраций химических элементов обычно не формируется. Например, для появления в осадочных породах высоких локальных концентраций фосфора, углерода, углеводородов, халькофильных элементов необходимо постседиментационное перераспределение их в процессах диагенеза, катагенеза, эпигенеза, вплоть до гидротермальной деятельности. Соответственно, состав и зональность геохимических ореолов, сопровождающих названные месторождения, определяется перечисленными процессами.

### 3. Геохимические барьеры

Осаждение элементов с образованием их концентраций, в том числе промышленных, происходит на так называемых геохимических барьерах. *Геохимическими барьерами* называются такие участки пространства, где происходит резкое изменение интенсивности миграции элементов, концентрирование одних из них и удаление других. Селективность геохимического барьера в отношении конкретных элементов определяется специфическим сочетанием механических, химических, биологических, геологических и других условий. Выделяются следующие типы геохимических барьеров:

- 1) механические (водные, эоловые, гравитационные);
- 2) физико-химические;
- 3) биохимические (почвенные, биолитовые, растительные, живых организмов);
- 4) техногенные.

Наиболее многообразны физико-химические барьеры, среди которых выделяются 7 основных видов:

- A – кислородный;
- B – сульфидный;
- C – глеевый;
- D – щелочной;
- E – кислый;
- F – испарительный;
- G – сорбционный.

*Кислородный, или окислительный* барьер заключается в окислении более растворимых восстановленных соединений в менее растворимые окисленные. Формируется на участках резкой смены восстановительной среды на окислительную. В частности, таким барьером является уровень грунтовых вод, выше которого воды и почвы насыщены кислородом, а ниже – недосыщены.

*Сульфидный, или сероводородной* барьер основан на образовании труднорастворимых сульфидов многих элементов-комплексобразователей и анионогенных элементов (Cd, Cu, Hg, Ni, Pb, Zn, Mo, As, Sb). Условия действия этого барьера создаются в зонах сульфат-редукции, а также при подтоке сульфидных вод. В гипергенных условиях барьер формируется в тех зонах ландшафта, где кислые или глеевые воды контактируют с сероводородной средой.

*Глеевые* геохимические барьеры связаны с площадями, где кислые воды встречаются с восстановительной глеевой средой. Глеевая обстановка развивается в различных переувлажнённых, заболоченных и бо-

лотных почвах, в горизонтах с затруднённым доступом или без доступа кислорода. Оглеение включает в себя сложный комплекс биохимических процессов, в результате которых происходит восстановление минеральных и органических веществ с образованием легкоподвижных форм закиси Fe, Mn, Al, переход гуминовых кислот в легкорастворимые фульвокислоты и подкисление реакции почвы, разрушение алюмосиликатов с образованием глинистых минералов, богатых двухвалентным железом. На глеевом барьере теряется кислород, но в воздухе много CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub>. То есть, это восстановительная обстановка, но без сероводорода. На этих барьерах накапливаются в труднорастворимой форме V, Se, Cu, U.

*Щелочные барьеры* возникают там, где наблюдается резкий скачок величины pH и смены кислой и слабокислой среды на щелочную. При этом многие элементы, мигрирующие в виде комплексов (Be<sup>2+</sup>, Hg<sup>2+</sup>, Cr<sup>3+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Mn<sup>3+</sup>, Cu<sup>2+</sup>), переходят полностью или частично в твердую фазу в виде гидроксидов (например,  $BeF^+ + 2OH^- = Be(OH)_2 + F^-$ ). Особенно контрастные барьеры образуются на контакте карбонатных и силикатных пород. В гипергенных условиях, на площадях, где под мало-мощным слоем суглинков залегают известняки, формируются горизонты, обогащенные труднорастворимыми карбонатами катионогенных элементов и элементов-комплексобразователей (Fe, Ca, Mg, Mn, Ba, Sr, V, Zn, Cu, Co, Pb, Cd).

Такие же барьеры образуются в известняках и в зоне окисления сульфидных руд.

*Кислые геохимические барьеры* сопровождают зоны ландшафта с резким изменением условий от щелочных к кислым, от сильнощелочных к слабощелочным, от сильнокислых к слабокислым. На кислых барьерах осаждаются As, Mo, Se. Наличие этих барьеров характерно для зон окисления серных и сульфидных руд, где создается сернокислая среда, для лугово-болотных почв с избытком влаги, разложением органических остатков и накоплением органических кислот.

*Испарительные барьеры* характерны для аридных ландшафтов. Интенсивное испарение грунтовых вод приводит к засолению почв, что служит барьером для ряда химических элементов (Ca, Mg, K, Na, F, S, Sr, Cl, Zn и др.).

*Сорбционные геохимические барьеры* формируются за счет поглощения веществ тонкодисперсными гуминовыми соединениями и глинистыми минералами, несущими отрицательный заряд и сорбирующими Ni, Co, Cu, Zn, Hg, Ba, Li, Be, Cd, Pb, Tl и другие металлы. Очень эффективными сорбентами являются также свежесаженные гидроксиды Fe, Mn, Al, которые в кислой среде интенсивно соосаждают W, As, Se, Mo,

Cr, Sb, а в щелочной – Ba, Sr, Zn, Cu, Pb. Во влажных тропиках, где развиты коры выветривания и почвы с положительно заряженными коллоидами, гидроксиды железа и алюминия сорбируют Cl, S, P, V, As, Cr, Mo.

В природных условиях перечисленные геохимические барьеры в изолированном виде существуют редко. Как правило, мы имеем дело с сочетанием нескольких их типов, при ведущей роли одного-двух. По масштабам процессов барьеры делятся на локальные и ландшафтные, по направлению барьерного процесса – на одно- и двухстороннего действия. Различные сочетания химизма растворов и типов барьеров определяют многообразие возможных вариантов концентрирования вещества. В табл. 1 приведены ассоциации химических элементов, концентрирующихся на геохимических барьерах при различных физико-химических обстановках.

#### **4. Ландшафтно-геохимические исследования**

Условия миграции и осаждения химических элементов особенно резко меняются в зоне гипергенеза, поэтому проведение геохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния невозможно без специальных *ландшафтно-геохимических исследований*.

*Элементарный ландшафт* – это участок земной поверхности, характеризующийся единообразием условий гипергенной миграции химических элементов, с однородными климатическими и геологическими условиями, с определенным типом рельефа, растительности и почв.

Выделяется три типа элементарных ландшафтов:

*Автономные* (элювиальные) ландшафты плоских водоразделов с глубоким залеганием водоносного горизонта.

*Трансэлювиальные* ландшафты склонов.

*Аккумулятивные* (супераквальные) ландшафты долин с близким залеганием грунтовых вод.

*Геохимический ландшафт* – это парагенетическая ассоциация сопряженных элементарных ландшафтов, связанных между собой миграцией элементов.

Учение о ландшафтах зародилось в начале 20 века, благодаря исследованиям В.В. Докучаева, В.И. Вернадского, А.Е. Ферсмана. Основоположником научного направления «геохимия ландшафтов» является Б.Б. Польшин, который в 30–40-х годах XX века создал учение о геохимических ландшафтах [70]. Изучению и классификации геохимических ландшафтов посвящены фундаментальные труды М.А. Глазовской [25] и А.И. Перельмана [65].

Таблица 1. Концентрирование химических элементов на геохимических барьерах с различным режимом (по [65])

Режим геохимических барьеров	pH, окислительно-восстановительные и кислотно-основные условия вод, поступающих к барьерам											
	3	3–6,5	6,5–8,5	> 8,5	3	3–6,5	6,5–8,5	> 8,5	3	3–6,5	6,5–8,5	> 8,5
	Кислородные				Глеевые				Сероводородные			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Кислородный	Al, Fe	Fe, Mn, Co	Mn		Fe	Fe, Mn, Co	(Fe), Mn, Co	(Mn)	S, Se, (Fe)	S, Se	S, Se	S, Se
Сульфидный (сероводородный)	Fe, Cu, Hg, Cf, As, Mo, U	Ti, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Cr, Mo, U,	Ti, Cr, Mo, U, Se, V	Cu, Ag, Zn, Cr, Mo, U, V, As	Ti, Pb, Cu	Fe, Co, Ni, Pb, Cu, Zn, Cf, Hg, U	Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Hg, (Mo, U)	Cu, Zn, Cd, Hg, Mn, (Fe, Co, Ni,				
Глеевый	Cu, U, Mo	Cu, U, Mo	Cu, Cr, U, Mo, Se, V	Cu, Ag, Cr, Mo, V, Se, As	Cu, U, Mo	Cu, U, Mo	Mo, U	Mo, U				
Щелочной	Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Al, Cr, P, As, Al, U, TR	Mg, Ca, Sr, Ba, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Ra, (U)			Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, P, As, TR	Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, Hg, Al, Cr, P, As, (U)	Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Cd, Mn, Co, Ni		Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, Al, TR, Cr, P, As	Mg, Ca, Sr, Ba		

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Кислый			Si, Mo	(Cu, Zn), Ag, Al, TR, Si, (Ti), Mo, Cr			Si, Mo	(Cu, Zn), Ag, Al, TR, Si, (Ti), Mo				
Испарительный	Na, K, Ck, Mg, Ca, Sr, S, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Al, Mo, U		Li, Na, K, N, B, F, Cl, Br, J, Mg, Ca, Sr, S, Zn, Mo, U, V, Se	Li, Na, K, N, B, F, Cl, Br, J, Cu, Zn, Mo, U, V, Se	Na, K, Ck, Mg, Ca, Sr, S, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Al, Mo, U							
Сорбционный	Al, Se, Si, Ge, P, V, As	Si, Ba, Zn, Cd, Ni, Co, Pb, Cu, Cl, Br, J, B, P, V, Mo, As	Li, Na, K, (Cl, Br, J, B, F, S, P, V, Mo, As), Zn	Li, Na, K, (Cl, Br, J, B, F, S, P, V, Mo, As)	Al, Si, Ge, P, V, As	Si, Ba, Zn, Cd, Ni, Co, Pb, Cu, U, Cl, Br, J, F, S, P, Mn, Fe	Li, Na, K, Zn, (Cl, Br, J, B, F, S, P)	Li, Na, K, (Cl, Br, J, B, F)				

Наиболее популярна классификация геохимических ландшафтов на основе биоклиматической зональности. По характеру климата и растительности А.И. Перельман выделил 10 ландшафтных зон: 1) полупустыни и сухие степи; 2) типичные степи; 3) северные степи и лесостепи; 4) лесные не таежного типа; 5) таежные без мерзлоты; 6) таежные с островной мерзлотой; 7) таежные со сплошной мерзлотой; 8) тундровые; 9) высокогорные луговые; 10) абиогенные (ландшафты вечных снегов и голых скал, вулканические ландшафты). Такое районирование удобно для целей организации и планирования геохимических поисков, которые имеют специфические особенности в пределах выделенных ландшафтных зон.

В табл. 2 приведена одна из последних обобщающих схем классификации геохимических ландшафтов, предложенная В.А. Алексеенко [3, 4]. Она основана на семи ведущих признаках, отражающих вид и условия миграции химических элементов, геоморфологическую обстановку и геологию подстилающих толщ.

Важнейшим классификационным параметром ландшафтов является химический *состав почвоподстилающих пород*. Содержания ряда элементов, например, в известняках и ультраосновных породах могут различаться в десятки и сотни раз. Дифференциация в значительной мере сохраняется и в почвах. Игнорирование этих различий может привести как к пропуску «рудных» аномалий, так и локализации ложных «породных» аномалий.

Не менее важны окислительно-восстановительные характеристики почв и грунтовых вод, их  $pH$ , набор типоморфных водных мигрантов, – все то, что определяет характер водной миграции элементов, в том числе образование геохимических барьеров, на которых могут формироваться контрастные аномалии, не связанные с рудными процессами.

Важнейшим фактором, определяющим продуктивность вторичных ореолов, является биогенная миграция элементов, оцениваемая через интенсивность биологического круговорота (БИК) элементов. Интенсивность БИК определяется соотношением биомассы и ежегодной продукции растительных сообществ территории. Этот показатель позволяет оценивать поступление в почву элементов в результате ежегодного опада и отмирания растений. По интенсивности такого поступления ландшафты лесов отличаются от ландшафтов сухих степей или пустынь во много раз.

Таблица 2. Схема классификации геохимических ландшафтов суши (по [3])

Уровни	Ведущие признаки	Ландшафты, объединяемые на каждом уровне								
I	Преобладание ведущего вида	Биогенные			Техногенные					Абиогенные
II	Особенности ведущего вида миграции	1. Леса 2. Степи 3. Пустыни 4. Тундры и верховые болота 5. Примитивные пустыни	Леса: • лиственные • смешанные • хвойные	Леса • Лиственные • дубово-грабовые • ольховые • тополевые и т. д.	1. Сельскохозяйственные 2. Промышленные 3. Лесотехнические 4. Населенные пункты 5. Дорожные 6. Военные ведомства	Сельскохозяйственные • однолетних культур • многолетних культур • животноводства	Многолетних культур: • сады • виноградники • плантации • чайные • ягодные • ореховые	Однолетних культур • мелиорируемые • немелиорируемые	Мелиорируемые: • осушаемые • орошаемые • периодически заливаемые	Ледники
III	Характеристика почв (части ландшафта с наибольшим напряжением геохимических процессов)	1. С окислительной обстановкой (свободным O <sub>2</sub> ) 2. С восстановительной глеевой обстановкой (без свободного O <sub>2</sub> и H <sub>2</sub> S) 3. С сероводородной обстановкой		1. Сильнокислые (pH < 3) 2. Кислые и слабокислые (pH = 3–6,5) 3. Нейтральные и слабощелочные (pH = 6,5–8,5) 4. Сильнощелочные (pH > 8,5)		С различным набором типоморфных водных мигрантов H <sup>+</sup> ; Al <sup>3+</sup> ; Fe <sup>2+</sup> ; Ca <sup>2+</sup> , Na <sup>+</sup> , K <sup>+</sup> , SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ; HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> ; Cl <sup>-</sup> ; OH <sup>-</sup> и др.		С различным содержанием органических соединений		
Всего 21 класс водной миграции элементов (по А.И.Перельману)										

IV	Характеристика подземных (грунтовых) и ледниковых вод	1. С окислительной обстановкой (свободным O <sub>2</sub> ) 2. С восстановительной глеевой обстановкой (без свободного O <sub>2</sub> и H <sub>2</sub> S) 3. С сероводородной обстановкой	1. Сильнокислые (pH<3) 2. Кислые и слабокислые (pH=3–6,5) 3. Нейтральные и слабощелочные (pH=6,5–8,5) 4. Сильнощелочные (pH>8,5)		С различным набором типоморфных водных мигрантов
V	Особенности воздушной миграции	Подвержены воздушной эрозии	Не подвержены воздушной эрозии		С современным отложением элювого материала
VI	Наличие многолетней мерзлоты	С отсутствием многолетней мерзлоты	С островным развитием многолетней мерзлоты	С развитием прерывистой многолетней мерзлоты	Со сплошным развитием многолетней мерзлоты
VII	Геоморфологические особенности	1. Равнинные области 2. Низкогорье и среднегорье 3. Высокогорные области	Равнинные области:		Элювиальные:
			элювиальные трансэлювиальные трансаккумулятивные трансупераквальные		• островершинные • плосковершинные
VIII	Почвоподстилающие породы	1. Осадочные породы 2. Магматические породы 3. Интенсивно метаморфизованные породы	Осадочные породы:	Карбонатные породы:	Известковые породы:
			• карбонатные • терригенные • карбонатно-терригенные	• известковые • доломитовые • известковые с конкрециями сидерита	• силурийского возраста, обогащенные Pb • девонского возраста, обогащенные Mn, и т. д.

Формирование вторичных ореолов в значительной степени зависит также от вида миграции элементов. Хотя преобладающим для большинства ландшафтов является биогенный вид миграции, техногенная составляющая приобретает в настоящее время все больший вес, а в определенных типах ландшафтов является доминирующей. Особенно важно учитывать техногенную миграцию в освоенных горнорудных районах, где проводятся поисковые работы, в том числе на новые виды полезных ископаемых. Например, при поисках золотого оруденения в скарново-магнетитовых рудных полях, где велась или ведется добыча магнетитовых руд открытым способом.

Для обширных территорий нашей страны характерно наличие островной и сплошной многолетней мерзлоты. В этих регионах миграция продуктов выветривания протекает в специфических условиях. В частности, гумусовый горизонт почв (А) и основание сезонно-талого горизонта (В2) обеднены легкоподвижными элементами, а в горизонте В1 идет накопление ряда элементов.

Эоловый перенос материала вносит свой вклад в формирование вторичных ореолов. Для районов, где почвы подвержены воздушной эрозии, либо идет интенсивное эоловое отложение и переотложение материала, данный фактор является ведущим в формировании геохимического ландшафта.

Классификация геохимических ландшафтов может быть осуществлена и по другим признакам, отличным от приведенных в табл. 2. Поскольку перераспределение химических элементов при формировании гипергенных аккумуляций осуществляется 3-мя способами: механическим, солевым и гидравлическим, по соотношению этих процессов можно выделить 8 типов ландшафтов, каждый из которых характеризуется специфическими особенностями применения геохимических методов поисков полезных ископаемых [66].

1. *Литогенный нестационарный ландшафт.* Характерен для альпийского рельефа. Особенности: рудные выходы слабо затронуты окислением. Есть выходы первичных ореолов и механических остаточных вторичных ореолов, многочисленны также погребенные и переотложенные ореолы. Потоки рассеяния короткие, но интенсивные. Биогеохимические ореолы проявлены фрагментарно, гидрогеохимические потоки развиты хорошо. Рекомендуются применение литогеохимических методов поисков по первичным и вторичным ореолам, реже – биогеохимические и гидрогеохимические методы, там, где использование литогеохимических методов затруднено.

2. *Литогенный стационарный ландшафт.* Характерен для среднегорья и расчлененного низкогорья. Особенности: развиты современ-

ные обломочные коры выветривания. Рудные выходы интенсивно окислены и сульфатизированы. Преобладают открытые остаточные механические вторичные ореолы. Потоки рассеяния интенсивные и протяженные (2–4 км). Гидрогеохимические, биогеохимические, атмогеохимические ореолы хорошо сформированы и высококонтрастны. Этот ландшафт наиболее благоприятен для применения всех видов геохимических методов поисков.

3. *Хемо-литогенный стационарный ландшафт.* Формируется в низкогорье. Характерны более зрелые глинистые коры выветривания мощностью до 20 м. Рудные выходы представлены, в основном, оксидами; в рудах развита вторичная зональность. Почвы хорошо дифференцированы на генетические горизонты. Преобладают ослабленные с поверхности остаточные вторичные ореолы, иногда наложенные. Потоки рассеяния механические и сорбционно-солевые, протяженность их 5–8 км. Гидрогеохимические и атмохимические аномалии достаточно контрастны. Биогеохимические аномалии формируются как над рудными ореолами, так и над различными барьерами (много ложных аномалий). Рекомендуются литогеохимические и гидрогеохимические методы поисков.

4. *Лито-хемогенный стационарный ландшафт.* Низкогорье и равнины в пределах щитов. Помимо четвертичной сиаллитной коры выветривания развита древняя каолиновая кора. Обе они, в основном, погребены под чехлом дальнепринесенных отложений мощностью до 100 м. Рудные выходы являются погребенными «железными шляпами» с контрастной вторичной зональностью. Профили почв хорошо сформированы. На склонах преобладают остаточные закрытые механические ореолы, а на равнинах – открытые наложенные ореолы. Потоки рассеяния представлены, в основном, петрогенными элементами. Рекомендуются биогеохимические и гидрогеохимические методы поисков, в благоприятных условиях (наличие открытых наложенных ореолов), – литогеохимические методы.

5. *Хемогенный стационарный ландшафт.* Формируется в равнинных областях с мощностью аллохтонных отложений до 300–500 м. Наложённые ореолы образуют только наиболее подвижные элементы. Потоки рассеяния слабые, выявляются только на полиэлементных картах. Гидро-, атмо-, биогеохимические ореолы фиксируют только общие контуры рудоносных структур. Рекомендуются атмогеохимические и гидрогеохимические методы поисков.

6. *Хемо-гидрогенный стационарный ландшафт.* Формируется при мощности аллохтонных отложений 1000–1500 м, при участии под-

земных вод, имеющих гидравлическую связь с поверхностью. Источниками аномалий являются экзогенные месторождения в толще аллохтонных отложений. Преобладают полузакрытые наложенные ореолы. Рекомендуются гидрогеохимические методы для поисков экзогенных месторождений (например, ролловых месторождений урана). Возможно применение атмогеохимических методов для поисков месторождений нефти и газа.

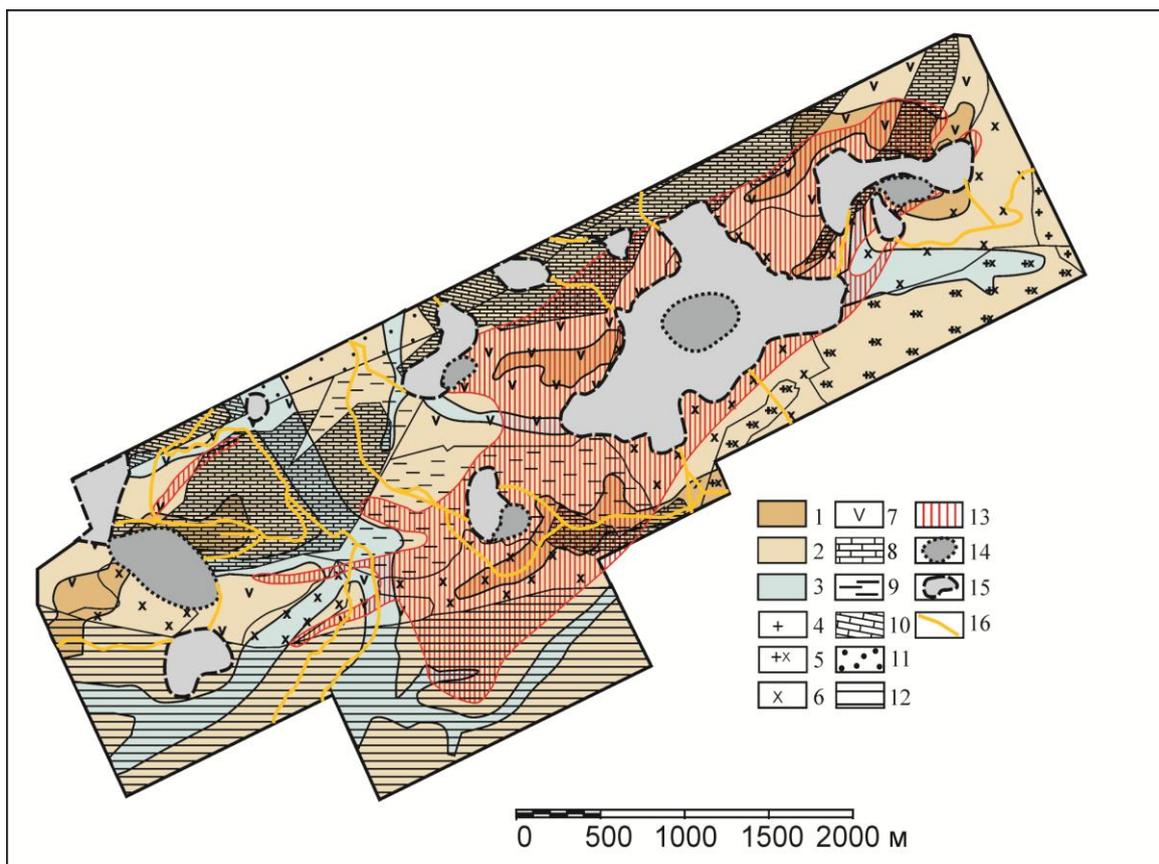
7. *Гидрогенный стационарный ландшафт.* Характерен для равнинных областей с мощностью аллохтонных отложений до 2000 м с артезианскими водами древнего заложения. Преобладают закрытые наложенные ореолы, связанные с месторождениями в аллохтонных толщах, био-, гидрогеохимические ореолы имеют с ними косвенную связь. Есть ограниченная возможность использования гидрогеохимических и атмогеохимических методов для выявления общих контуров рудных полей, связанных с аллохтонными толщами.

8. *Гидрогенный нестационарный ландшафт.* Развита в центральных участках платформ при мощности аллохтонных отложений более 3000 м. Поверхностные воды не имеют связи с фундаментом. Аномалии связаны с барьерными аккумуляциями и современными водами, поэтому непостоянны. Применение геохимических методов (в стандартных модификациях) для поисков месторождений полезных ископаемых в этих условиях не практикуется.

Составление ландшафтно-геохимических карт осуществляется по следующей общей схеме [3].

1. Проектирование
2. Составление предварительных схем ландшафтно-геохимического районирования камеральным путем
3. Полевые работы
4. Обработка результатов полевых работ
5. Отчет с составлением окончательной карты ландшафтных условий ведения геохимических работ.

Степень полноты изображения на карте параметров ландшафта, приведенных в табл. 2, зависит от изученности территории, масштаба работ и поставленных задач. На стадии поисков оруденения в малоисследованных районах информации зачастую недостаточно, поэтому на предварительном этапе приходится ограничиваться составлением упрощенных ландшафтно-геохимических карт, на которых отражаются элементарные ландшафты, геология подстилающих толщ, техногенная нагрузка, другие параметры, влияющие на характер формирования вторичных ореолов рассеяния и может не быть информации о химизме подземных вод и почв.



*Рис. 2. Карта ландшафтных условий ведения геохимических работ в Сухаринском рудном поле (Горная Шория):*

- 1–3 – элементарные ландшафты: 1 – элювиальный плоских водоразделов; 2 – трансэлювиальный (делювиальный) горных склонов; 3 – аккумулятивный речных долин; участки развития: 4 – граниты тельбесского комплекса; 5 – гранодиориты тельбесского комплекса; 6 – габбро-диориты сухаринского комплекса; сухаринская свита: 7 – андезиты, андезибазальты; 8 – карбонатная толща; 9 – вулканогенно-терригенная толща; 10 – известняки усинской свиты; 11 – терригенные отложения адиакской свиты; 12 – метаморфизованные карбонатно-терригенные отложения самарской свиты; 13 – мел-палеогеновая кора выветривания; 14–16 – техногенные объекты с аномально высокими содержаниями Au и элементов-спутников: 14 – карьеры для добычи магнетитовой руды; 15 – отвалы карьеров; 16 – насыпные дороги*

На рис. 2 приведен пример такой предварительной карты, составленной автором для Сухаринской площади Горной Шории, где осуществлялись поисковые геохимические работы на рудное золото.

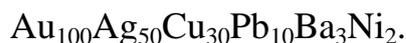
## 5. Первичные ореолы рудных месторождений

Первичным ореолом рудного тела называется окружающая его зона вмещающих пород с аномальными содержаниями главных и сопутствующих элементов. Внешний контур первичного ореола проводится по вычисленному значению минимально аномального содержания элемента ( $C_{\text{аном}}$ ). Граница между первичным ореолом и рудным телом часто имеет не геологический, а экономический характер. Многие исследователи считают рудные тела составной частью первичных ореолов.

Основные параметры первичного ореола:

- а) элементный состав;
- б) морфология;
- в) продуктивность;
- г) зональность.

Элементный состав ореола в целом отражает состав рудного тела и характеризуется геохимическим спектром (ГС). ГС – это характеристика вещественного состава ореола, выраженная в коэффициентах концентрации относительно кларка ( $КК = C_{\text{средн.}}/\text{кларк}$ ), упорядоченных по их убыванию, например:



Морфология ореола в плане и разрезе во многом определяется формой рудных тел, но, если рудные тела сближены, форма ореола может быть очень сложной (рис. 3, а). Размеры первичных ореолов зависят от концентрации элемента, проницаемости пород, размеров рудного тела. Существует эмпирически установленная зависимость: чем крупнее и богаче рудное тело, тем меньше относительные размеры первичного ореола (по отношению к рудному телу) (рис. 3, б).

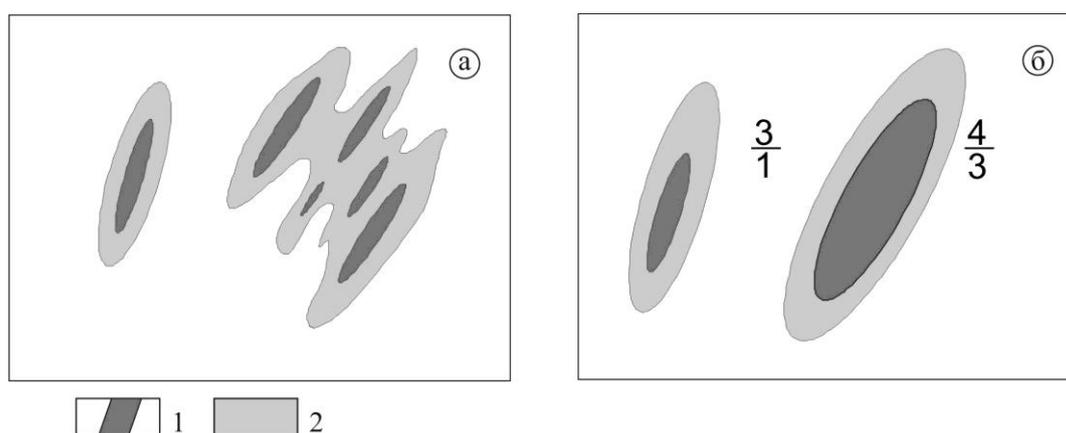


Рис. 3. Первичные ореолы рудных тел

а) морфология первичных ореолов; б) соотношения объемов первичных ореолов и рудных тел; 1 – рудные тела; 2 – первичные ореолы

*Продуктивность* первичных ореолов вычисляется как произведение объема ореола на сверхфоновое содержание в нем химического элемента. Соответственно, может быть вычислена:

- *линейная* продуктивность (в м·%):

$$M = \sum_{i=1}^n ((C_i - C_{\text{фон}}) \cdot \Delta X_i),$$

где  $\Delta X_i$  – длина пробы  $i$ ;  $n$  – число аномальных проб в сечении;

- *площадная* продуктивность (в м<sup>2</sup>·%):

$$P = \sum_{j=1}^N ((M_j) \cdot \Delta L_j),$$

где  $\Delta L_j$  – область влияния сечения  $j$  (полусумма расстояний до соседних сечений);  $N$  – число сечений в аномалии.

### 5.1. Зональность первичных ореолов

*Зональность* первичных ореолов проявляется в закономерном изменении содержаний элементов в различных частях ореола. Различают зональность осевую, продольную и поперечную. *Осевая* зональность развивается в направлении движения гидротермальных растворов (обычно по восстанию рудного тела), *продольная* – в направлении растекания растворов по простиранию рудного тела, *поперечная* – в направлении, перпендикулярном к осевой плоскости рудного тела.

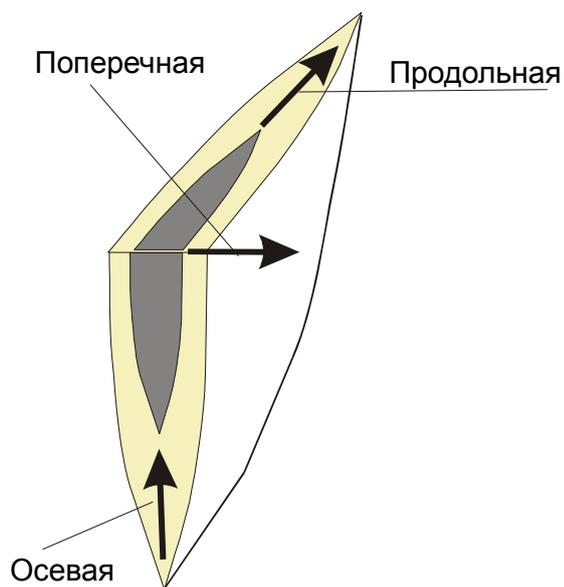


Рис. 4. Типы зональности в первичном ореоле

Важность изучения зональности первичных ореолов можно проиллюстрировать следующим рисунком.

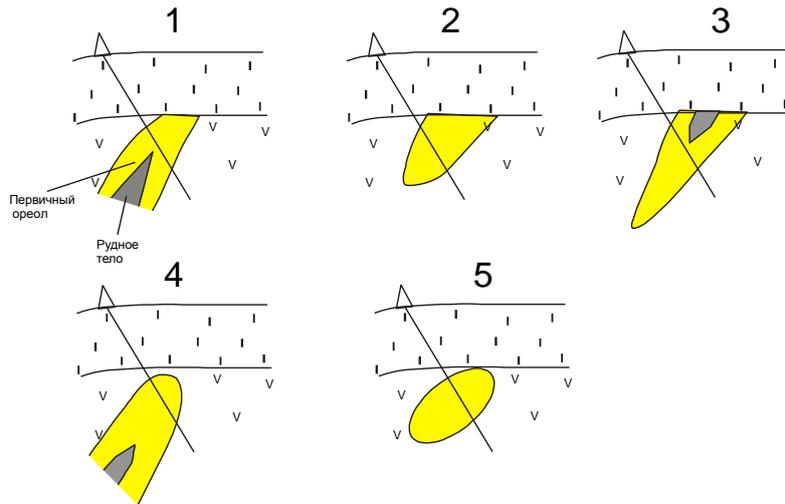


Рис. 5. Различные варианты вскрытия скважиной первичного геохимического ореола

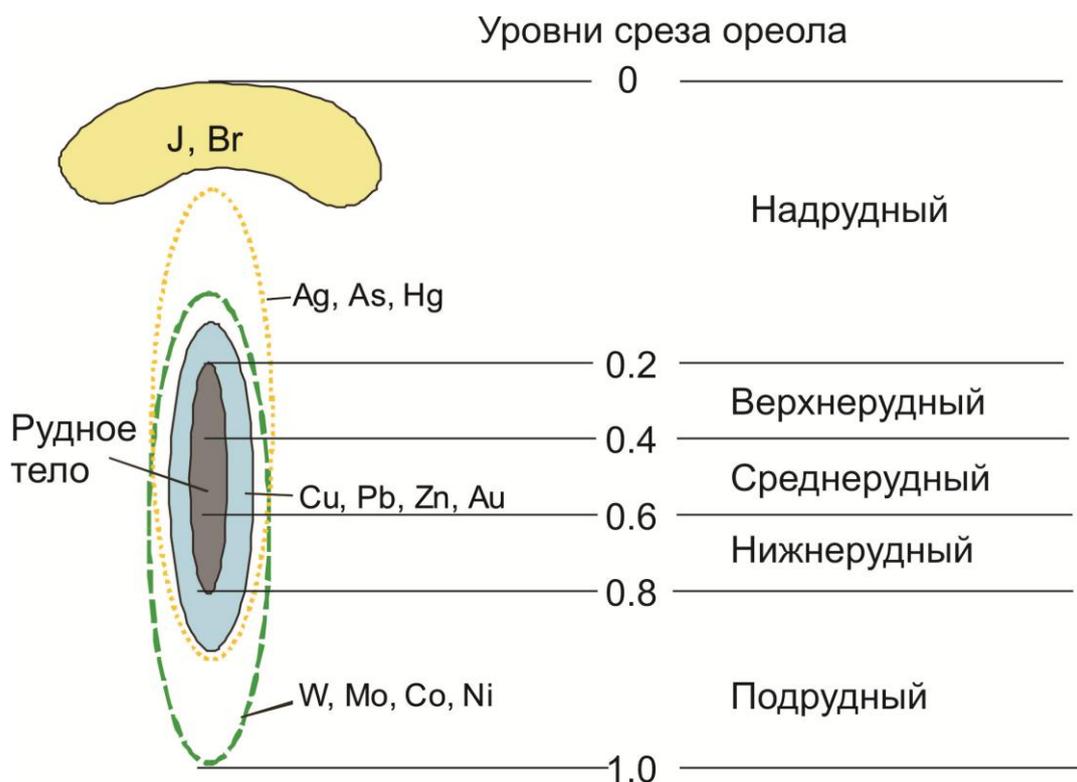
Во всех пяти случаях скважина пересекла геохимический ореол одной и той же мощности, с близкими содержаниями основного рудного элемента. В то же время, проведение дальнейших геологоразведочных работ целесообразно только в случаях 1 и 4. Чтобы правильно решить вопрос о том, с чем мы имеем дело в конкретном пересечении, нам необходима информация об объемной геохимической зональности первичных ореолов изучаемых объектов.

В основе исследования зональности первичных ореолов лежит представление о различной подвижности элементов в процессе рудоотложения. По последовательности поступления гидротермальных растворов различают зональность *отложения* (из единого потока флюидов) и *пульсационную* (из последовательно поступавших порций растворов меняющегося состава).

Последовательность отложения элементов из единого гидротермального потока в целом однотипна. Наиболее подробно ряд вертикальной (осевой) зональности изучен для сульфидных гидротермальных месторождений [7, 32]. В обобщенном виде он выглядит следующим образом (снизу вверх):

W – Be – As<sub>1</sub> – Sn – Au<sub>1</sub> – U – Mo – Co – Ni – Bi – Au<sub>2</sub> – Cu – Zn – Pb – Ag – Hg – As<sub>2</sub> – Sb – Ba – J, Br.

По отношению к сульфидсодержащим рудам (например, полиметаллическим) эти элементы можно разделить на нижнерудную (подрудную), среднерудную, верхнерудную и надрудную группы (рис. 6).



*Рис. 6. Уровни максимального накопления элементов в первичном ореоле сульфидсодержащего рудного тела*

Конечно, перечисленные элементы присутствуют в повышенных концентрациях во всем объеме первичного ореола, но количественные соотношения их меняются весьма контрастно снизу вверх. Именно эти отношения используются в качестве *коэффициентов зональности*, позволяющих оценивать уровень среза первичного ореола и масштабы оруденения. Ряд вертикальной зональности носит статистический характер, поэтому для конкретных типов оруденения следует опытным путем вычислять этот ряд на эталонных месторождениях и рассчитывать наиболее информативные коэффициенты зональности.

Последовательность работ по расчету ряда вертикальной геохимической зональности:

1) на хорошо вскрытом месторождении для каждого горизонта подсчитывается *абсолютная*, а затем *относительная продуктивность* по каждому элементу; абсолютная продуктивность для линейного сечения соответствующего горизонта вычисляется как сумма произведений сверхфоновых концентраций элементов по каждой пробе на длину пробы;

2) элементы ранжируются в *вертикальный* ряд в соответствии с гипсометрическими уровнями их максимального относительного накопления;

3) на основе выявленного ряда составляется 10–12 вариантов *коэффициентов зональности*, в числителе которых – произведение (или сумма) содержаний надрудных элементов, а в знаменателе – подрудных, например  $(Ag \cdot Ba)/(Co \cdot Ni)$ ;

4) из полученных коэффициентов выбирают те, значения которых изменяются с глубиной *закономерно и монотонно*;

5) полученные значения коэффициентов зональности используются для оценки *уровня эрозионного среза и размеров* вновь выявляемых рудных тел.

Пример расчета ряда зональности:

Допустим, вычисленная абсолютная продуктивность Pb, Zn и Cu по трем горизонтам месторождения составила:

Горизонт	Cu	Pb	Zn	$\Sigma$ , м%
+300	25	28	17	70
+200	18	10	11	39
+100	5	4	3	12

Относительная (приведенная к 100 %) продуктивность составит:

Горизонт	Cu	Pb	Zn	$\Sigma$ , %
+300	36	<b>40</b>	24	100
+200	<b>46</b>	26	<b>28</b>	100
+100	42	33	25	100

Pb имеет максимум на верхнем горизонте, следовательно, является самым подвижным. Cu и Zn имеют максимумы на одном горизонте +200. Для того, чтобы выяснить, который из двух элементов более подвижный, оценим их градиенты изменения по падению и восстанию рудного тела:

Cu: по падению  $(46-42)/46 = 0,08$ ; по восстанию  $(46-36)/46 = 0,22$ ;

Zn: по падению  $(28-25)/28 = 0,11$ ; по восстанию  $((28-24)/28 = 0,14$ .

Медь быстрее выклинивается по восстанию, а цинк по падению, следовательно, ряд зональности для этих элементов будет выглядеть так (снизу вверх): Cu – Zn – Pb.

Для того, чтобы определить уровень эрозионного среза и размеры вновь выявленного рудопроявления, необходимо вычислить коэффициент его подобия эталонному месторождению.

Для однотипных месторождений значения коэффициентов зональности близки для одинаковых уровней среза первичного ореола. Следовательно, вертикальный размах первичного ореола и углы наклона графиков коэффициентов зональности прямо пропорциональны друг другу. Поэтому мы можем по отдельным пересечениям ореола судить об уров-

не его среза, а имея несколько пересечений, оценивать масштабы нового объекта относительно эталона с помощью коэффициента подобия (рис. 7).

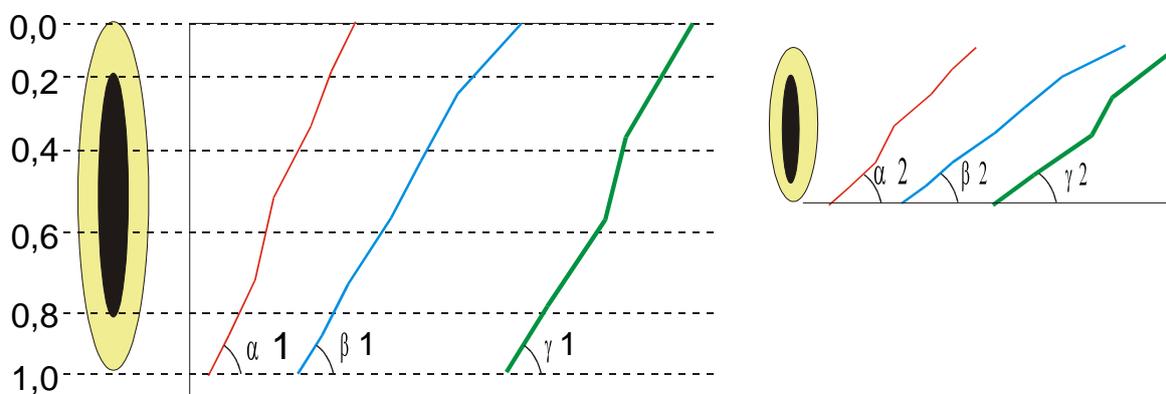


Рис. 7. Изменение с глубиной значений коэффициентов зональности на эталонном месторождении и на оцениваемом объекте

Коэффициент подобия вычисляется для каждого коэффициента зональности, а затем берется среднее арифметическое из полученных значений:

$$k_1 = \frac{\operatorname{tg}(\alpha 2)}{\operatorname{tg}(\alpha 1)}; k_2 = \frac{\operatorname{tg}(\beta 2)}{\operatorname{tg}(\beta 1)}; k_3 = \frac{\operatorname{tg}(\gamma 2)}{\operatorname{tg}(\gamma 1)}; k = \frac{k_1 + k_2 + k_3}{3}.$$

Этот коэффициент устанавливает соотношение линейных размеров эталонного и исследуемого ореолов. Для оценки ресурсов элемента ( $Q$ ) в объеме нового ореола коэффициент подобия следует возвести в третью степень:

$$Q_{\text{новый}} = Q_{\text{эталон}} \cdot k^3.$$

## 5.2. Оценка миграционной способности («геохимической подвижности») элемента в первичном ореоле

В общем случае, по мере удаления от рудного тела, содержание элемента в первичном ореоле убывает по экспоненциальному закону:

$$C_x = C_0 \cdot e^{-\lambda \cdot x} + C_{\text{фон}}.$$

Если концентрацию элемента изобразить в логарифмическом масштабе, зависимость приобретает линейный характер.

Параметр  $\lambda$  характеризует диффузию элемента в боковые породы. Для наших целей его удобнее использовать в виде  $\frac{1}{\lambda}$  — это и есть геохимическая подвижность элемента, выражаемая в метрах. Величину  $\frac{1}{\lambda}$  можно определить графически (рис. 8):

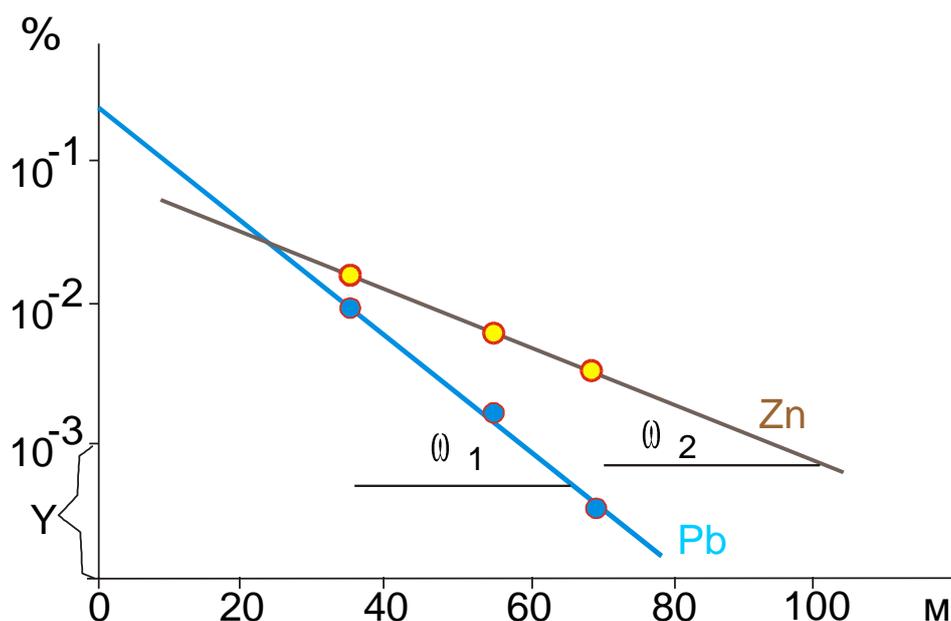


Рис. 8. Определение миграционной подвижности элементов графическим путем (по [86])

Вычисления производятся по формуле:

$$\frac{1}{\lambda} = 0,434 \cdot Y \cdot ctg(\omega),$$

где  $Y$  – модуль десятичных логарифмов, выраженный в масштабе оси расстояний; в данном случае  $Y = 20$  м.

По приведенному графику можно также определить расстояние от любой точки опробования до той части ореола, где содержание элемента достигнет минимально-промышленного, то есть, до рудного тела.

## 6. Вторичные литохимические ореолы рассеяния

### 6.1. Формирование вторичных ореолов рассеяния

Вторичные литогеохимические ореолы образуются при разрушении горных пород в процессе их выветривания. Б.Б. Польшовым выделено 4 стадии выветривания пород [70]:

1) Обломочная стадия. В условиях сурового климата и в высокогорье выветривание этим и ограничивается.

2) Насыщенная сиаллитная кора. Характерна для умеренного климата. Образование щелочной среды за счет гидролиза минералов. Развитие монтмориллонита, нонтронита, известковых корок.

3) Ненасыщенная сиаллитная кора. Формируется в условиях обильного увлажнения и замедленной денудации. Вынос оснований, вследствие чего среда становится кислой. Из вторичных минералов преобладают каолинит и галлуазит.

4) Аллитная кора. Формируется в условиях жаркого влажного климата, замедленной денудации и активного химического выветривания. Накопление окислов Fe, Al, Si.

На горизонтальных водораздельных площадках вторичные ореолы формируются в процессе диффузии частиц в рыхлых породах. Чем мощнее рыхлые отложения, тем шире ореол и ниже содержание в нем рудных элементов (рис. 9).

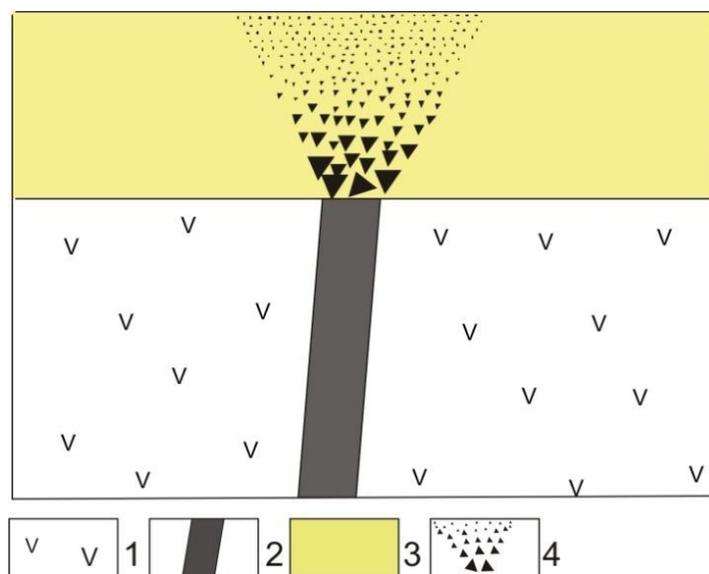


Рис. 9. Схема строения вторичного ореола рассеяния на горизонтальной плоскости водораздела (по [86])

1 – коренные рудовмещающие породы; 2 – рудное тело; 3 – кора выветривания; 4 – вторичный ореол рассеяния

На склонах происходит перемещение вторичных ореолов вниз в виде обвалов, осыпей, оползней (быстропротекающие процессы), а также медленное («вековое») сползание – дефлюкция и десерпция.

*Дефлюкция* – медленное стекание насыщенных водой пород вниз (в многолетнемерзлых породах процесс носит название *солифлюкция*).

*Десерпция* – попеременное увеличение и уменьшение размеров рыхлых частиц под действием колебаний температуры. При нагревании частицы увеличиваются и перемещаются перпендикулярно склону. При охлаждении они возвращаются назад, но уже несколько смещаются вниз под действием силы тяжести.

## 6.2. Классификация вторичных литохимических ореолов

Существует несколько принципов классификации вторичных ореолов [41, 86, 87].

1) По фазовому составу мигрирующих элементов:

- а) механические;
- б) солевые;
- в) газовые.

В *механических* ореолах индикаторные элементы присутствуют в виде твердых частиц. Эти ореолы развиваются в элювиально-делювиальном чехле и корях выветривания. Являются наиболее распространенными и важными в поисковом отношении.

В *солевых* ореолах элементы присутствуют в форме воднорастворимых соединений. Диффузия, капиллярный подъем и испарение минерализованных этими соединениями вод способствует развитию солевых ореолов в пространстве. Биологический круговорот этих солей обеспечивает биогенную составляющую вторичных ореолов. Важной особенностью солевых ореолов является то, что они могут распространяться не только на элювий-делювий, но и на перекрывающие дальнепринесенные отложения.

*Газовые* ореолы образуются при миграции из глубины к поверхности газовых компонентов полезного ископаемого. Такие ореолы наиболее характерны для нефтегазовых месторождений (углеводороды) и радиоактивных руд (радон и торон). Кроме того, все сульфидные месторождения сопровождаются ореолами паров ртути. Газовые эманации, так же как и солевые компоненты, адсорбируются частицами рыхлой толщи и вносят свой вклад в формирование вторичного литогеохимического ореола.

2) По соотношению с первичным оруденением:

- а) остаточные;
- б) наложенные.

*Остаточные* ореолы образуются за счет рудного тела или его первичного ореола, существовавших в коренной породе до выветривания. Важнейшим свойством остаточных ореолов является пропорциональность их продуктивности масштабам эродируемого коренного оруденения.

*Наложённые* ореолы формируются в породах, где первичная минерализация отсутствовала.

3) По доступности для обнаружения:

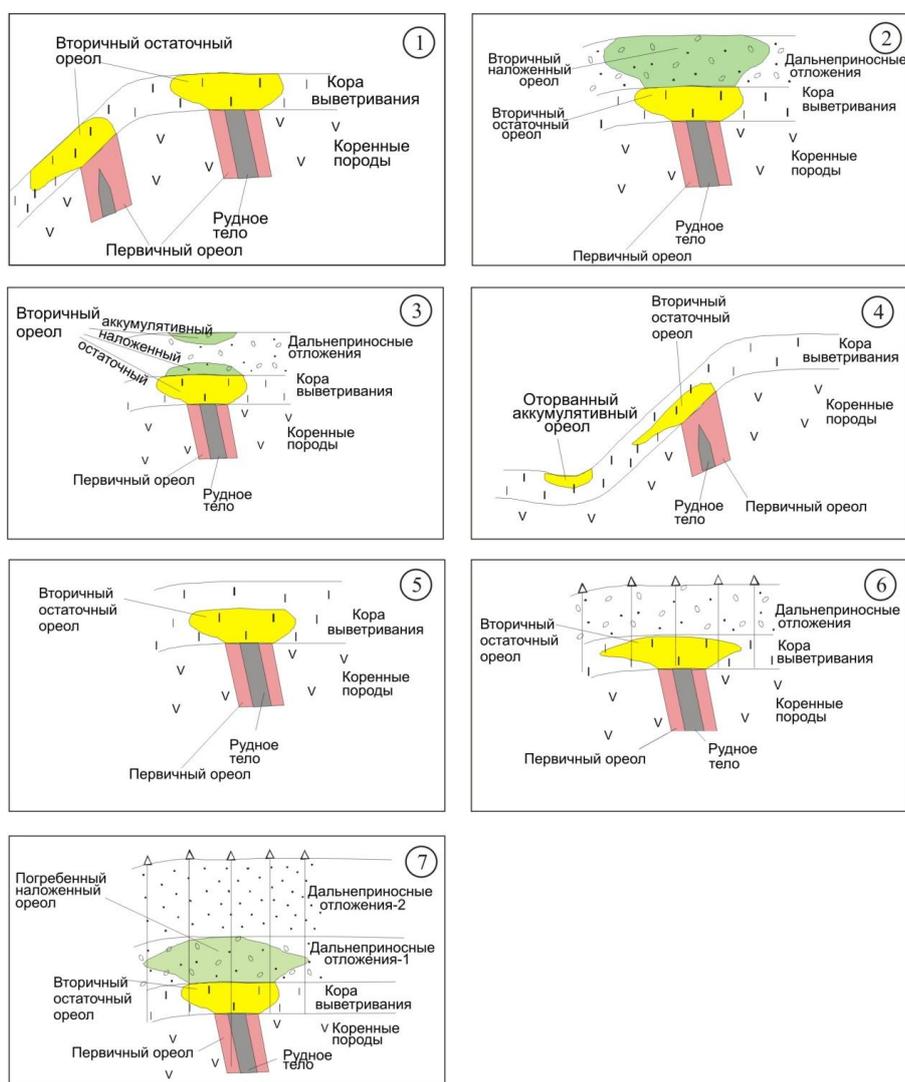
- а) открытые;
- б) закрытые.

*Открытыми* называются ореолы, которые обнаруживаются непосредственно на поверхности стандартными методами опробования.

К *закрытым* относят ореолы, которые выявляются стандартными методами на некоторой глубине (представительный горизонт опробования).

Строго говоря, разделение ореолов на закрытые и открытые носит не генетический, а технический характер и определяется чувствительностью применяемых методов анализа вещества.

В целом, в соответствии с перечисленными признаками, можно выделить 7 основных типов вторичных ореолов (рис. 10):



*Рис. 10. Типы вторичных ореолов*

- 1 – открытые остаточные; 2 – открытые наложенные;  
 3 – надрудные наложенные аккумулятивные; 4 – оторванные аккумулятивные;  
 5 – выщелоченные (разубоженные) остаточные; 6 – погребенные остаточные;  
 7 – погребенные наложенные

1) Открытые остаточные ореолы. Характерны, в основном, для хорошо расчлененных горных районов. Наиболее благоприятны для поисковых целей.

2) Открытые наложенные ореолы. Развиваются в равнинных районах с маломощным покровом дальнепринесных отложений, в зоне умеренного климата. Преобладает солевое рассеяние. Предельная мощность перекрывающих отложений, на которую распространяются солевые ореолы – 40–50 м (при стандартной методике опробования).

3) Надрудные наложенные аккумулятивные ореолы. Возникают в условиях сочетания солевого рассеяния с гипергенной аккумуляцией элементов. Эти ореолы трудно отличать от безрудных ландшафтных аномалий, в связи с чем они часто отбраковываются.

4) Оторванные аккумулятивные ореолы. Формируются элементами с высоким коэффициентом водной миграции, выщелоченными из открытых остаточных ореолов, которые в понижениях рельефа дают вторичные солевые аккумуляции.

5) Выщелоченные (разубоженные) остаточные ореолы. С поверхности стандартными методами не выявляются. Мощность горизонта выщелачивания колеблется от 0,5 м в умеренной зоне до 10 м в тропиках.

6) Погребенные остаточные ореолы. Существуют в районах, перетерпевших перед новым осадконакоплением стадию пенеппенизации с образованием древней коры выветривания. Внутри этой коры есть горизонт максимального развития ореолов, который используется как представительный при глубинных геохимических поисках.

7) Погребенные наложенные ореолы. Палеогеографический аналог современных наложенных ореолов. Используются при глубинных геохимических поисках для обнаружения погребенных остаточных ореолов.

### **6.3. Уравнения остаточного ореола рассеяния**

Каждая частица при формировании остаточного вторичного ореола совершает множество беспорядочных движений, которые можно уподобить броуновскому движению частиц в жидкостях и газах. Каждое движение частицы случайно, поэтому распределение их во вторичном ореоле тонкого рудного тела подчиняется нормальному закону:

$$C_x = \frac{M}{\sigma\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}} + C_{\text{фон}},$$

где  $C_x$  – содержание элемента в точке, отстоящей на расстоянии  $x$  от центра аномалии;  $M$  – линейная продуктивность аномалии;  $\sigma$  – коэффициент рассеяния элемента, по смыслу соответствующий среднеквадратическому отклонению;  $C_{\text{фон}}$  – фоновое содержание элемента.

Отсюда:

$$C_{max} = \frac{M}{\sigma\sqrt{2\pi}}, M = C_{max} \cdot \sigma \cdot \sqrt{2\pi}.$$

Из нормальности распределения частиц следует также, что мощность первичного ореола тонкого рудного тела  $2p = 2,5\sigma$ , то есть тонкими можно считать тела, у которых мощность меньше  $2,5\sigma$ .

Если же  $2p > 2,5\sigma$ , то ореолы рассеяния перестают подчиняться нормальному закону и их графики приобретают плоский максимум. Для этого случая Р.И. Дубовым [36] выведена формула:

$$C_x = \frac{C_{руд}}{2} \cdot \left[ \Phi\left(\frac{p+x}{\sigma}\right) + \Phi\left(\frac{p-x}{\sigma}\right) \right] + C_{фон}.$$

где  $C_{руд}$  – содержание элемента в рудном теле;  $p$  – полумощность рудного тела;  $\Phi(\dots)$  – табличные значения функции нормального распределения.

Отсюда, для мощного рудного тела:

$$C_{руд} = \frac{C_{max}}{\Phi\left(\frac{p}{\sigma}\right)}$$

#### **6.4. Вычисление коэффициента рассеяния $\sigma$**

Для тонкого рудного тела коэффициент рассеяния можно определить непосредственно по графикам содержаний элемента, сделав три независимых замера ширины графика аномалии на высоте ординат  $0,607 C_{max}$ ;  $0,325 C_{max}$  и  $0,135 C_{max}$  (рис. 11).

Из трех определений берется среднее арифметическое. Если же  $\sigma_1$  (от  $0,607 C_{max}$ )  $>$   $\sigma_2$  (от  $0,325 C_{max}$ )  $>$   $\sigma_3$  (от  $0,135 C_{max}$ ), это свидетельствует о большой мощности рудного тела, вследствие чего график аномалии становится плосковершинным. В этом случае  $\sigma$  следует определять по палеткам Р.И. Дубова [36].

С глубиной значения  $\sigma$  убывают согласно зависимости:

$$\sigma_z = \sigma \cdot \frac{h-z}{h},$$

где  $h$  – мощность рыхлых отложений,  $z$  – глубина взятия пробы.

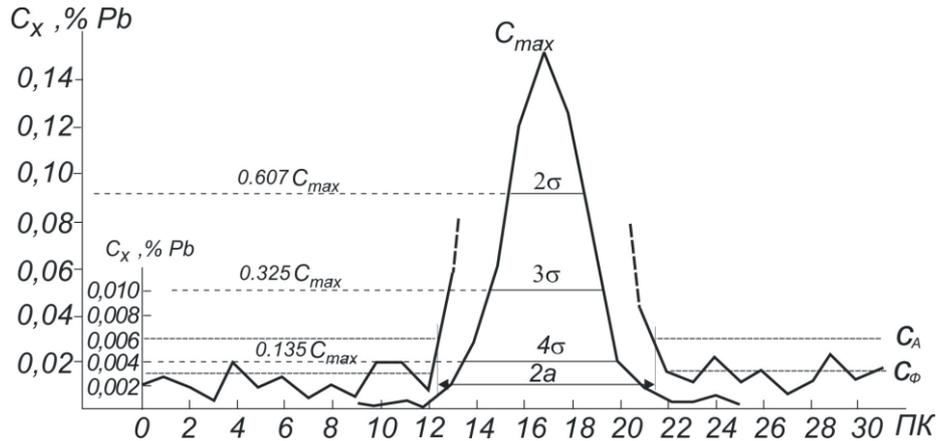


Рис. 11. Определение коэффициента рассеяния графическим путем (по [83])

### 6.5. Расчет продуктивности вторичного ореола рассеяния

При равномерной сети опробования для расчета продуктивности вторичного ореола рассеяния используются формулы:

линейная продуктивность:  $M = \Delta x \cdot \sum_{i=1}^n (C_i - C_{\text{фон}})$ ;

площадная продуктивность:  $P = 2L \cdot \sum_{j=1}^N M_j$ ;

где  $\Delta x$  – шаг пробоотбора по профилю,  $2L$  – расстояние между профилями,  $n$  – число аномальных точек на профиле,  $N$  – число аномальных профилей.

При неправильной сети опробования используются более общие формулы:

$$M = \sum_{i=1}^n \left[ \frac{x_{i+1} - x_{i-1}}{2} \cdot (C_i - C_{\text{фон}}) \right];$$

$$P = \sum_{j=1}^N \left[ \frac{y_{j+1} - y_{j-1}}{2} \cdot M_j \right],$$

где  $y_j$  – ордината соответствующего профиля по оси аномалии;  $N$  – число профилей.

Вычисления удобно оформлять в среде Excel. При работе в ArcGis можно воспользоваться формулами:

$$M = 2a \cdot (\bar{C}_j - C_{\text{фон}});$$

$$P = S \cdot (\bar{C} - C_{\text{фон}});$$

где  $2a$  – эффективная ширина геохимической аномалии по профилю  $j$ ;  $S$  – площадь аномалии;  $\bar{C}_j$ ,  $\bar{C}$  – среднее арифметическое содержание элемента по профилю  $j$  и в целом по аномалии.

### **6.6. Смещения и деформации вторичного ореола рассеяния**

Точка  $C_{\max}$  вторичного ореола совпадает с эпицентром выхода рудного тела только при вертикальном его залегании. Если рудное тело наклонное, то в простейшем случае расстояние от центра аномалии до рудного тела вычисляется по правилам геометрии:

$$L_{\beta} = h \cdot \operatorname{ctg}\beta,$$

где  $h$  – мощность коры выветривания,  $\beta$  – угол падения рудного тела.

Если склон наклонный, ореол с течением времени смещается вниз. Величина смещения зависит от многих параметров, но больше всего от мощности рыхлых отложений:

$$L_{\alpha} = A \cdot h^2 \cdot \sin \alpha,$$

где  $A$  – местный параметр, связанный с продолжительностью выветривания и, в конечном итоге, тоже с мощностью коры выветривания  $h$ .

То есть, смещение фактически пропорционально  $h^3$ . Отсюда вытекает так называемый «парадокс крутых склонов»: на пологих склонах (где денудация медленнее и мощность выветрелых пород выше) смещение ореолов больше, чем на крутых склонах. Это справедливо, конечно, только для естественных откосов.

Суммарное смещение ореола вычисляется путем геометрического сложения влияния обоих факторов, – наклона поверхности и угла падения рудного тела.

### **6.7. Наложённые ореолы. Методы усиления слабых аномалий**

В отличие от остаточных ореолов, образовавшихся при разрушении рудных тел и их первичных ореолов, наложенные ореолы формируются в изначально безрудных дальнепринесённых отложениях путем диффузии солей из нижележащих пород. Интенсивность этой диффузии зависит от множества факторов (степень обводнённости, проницаемость пород, наличие обменных реакций и т. д.), суммарное влияние которых невозможно учесть и рассчитать. Поэтому количественная интерпретация наложенных ореолов не практикуется; главной задачей является выявление наложенных аномалий при поисках глубоко залегающего оруденения. Обычными методами наложенные аномалии фиксируются в умеренном климате при мощности рыхлых отложений 5–7 м (в особо благоприятных условиях до 70–100 м). В сухих степях и пустынях эта мощность редко превышает 0,5–1,0 м.

Для повышения глубинности геохимических методов поисков используются различные способы усиления полезного сигнала, которые можно разделить на 2 группы: химико-аналитические и математические.

### 6.7.1. Аналитические (геоэлектрохимические) методы выявления слабых аномалий

Для выявления слабых аномалий, связанных с оруденением, используются специальные методы избирательного (фазового) анализа, которыми определяются не валовые содержания элемента, а только та его часть, которая связана в определенной форме нахождения.

Теоретической основой для применения геоэлектрохимических методов служит представление о существовании диффузионного ионного потока элементов в пленочных водах, движущегося от рудных тел к дневной поверхности и развиваемая концепция о переносе ионов рудных элементов в восходящих паро-газовых потоках вследствие адсорбции рудных ионов на поверхности газовых пузырьков [2, 14].

Рис. 12 иллюстрирует преимущество селективного метода анализа при выявлении «слепого» оруденения, которое в данных валового анализа может никак не проявиться.

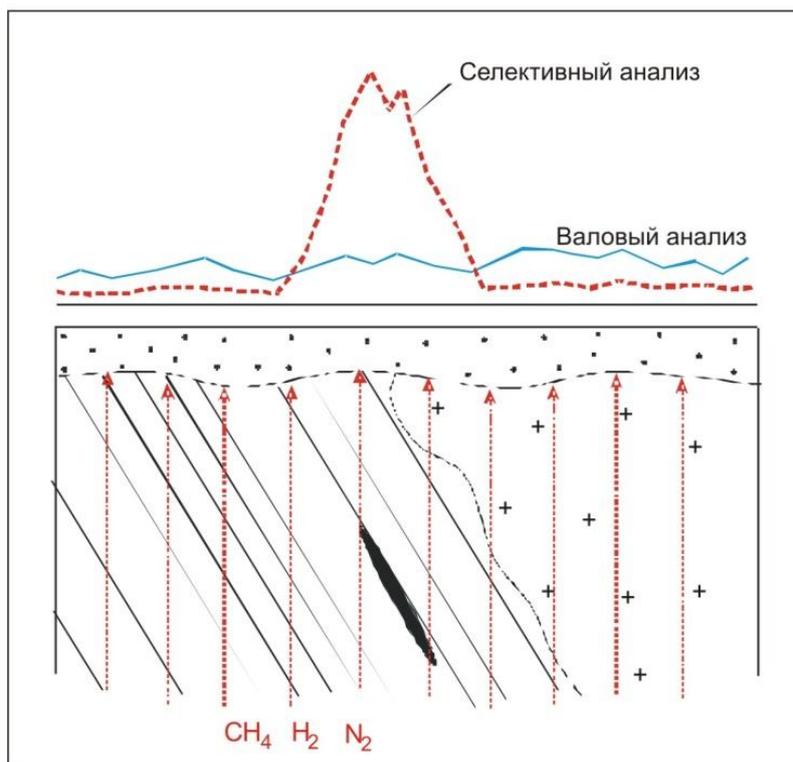


Рис. 12. Концентрация рудных элементов в почвах над глубокозалегающим рудным телом по данным валового и селективного анализов ( по [14])

В производственных условиях используются следующие основные модификации геоэлектрохимических методов:

1. Метод поисков по металлоорганическим формам нахождения элементов в почвах (метод почвенных форм – МПФ).
2. Термомагнитный геохимический метод – ТМГМ.

3. Метод диффузионного извлечения металлов – МДИ.
4. Метод ионно-парообразных форм – ИПФ.
5. Метод частичного извлечения металлов – ЧИМ.
6. Ионно-потенциометрический метод.

Метод *почвенных форм* (МПФ) основан на определении элементов, взаимодействующих с природными фульво- и гуминовыми кислотами почв. Опробуется гумусовый слой почвы. Проба отбирается «конвертом» из 5 рядом расположенных точек, высушивается и просеивается. Затем проба помещается в 0,06 М раствор пиррофосфата натрия и выдерживается при комнатной температуре 3–4 часа. Полученную вытяжку, которая содержит фульво- и гуминовые кислоты, анализируют на комплекс элементов-индикаторов методами атомно-абсорбционной спектроскопии (ААС) или масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP MS).

*Термомагнитный* метод (ТМГМ) основан на том, что содержащиеся в глинистом горизонте почв гидроокислы железа и марганца адсорбируют на себя рудные элементы из водных и газовых потоков, проходящих через месторождения. В валовых пробах доля этих гидроокислов невысока и аномалии рудных элементов не обнаруживаются. Для того, чтобы получить концентрат, отобранную из глинистого горизонта пробу обжигают при температуре 800 °С в специальной муфельной печи без доступа кислорода. Гидроокислы железа переходят в магнетит и легко извлекаются магнитом. Полученный концентрат анализируется количественным спектральным или рентгено-спектральным методами.

Метод *диффузионного извлечения* металлов (МДИ) основан на извлечении элементов, сорбированных почвой. В почву помещается полупроницаемый сосуд с электролитом и выдерживается несколько часов. В результате диффузии и диализа происходит накопление в электролите ионно-подвижных форм рудных элементов, содержание которых анализируется затем методами ААС и ICP MS.

Метод *ионно-парообразных форм* (ИПФ) отличается от предыдущего тем, что полупроницаемая оболочка сосуда интенсивно охлаждается, в результате чего на ней происходит конденсация парообразных соединений из почвенного воздуха, что значительно увеличивает скорость их диффузии внутрь сосуда. Размеры пор в стенках сосуда позволяют проникнуть внутрь его только ионным формам элементов, что обеспечивает селективность извлечения в пробу именно таких форм рудных элементов.

Метод *частичного извлечения металлов* (ЧИМ) основан на селективном извлечении ионных форм металлов под действием электрического тока, пропускаемого между заземленными электродами. В этих

условиях основными продуктами электролиза являются  $H^+$  и  $OH^-$ . Движущиеся к катоду катионы металлов реагируют с  $OH^-$ , образуя трудно-растворимые гидраты и до катода в итоге не доходят. Чтобы обеспечить накопление металлов на катоде, его помещают в пористый сосуд с азотной кислотой, которая нейтрализует  $OH^-$ . Ток пропускают в течение 40–50 часов, затем электрод извлекают и анализируют на содержание рудных элементов. Серийная станция, смонтированная на автомобиле, содержит 28 одновременно работающих элементоприемников.

*Ионо-потенциометрический* метод – основан на измерении концентраций в почве основных ионов ( $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $NH_4^+$ ,  $Cl^-$ ), а также величин  $Eh$  и  $pH$  среды. Пробы отбираются с глубины 20 см, высушиваются и просеиваются через сито 0,25 мм. Затем смешиваются с дистиллированной водой в соотношении 1:1 и на специальном приборе с ионо-селективными электродами производятся замеры содержаний ионов,  $Eh$  и  $pH$ . Установлено, что над сульфидными телами  $pH$  снижается (образование серной кислоты при окислении сульфидов), а над кварцево-карбонатными и золото-углеродистыми рудами  $pH$  повышается, а  $Eh$  снижается.  $K^+$ ,  $NH_4^+$ ,  $Cl^-$  образуют над рудными телами положительные ореолы, а  $Na^+$  – отрицательные.

#### 6.7.2. Математические методы усиления слабых аномалий

Эти методы более дешевые, чем химико-аналитические, поэтому при прочих равных условиях более предпочтительны. Наиболее простой способ – построение мультипликативных или аддитивных ореолов, например

$$\frac{Pb \cdot Zn \cdot Cu}{Co \cdot Ni \cdot Cr}, \text{ или } (Pb + Zn + Cu) - (Co + Ni + Cr).$$

При мультипликации  $m$  элементов амплитуда аномалии возрастает в  $m$  раз, а дисперсия – только в  $\sqrt{m}$  раз. Соответственно, в  $\sqrt{m}$  раз возрастает контрастность аномалии.

Аналогичный результат достигается при сглаживании наблюдений скользящим окном. При объединении в одно окно  $n$  проб полезный сигнал сохраняет свою амплитуду, а случайная составляющая дисперсии уменьшается в  $\sqrt{n}$  раз.

Совместное использование этих двух методов позволяет усилить контрастность аномалии в  $\sqrt{m \cdot n}$  раз. Отсюда мы можем ориентировочно оценить, какими должны быть  $m$  и  $n$ , чтобы полученная контрастность аномалии превысила 3:

$$m \cdot n = \left[ \frac{\gamma^*}{\gamma^0} \right] \geq \frac{9}{(\gamma_0)^2}$$

где  $\gamma_0$  – исходная контрастность аномалии,  $\gamma^*$  – контрастность, получаемая после математических процедур. Например, чтобы усилить до нужного уровня аномалию, контрастность которой не превышает 1, достаточно сгладить окном из трех проб произведение содержаний трех элементов.

### 6.8. Особенности зональности вторичных литохимических ореолов

Элементы в зоне гипергенеза ведут себя по разному, поэтому первичная эндогенная зональность не всегда адекватно отражается во вторичных ореолах. Все рудные минералы можно разделить на устойчивые и неустойчивые в зоне окисления. Соответственно, элементы, входящие в них, либо остаются на месте, либо выносятся за пределы рудных зон на десятки и сотни метров.

В целом, для сульфидных месторождений можно выделить два ряда главных индикаторных элементов:

1) Элементы с ограниченной подвижностью, образующие трудно-растворимые сульфаты, либо адсорбирующиеся на продуктах зоны окисления: Pb, Ag, Mo, As, Bi.

2) Элементы, образующие легко растворимые сульфаты и формирующие вторичные ореолы на значительном удалении от первоисточника: Cu, Zn, Ni, Co.

В табл. 3 дана характеристика гипергенной подвижности ряда элементов при различных окислительно-восстановительных параметрах среды [65].

Таблица 3. Подвижность химических элементов в гипергенных условиях

Относительная подвижность	Условия среды			
	окисляющие	кислые	нейтральные до щелочных	восстановительные
1	2	3	4	5
Очень высокая	Cl, I, Br, S, B	Cl, I, Br, S, B	Cl, I, Br, S, B, Mo, V, U, Se, Re	Cl, I, Br

1	2	3	4	5
Высокая	Mo, V, U, Se Re, Ca, Na, Mg, F, Sr, Ra, Zn	Mo, V, Se, Re, Ca, Na, Mg, F, Sr, Ra, Zn, Cu, Co, Ni, Hg, Ag, Au	Ca, Na, Mg, F, Sr, Ra	Ca, Na, Mg, F, Sr, Ra
Средняя	Cu, Co, Ni, Hg, Ag, Au, As, Cd	As, Cd	As, Cd	
Низкая	Si, P, K, Pb Rb, Ba, Be, Bi, Sb, Ge, Cs, Tl, Li	Si, P, K, Pb, Li, Rb, Ba, Be, Bi, Sb, Ge, Cs, Tl, Fe, Mn	Si, P, K, Pb, Li, Rb, Ba, Be, Bi, Sb, Ge, Cs, Tl, Fe, Mn	Si, P, K, Fe, Mn
Очень низкая до неподвиж- ной	Fe, Mn, Al, Ti, Sn, Fe, W, Nb, Ta, Pt, Zr Th, редкоземельные элементы	Al, Ti, Sn, Te, W, Nb, Ta, Pt, Cr, Zr, редкозе- мельные эле- менты	Al, Ti, Sn, Te, W, Nb, Ta, Pt, Cr, Zr, Th, ред- коземельные элементы, Zn, Cu, Co, Ni, Hg, Ag, Au	Al, Ti, Sn, Te, W, Nb, Ta, Pt, Cr, Zr, Th, редкоземель- ные элементы, S, B, Mo, V, U, Se, Re, Zn, Cz, Co, Cu, Ni, Hg, Ag, Au, As, Cd, Pb, Li, Rb, Ba, Be, Bi, Cs, Ge, Ti

### 7. Литохимические потоки рассеяния

Под литохимическими потоками рассеяния понимаются массы разрушенных денудацией горных пород, перемещаемые поверхностными водами в сторону понижений рельефа.

На поверхность суши ежегодно выпадает воды на 36 000 км<sup>3</sup> больше, чем испаряется. Стекая в моря и океаны, эти воды ежегодно выносят 20 млрд т твердых осадков и 2,5 млрд т растворенных солей. Поскольку механический перенос явно преобладает, при исследовании потоков рассеяния наиболее информативным является опробование твердой фазы стока (обычно это илесто-глинистая фракция).

Питание потоков рассеяния может осуществляться 4-мя путями:

- 1) в результате осыпания, обваливания и смыва со склонов материала механических вторичных ореолов;
- 2) путем переноса материала в растворенном состоянии подземными и поверхностными водами боковых склонов;
- 3) через солевые и газовые ореолы восходящей миграции;
- 4) в результате непосредственного размыва коренных пород и руд.

### 7.1. Уравнение идеального потока рассеяния

Для идеального потока предполагается, что содержание элемента в любой точке опробования является средним арифметическим для всей площади водосбора, относящейся к этой точке [86].

Рассмотрим, как изменяются содержания элемента в потоке рассеяния при поступлении в него материала разрушающегося рудного тела (рис. 13).

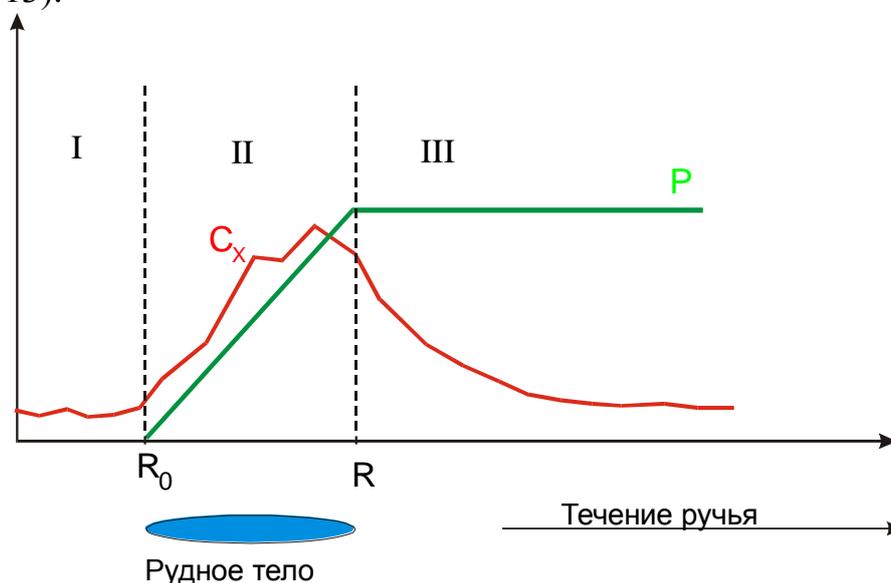


Рис. 13. Изменение содержания элемента в потоке рассеяния ( $C_x$ ) и продуктивности потока в различных участках долины ручья, дренирующего рудное тело

На участке I:  $C_x = C_{фон.}$ ; на участке III:  $C_x = C_{фон.} + P/S$ ; на участке II:  $C_x = C_{фон.} + [P(x-R_0)]/[S(R-R_0)]$ ; здесь  $P$  – продуктивность рудного тела;  $S$  – площадь водосбора

Поскольку в реальности  $C_x$  известно, а  $P$  надо найти, уравнение идеального потока рассеяния используется в виде (решение обратной задачи):

$$P = S_x(C_x - C_{фон.}).$$

Размерность продуктивности потока рассеяния –  $м^2 \cdot \%$ .

Согласно идеальной модели, ниже точки окончания поступления рудного материала (точки R), продуктивность потока должна оставаться на постоянном уровне.

## 7.2. Факторы, влияющие на содержание элемента в потоке рассеяния

Содержание элемента в потоке рассеяния в реальности зависит от ряда факторов, которые необходимо учитывать при выборе методики опробования потоков и интерпретации полученных результатов.

### 7.2.1. Положение рудного тела в долине водотока

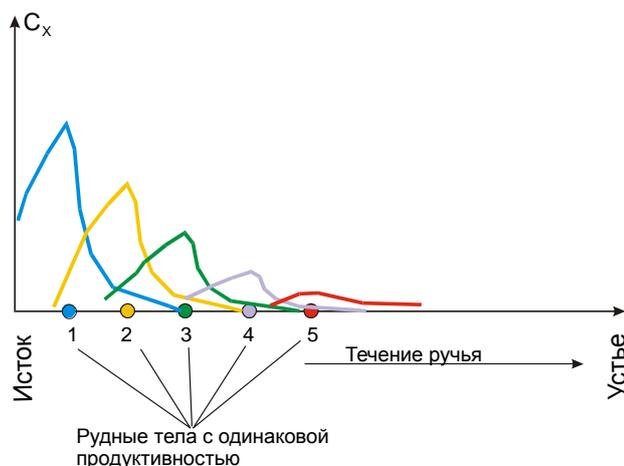


Рис. 14. Изменение содержания рудного элемента в потоке рассеяния в зависимости от положения рудного тела в долине ручья

Чем ближе рудное тело к вершине ручья, тем интенсивнее аномалия  $C_x$  при одних и тех же ресурсах полезного ископаемого. Это повышает требования к методике выделения слабых аномалий в нижней части долин.

### 7.2.2. Гранулометрический состав пробы

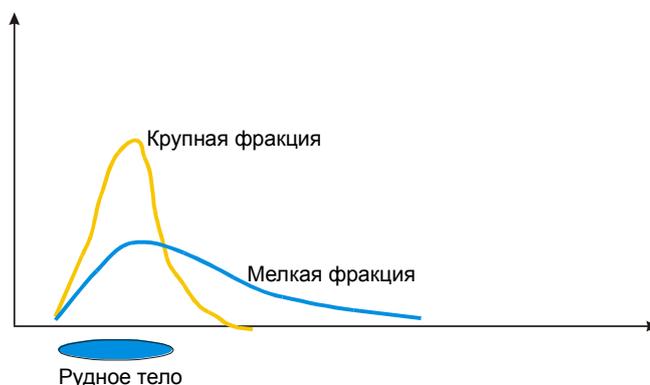


Рис. 15. Изменение содержания рудного элемента в потоке рассеяния в зависимости от гранулометрического состава пробы

Крупная фракция дает более интенсивные, но менее протяженные потоки рассеяния, чем мелкая фракция. Таким образом, для выявления слабых аномалий в ряде случаев предпочтительнее отбирать крупную фракцию.

### 7.2.3. Интенсивность денудации

На содержание элемента в потоке рассеяния влияет скорость истирания материала.

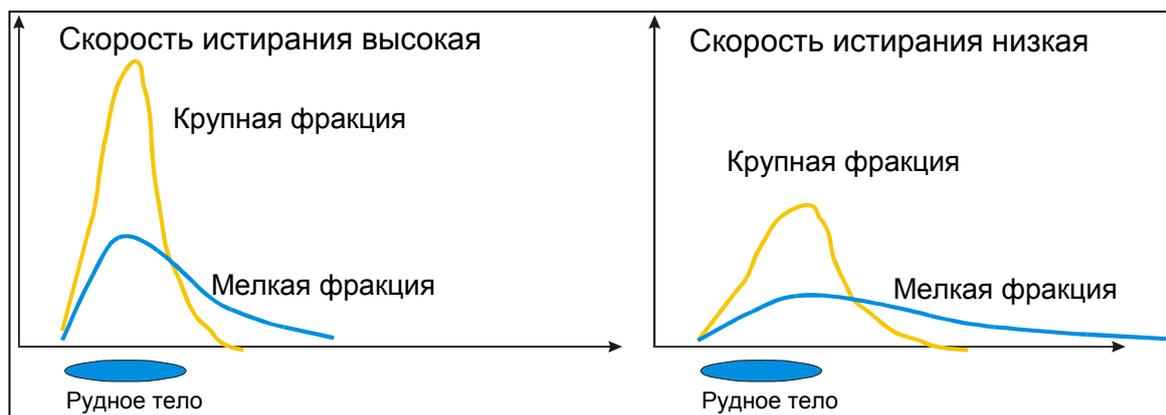


Рис. 16. Зависимость содержания рудного элемента в потоке рассеяния от интенсивности денудации

Чем выше скорость денудации, тем интенсивнее аномалии  $C_x$ , но короче потоки рассеяния, как в крупной, так и в мелкой фракциях.

### 7.2.4. Форма бассейна водосбора

При прочих равных условиях в вытянутых бассейнах интенсивность и протяженность потоков рассеяния выше, чем в изометричных, поскольку разубоживающее влияние притоков в первом случае меньше.

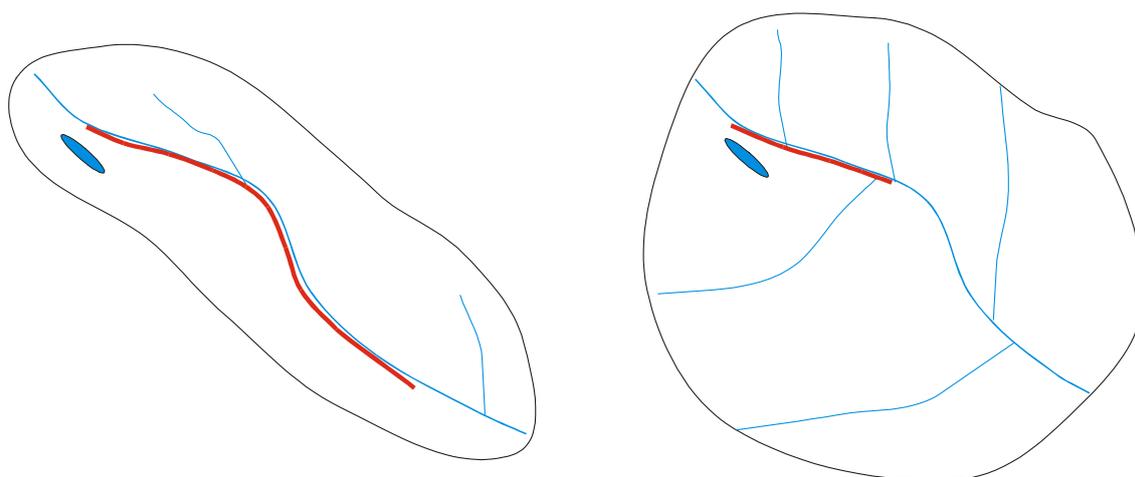


Рис. 17. Протяженность потоков рассеяния в долинах различной конфигурации

### 7.3. Уравнения реального потока рассеяния

На практике условия идеального потока рассеяния выдерживаются лишь для верховий водотоков первого порядка, где точка  $R_0$  находится на водоразделе. Чем ниже по течению водотока находится рудный объект, тем больший вклад в продуктивность потока вносит материал ближайших склонов. В итоге на интервале  $R_0-R$  продуктивность превышает теоретическую, а ниже точки  $R$  она быстро падает до нуля. С одной стороны, это повышает контрастность аномалий и облегчает их выявление, но, с другой стороны, делает проблематичным расчет истинной продуктивности потока. Для учета влияния ближайших склонов А.П. Солововым [86] предложено рассчитывать склоновый коэффициент аллювия:

$$\alpha = \frac{\ln \left[ \frac{C_R - C_{\text{фон}}}{C_i - C_{\text{фон}}} \right]}{\ln \left[ \frac{S_i}{S_R} \right]}$$

где  $C_i$  и  $C_R$  – содержания элемента в точках  $i$  и  $R$ ;  $C_{\text{фон}}$  – фоновое содержание элемента;  $S_i$  – площадь водосбора в точке  $i$ ,  $S_R$  – площадь водосбора в точке  $R$ ;  $i$  – точка, следующая за максимумом продуктивности, который принимается за точку  $R$ .

Рассчитав  $\alpha$  в 2–4 точках ниже  $R$  ( $i = 1, 2, 3, 4$ ), вычисляют из них среднее геометрическое. Полученное значение  $\alpha$  используется для расчета истинной продуктивности потока рассеяния по формуле:

$$P_{\text{ист}} = P_{\text{макс}} \cdot \lambda^{\alpha},$$

где  $\lambda = \frac{1 - \frac{S_{R0}}{S_R}}{1 - \left[ \frac{S_{R0}}{S_R} \right]^{\alpha}}$ .

В том случае, если на графике продуктивности есть несколько максимумов, между которыми  $P \neq 0$ , необходимо учитывать влияние вышележащего объекта на продуктивность нижележащего рудного интервала по формуле:

$$P_{\text{ист}} = \left[ P_{\text{макс}}(2) - P_{\text{макс}}(1) \cdot \left[ \frac{S_{R1}}{S_{R2}} \right]^{\alpha(1)-1} \right] \cdot \lambda(2),$$

здесь индекс 1 относится к вышележащему объекту, а индекс 2 – к нижележащему.

После вычисления  $P_{\text{ист}}$  (в  $\text{м}^2 \cdot \%$ ) могут быть оценены ресурсы металла (в тоннах) в выявленном объекте по формуле:

$$Q = \frac{1}{40k'k} \cdot H \cdot P,$$

где  $k'$  – местный коэффициент пропорциональности потоков рассеяния вторичным ореолам;  $k$  – коэффициент остаточной продуктивности вторичных ореолов относительно первичных;  $H$  – рациональная глубина подсчета ресурсов.

Площади водосбора для точек опробования удобно определять в среде ArcGis (рис. 18). Здесь же можно вычислять продуктивности потоков и вести подсчет ресурсов. Можно также выполнять эти операции в электронных таблицах Excel.

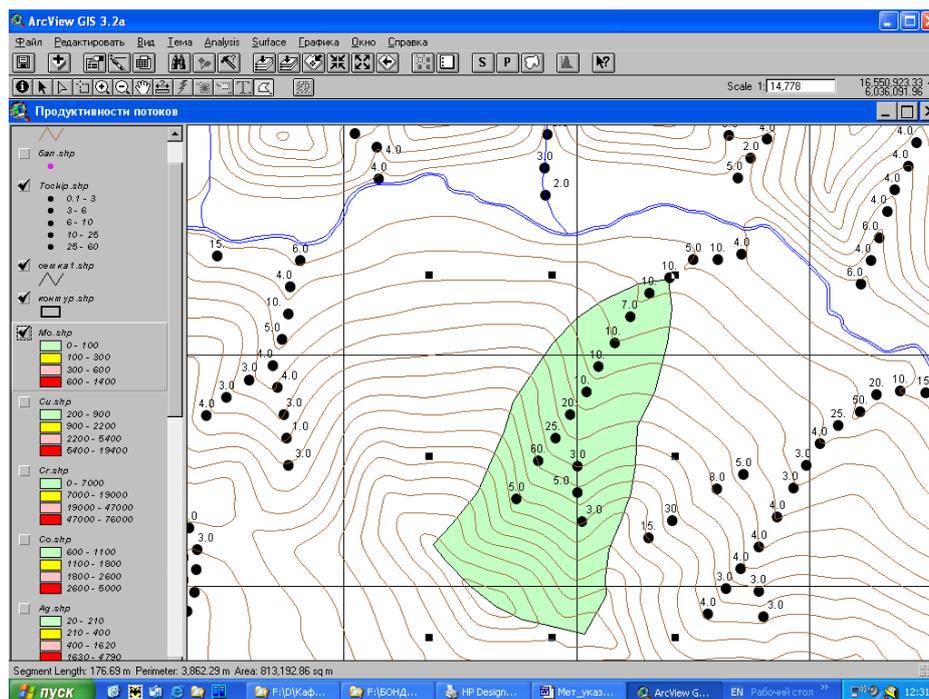


Рис. 18. Пример оконтуривания площади водосбора в программе ArcView

Предложенный А.П. Солововым склоновый коэффициент аллювия неоднократно подвергался критике. Свои, более сложные в вычислительном отношении, варианты учета влияния ближайших склонов предлагали В.В. Поликарпочкин [69], В.А. Романов [78, 79] и другие исследователи. Однако до настоящего времени подавляющее большинство геохимиков использует методику А.П. Соловова, как более удобную для практического применения. Она же рекомендуется и действующей Инструкцией по геохимическим методам поисков [41].

## 8. Методика поисковых литогеохимических работ

Поисковые литогеохимические работы проводятся обычно совместно с геофизическими съемками на первом (опережающем) этапе выполнения поисковых работ. Сеть опробования определяется масштабом

работ, характером поставленных задач и в целом соответствует следующим параметрам.

*По потокам рассеяния:*

Отбор проб: при масштабе 1:200 000 – 1 проба на 1 кв. км (между ручьями примерно 2 км, между пробами по ручью 0,5 км); при масштабе 1: 50 000 – 8 проб на кв. км (расстояние между ручьями 0,5 км, между пробами по ручью 0,25 км). В более крупных масштабах потоки рассеяния обычно не исследуются, поэтому дальнейшее сгущение сети опробования может осуществляться только при проведении специальных опытно-методических работ.

Проба отбирается из илисто-глинистой фракции аллювия в русле ручья, вес пробы 200–500 г. Проба высушивается, просеивается через сито 1 мм, истирается и отправляется на анализ. В ряде случаев опробоваться и отдельно анализироваться могут несколько фракций, если опытно-методическими исследованиями доказана такая необходимость.

*По вторичным ореолам рассеяния:* расстояние между профилями – 1 см в масштабе карты, между пробами – 2 мм в масштабе карты. Например, для масштаба 1:10 000 сеть опробования составляет 100 × 20 м. Проба отбирается из представительного горизонта почвы (определяется в процессе опытно-методических работ), с глубины 20–40 см. Обычно это суглинки. В пробу берется 200–300 г материала. Проба высушивается, просеивается через сито 1 мм, чтобы избавиться от корней растений и крупных обломков, истирается до пудры (0,07 мм) и соответствующие навески отправляются на анализы.

Следует иметь в виду, что на территориях, где представительного материала для опробования не хватает (горные, горно-таежные районы с развитием осыпей и курумников, арктические регионы с развитием солифлюкционных террас) как вынужденная мера широко практикуется отбор в пробу дресвы и даже щебня. По сути дела, это тоже образования вторичных механических ореолов рассеяния, но к интерпретации таких результатов следует подходить очень тщательно. Разнородность и неравная представительность проб может привести как к пропуску промышленных объектов, так и к необоснованному оптимизму в оценке аномалий.

*По первичным ореолам:* по всем горным выработкам, керну скважин и имеющимся обнажениям отбираются сколковые пробы (рис. 19).

В одну пробу объединяется 8–10 сколков. Длина интервала (пробы) обычно 5 м (вблизи рудных тел до 1 м, на периферии рудного поля до 20 м).

Вес пробы 400–500 г. Проба дробится, истирается и отправляется на анализы.

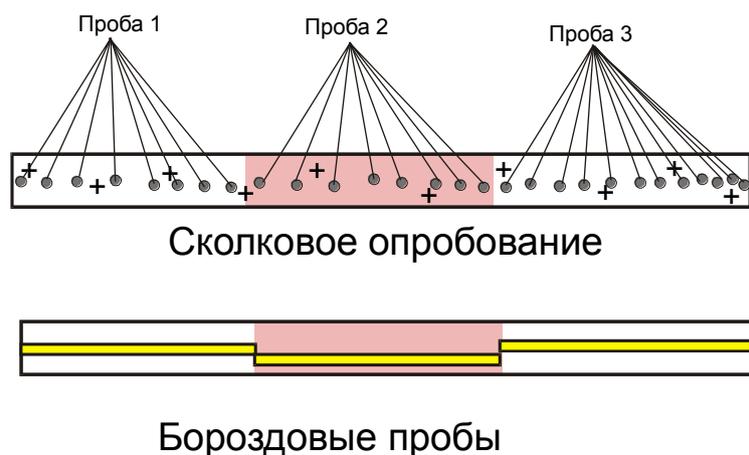


Рис. 19. Виды геохимического опробования первичных ореолов

В качестве геохимических проб можно также использовать дубликаты истертых бороздовых или керновых проб.

Для всех видов геохимических работ обязательным является отбор контрольных проб в объеме 3 %.

При выполнении анализов также обязательным является внутренний и внешний контроль анализов (по 3 %).

В качестве основных методов анализа на производстве до сих пор широко используются приближенно-количественный спектральный анализ на 20–40 элементов и спектрозолотометрический для определения золота. Их преимущества – относительная дешевизна и экспрессность. Однако, для решения актуальной на сегодня задачи выявления скрытого оруденения эти методы уже не обладают необходимой чувствительностью и воспроизводимостью. В ряде организаций уже начался переход на масс-спектрометрию с индуктивно связанной плазмой (ICP MS). Эта методика, используемая сегодня во всех развитых странах, позволяет оперативно определять концентрации практически всех элементов и даже их изотопов с максимально высокой чувствительностью.

Для решения частных задач широко используются также атомно-абсорбционный, рентгенофлуоресцентный, нейтронно-активационный и другие виды анализов.

## 9. Биогеохимический метод поисков

Биогеохимический метод поисков основан на измерении содержания химических элементов в растениях (точнее, в золе растений), растущих над погребенными ореолами и месторождениями. Предполагается, что колебания содержания элементов в растениях адекватно отра-

жают различия концентраций этих элементов в породах зоны питания корневой системы растений.

Растения должны быть безбарьерными и широко распространенными. Безбарьерными называются растения, в которых содержание элемента прямо пропорционально его содержанию в области питания корневой системы. В барьерных растениях накопление элемента идет только до определенного уровня и далее остается постоянным (рис. 19).

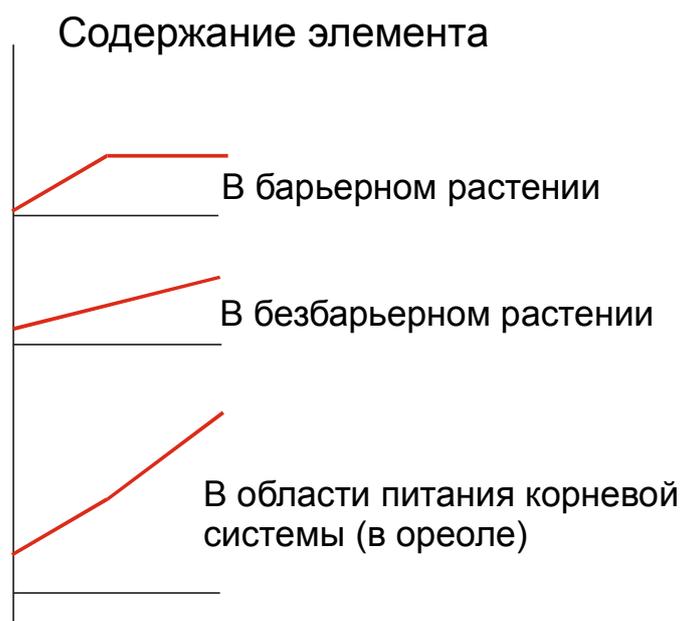


Рис. 19. Соотношение концентраций химического элемента во вторичном ореоле и в различных типах растений

Способность элемента накапливаться в растениях можно охарактеризовать с помощью коэффициента биологического поглощения – это отношение содержания элемента в растении (в сухом остатке) к его содержанию в почве. По этому параметру все элементы можно разделить на 4 группы (табл. 4).

Таблица 4. Коэффициенты биологического поглощения (КБП) химических элементов (по [65])

Характер абсорбции	Элемент	Физиологическая роль	КБП $\times 10^4$
1	2	3	4
Сильная абсорбция	B	Существенный	850
Средняя абсорбция	S	»	480
	Zn	»	450

Продолжение таблицы 4

1	2	3	4
	P	»	440
	Mn	»	200
	Ag	Несущественный	125
	Ca	Существенный	70
	Sr	Несущественный	65
	Cu	Существенный	65
	K	»	60
	Ba	Несущественный	60
	Se	Существенный	50
Слабая абсорбция	Mo	»	20
	Mg	»	17
	Ni	Несущественный	15
	Co	»	10
	U	»	10
	Fe	Существенный	6
Очень слабая абсорбция	Na	»	3,5
	Rb	Несущественный	3,5
	TR	»	1,5
	Cr	»	1,5
	Li	»	0,75
	Si	»	0,30
	V	»	0,30
	Ti, Al	»	0,15

В пробу берутся определенные части одного и того же растения (кора березы в лесной зоне, надземная часть кустов полыни в степях и т. д.).

Можно брать в пробу листья, это значительно ускоряет процесс отбора и обработки проб. Но содержания элементов в листьях подвержены значительным сезонным и климатическим колебаниям, поэтому такую съемку надо делать очень быстро и интерпретировать результат значительно труднее.

Вес пробы составляет 100–400 г (в зависимости от материала). Проба переводится в золу в специальных тиглях, обычно прямо в поле. Зола затем анализируется на комплекс элементов так же, как и литогеохимические пробы.

### **9.1. Условия применения биогеохимического метода поисков**

В сравнении с литохимическими ореолами, связь биогеохимических ореолов с оруденением более опосредована, поэтому применение биогеохимического метода (вместо литогеохимического) можно рекомендовать только в определенных условиях:

- 1) при наличии выщелоченных с поверхности («закрытых») вторичных литогеохимических ореолов рассеяния;
- 2) на площадях с погребенными вторичными ореолами при наличии чехла дальнеприносных отложений до 10 м в условиях умеренного климата;
- 3) то же, при мощности чехла дальнеприносных отложений 50–80 м в условиях сухих степей и полупустынь;
- 4) на заболоченных территориях при неглубоком (до 10 м) залегании рудоносных пород;
- 5) на площадях развития крупноглыбовых (курумовых) осыпей.

Соответственно, применение биогеохимического метода нецелесообразно:

- 1) в активно денудированных районах, где первичные и вторичные ореолы обнажаются на поверхности;
- 2) при залегании первичных и вторичных ореолов на большой глубине, заведомо недоступной для корневой системы растений;
- 3) на площадях, лишенных безбарьерных видов растений;
- 4) при поисках руд, элементы-индикаторы которых входят в состав труднорастворимых крупных кристаллов и недоступны для растений.

### **10. Гидрогеохимический метод поисков**

Гидрогеохимический метод поисков основан на изучении распределения химических элементов в подземных и поверхностных водах, омывающих месторождения и их ореолы рассеяния [1, 45, 90].

Гидрогеохимический метод в благоприятных условиях более глубинный и более производительный, чем биогеохимический, но выбору между этими двумя методами поисков должен предшествовать детальный анализ всех факторов – геологических, ландшафтных, организационных, экономических и т. д.

В целом применение гидрогеохимического метода целесообразно:

- 1) в труднодоступных горных районах, где опробование литохимических ореолов технически сложно;
- 2) для поисков глубоко погребенных рудных тел;
- 3) для выявления погребенных рудоконтролирующих структур (разломов, интрузий и т. д.);

4) для выявления зон пластового окисления («ролловых» месторождений);

5) при поисках месторождений калийных солей.

Положительным моментом является то, что гидрогеохимическую пробу не надо переводить в раствор. Это значительно облегчает процесс пробоподготовки при использовании современных методов анализа (масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой, атомная абсорбция).

Сеть опробования, в зависимости от масштаба съемки:

1:200 000 от 0,1 до 0,4 точек на км<sup>2</sup>;

1:50 000 от 1 до 2 точек на км<sup>2</sup>;

1:25 000 от 3,3 до 5 точек на км<sup>2</sup>.

При интерпретации гидрогеохимических аномалий следует учитывать следующие моменты:

1) Увеличение содержаний элементов в водах происходит не только при разрушении рудных ореолов, но и вследствие общего увеличения минерализации вод от верховий водотоков к низовьям;

2) При геометризации аномалии надо учитывать, что ее контур должен соответствовать направлению стока подземных вод;

3) Перспективность аномалии оценивается исходя из ее интенсивности, геологической ситуации и особенностей зональности.

## 11. Атмогеохимический метод поисков

Атмогеохимический метод поисков основан на измерении концентрации газов в почвенном воздухе. Установлено, что над месторождениями любого генезиса существуют газовые ореолы, которые можно разделить на 3 группы:

1) газы, сингенетичные процессу рудоотложения;

2) газы из зон тектонических нарушений;

3) газы, возникающие при гипергенных процессах.

По составу это обычно смесь углеводородов (в первую очередь, метан), углекислый газ, пары металлов (в первую очередь, ртути).

Наиболее широко используется при поисках месторождений различных типов газортутный метод [94].

Содержания ртути над сульфидными месторождениями составляют от  $10 \cdot 10^{-6}$  до  $900 \cdot 10^{-6}$  %. Накопление ртути происходит как в процессе образования сульфидов (абсорбция), так и после их формирования (адсорбция на поверхности кристаллов). Ртуть очень легко отделяется в газовую фазу, поэтому все сульфидные месторождения постоянно ей «дышат».

Нефтяные и газовые месторождения содержат ртуть в количествах, превышающих фон в 10–1000 раз, угольные – в 10–500 раз.

Отбор проб производится специальным отборником с глубины 40–60 см. С помощью насоса откачивается в течение минуты почвенный воздух, ртуть адсорбируется на специальном золотом сорбенте, а затем этот сорбент нагревают и определяют содержание паров ртути.

## **12. Технология геохимического картирования при средне-мелкомасштабных исследованиях**

В зависимости от масштаба проявления рудного процесса принято выделять следующий иерархический ряд металлогенических единиц:

1. Рудные тела  $<1 \text{ км}^2$
2. Месторождения  $1\text{--}10 \text{ км}^2$ ;
3. Рудные поля и узлы  $10\text{--}100 \text{ км}^2$ ;
4. Рудные районы  $100\text{--}1000 \text{ км}^2$ ;
5. Металлогенические зоны  $1000\text{--}10000 \text{ км}^2$ ;
6. Металлогенические провинции  $10000\text{--}1000000 \text{ км}^2$ .

### ***12.1. Геохимические поиски при ГДП-200***

Объектами поисков при ГДП-200 являются рудные узлы и поля в пределах рудных районов [58].

В настоящее время модели первичных геохимических ореолов, которые можно использовать для прогнозирования и поисков оруденения разработаны только для объектов рангов рудных тел и месторождений. Что касается рудных узлов и полей, то достаточно полной информации о строении первичного геохимического ореола объектов такого ранга пока нет. Предполагается, что аномальные геохимические поля рудных узлов и полей представляют собой определенное сочетание ореолов рудных тел и зон рассеянной минерализации (фиксирующих рудоконтролирующие структуры).

Объектом геохимических методов поисков является, таким образом, рудогенное аномальное геохимическое поле, параметры которого должны быть описаны в прогнозно-поисковой модели.

Прогнозно-поисковая модель – это воображаемая пространственная фигура правильной формы, в пределах которой сосредоточен весь комплекс свойств, сопутствующих скоплениям полезных ископаемых и выделяющих эту фигуру на фоне окружающей геологической среды.

К обязательным модельобразующим признакам относятся:

- 1) Вид объемной фигуры (плитообразная, объемная, стержневая);
- 2) Форма в проекции на дневную поверхность (круглая, овальная, линейная);

3) Положение оруденения в модели. Учитывая развитие гидротермального процесса снизу вверх, рудоносная зона должна находиться в нижней части модели.

4) Масштабы развития рудного процесса. Можно выделить три типа моделей по масштабам процесса:

а) совокупность мелких изолированных рудопроявлений;

б) группа относительно обособленных месторождений среднего масштаба;

в) рудные поля с интенсивным развитием рудного процесса, включающие крупные месторождения с хорошо выраженными закономерностями их размещения в единых структурах.

5) Неоднородности геохимического поля. Могут быть связаны как с концентрационной зональностью оруденения (постепенное уменьшение содержаний по мере удаления от руды), так и со структурно-геологическими особенностями вмещающей среды.

Идеализированный вариант концентрационной зональности геохимического поля изображен на рис. 20.

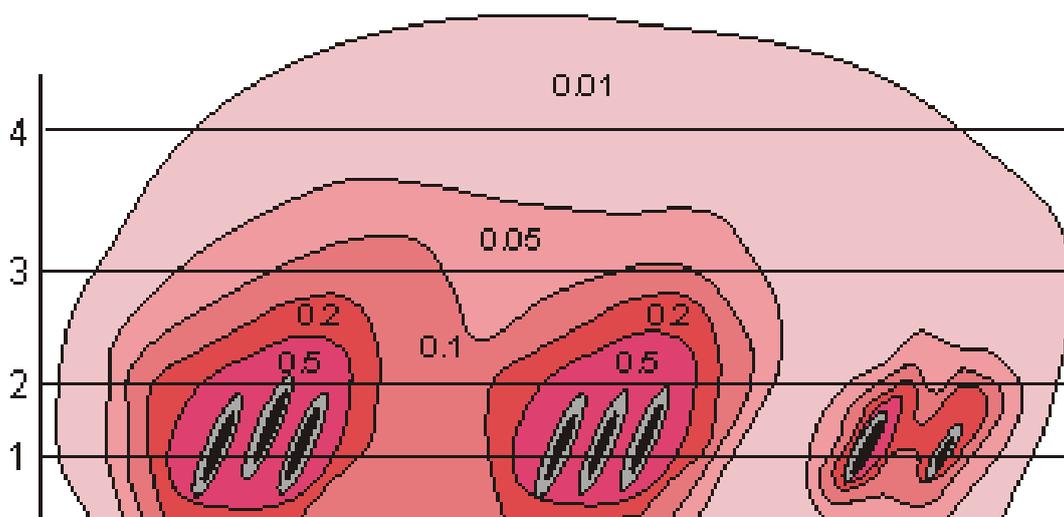


Рис. 20. Модель концентрационной зональности аномального геохимического поля (по [58])

В реальности эта картина искажается из-за наличия геохимических барьеров, зон повышенной проницаемости, разломов и т. д. В ряде случаев это повышает вероятность обнаружения рудоносных зон (вдоль рудоконтролирующих разломов аномальное геохимическое поле может распространяться достаточно далеко от источника).

По степени проявленности в геохимическом поле объекты поисков и соответствующие им модели можно подразделить следующим образом (рис. 21):

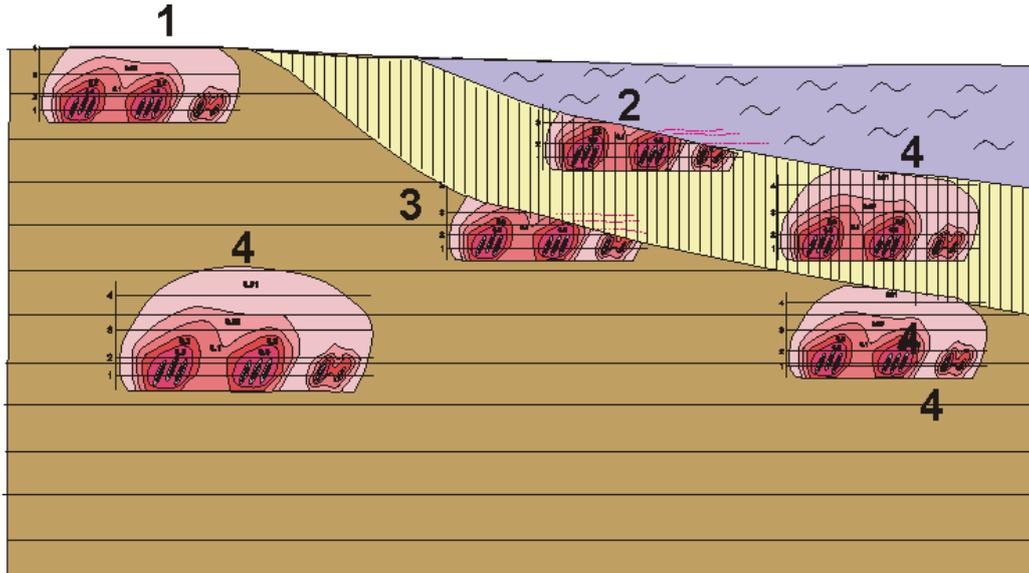


Рис. 21. Степень проявленности поисковых геохимических моделей (по [58])

- а) выходящие на эрозионную поверхность своим аномальным геохимическим полем;
- б) выходящие под чехол рыхлых отложений своей рудоносной зоной с образованием вторичных ореолов;
- в) выходящие рудоносной зоной на древний эрозионный срез и перекрытые более молодыми отложениями с образованием в них вторичных ореолов;
- г) скрытые (слепые), рудоносная зона которых никогда не была эродирована и не проявлена во вторичных ореолах.

### 12.1.1. Количественная оценка ресурсов при ГДП-200

Существует множество методов оценки прогнозных ресурсов при средне-мелкомасштабных работах, но большинство из них опирается на гипотетические параметры процесса оруденения, достоверность которых оценить невозможно [54]. Наиболее достоверные результаты дает объемно-геохимический метод, подразумевающий, что ресурсы металла пропорциональны объему рудоносного геологического комплекса, оценить который значительно проще:

$$Q = 10^{-6} \cdot \frac{K}{C} \cdot S \cdot H \cdot d \cdot K - Q_m ,$$

где  $Q$  – ресурсы металла в т;  $K$  – среднее содержание металла в геологическом комплексе (г/т);  $C$  – минимальное промышленное содержание рудного элемента в месторождении (г/т);  $S$  – площадь рудоносного комплекса;  $H$  – мощность рудоносного геологического комплекса (м);  $d$  – средняя плотность горных пород рудоносного геологического комплек-

са ( $\text{т/м}^3$ );  $Q_m$  – запасы металла, учтенные в месторождениях, связанных с рудоносным геологическим комплексом.

Величина  $\frac{K}{C}$  носит название коэффициента металлоносности ( $K_m$ ), она показывает, какая часть металла из общих геохимических ресурсов геологического комплекса может сконцентрироваться в месторождениях. Значения изменяются от 0,3–0,8 (ранг рудных тел) до  $10^{-7}$  (структуры глобального уровня). Для рудных тел и месторождений этот показатель называют также коэффициентом балансовых руд.

## ***12.2. Многоцелевое геохимическое картирование***

В последние годы в Институте минералогии и геохимии редких элементов (ИМГРЭ) разработана оригинальная технология многоцелевого геохимического картирования (МГХК) [27, 28, 61]. Это мелкомасштабные (1:1000000) исследования, предназначенные для комплексной геохимической оценки территорий.

Известно, что практически любые как природные, так и техногенные процессы вызывают химические преобразования горных пород, почв, поверхностных и подземных вод, атмосферы, биоты, т.е. изменение характеристик их геохимических полей: состава и концентрации химических элементов, характера взаимосвязи между ними и т. д., что приводит к возникновению динамического интегрального геохимического поля, связывающего в единую систему все оболочки Земли, так или иначе затронутые процессами жизнедеятельности человека.

Объектами многоцелевого геохимического картирования являются экогеосистемы, фиксируемые интегральными геохимическими полями, которые формируются в результате взаимодействия и трансформации потоков веществ природного и антропогенного происхождения. Под экогеосистемой понимается функциональная система, включающая сообщество живых организмов и природно-геологическую среду, взаимодействующих между собой в обмене веществом, энергией и информацией.

Основные особенности технологии многоцелевого геохимического картирования:

- 1) Замена случайного опробования по регулярной сети на детерминированное опробование квазироднородных участков, выделенных на основе многофакторного районирования (рис. 22).

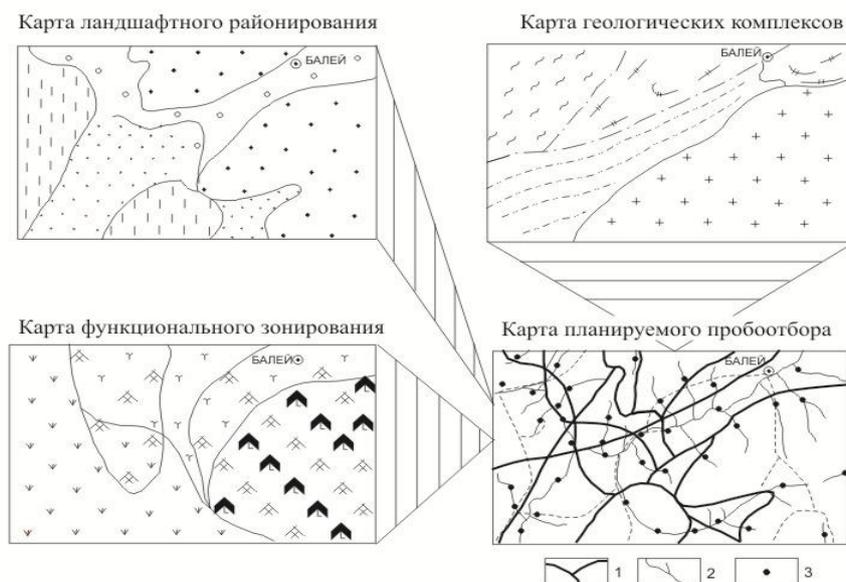


Рис. 22 Схема проведения многофакторного районирования территории:  
 1 – границы квазиоднородных площадей; 2 – речная сеть;  
 3 – точки сопряженного пробоотбора

2) Системное изучение сопряженных компонентов природно-геологической среды.

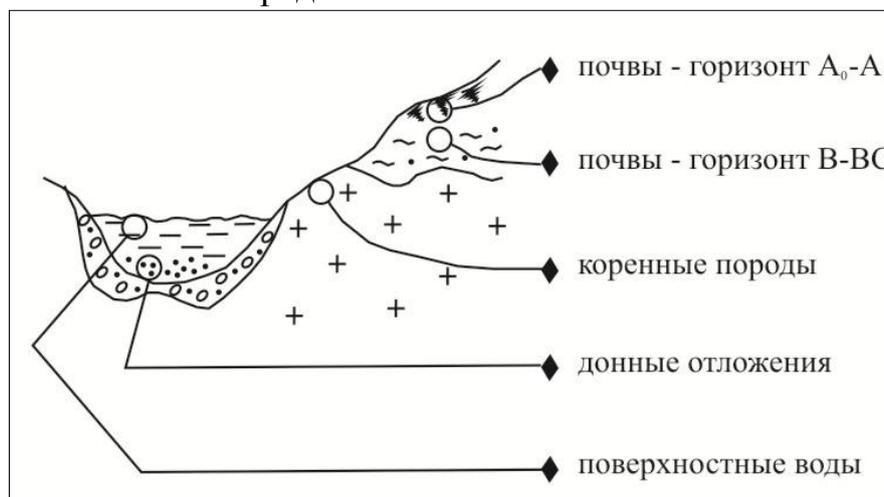
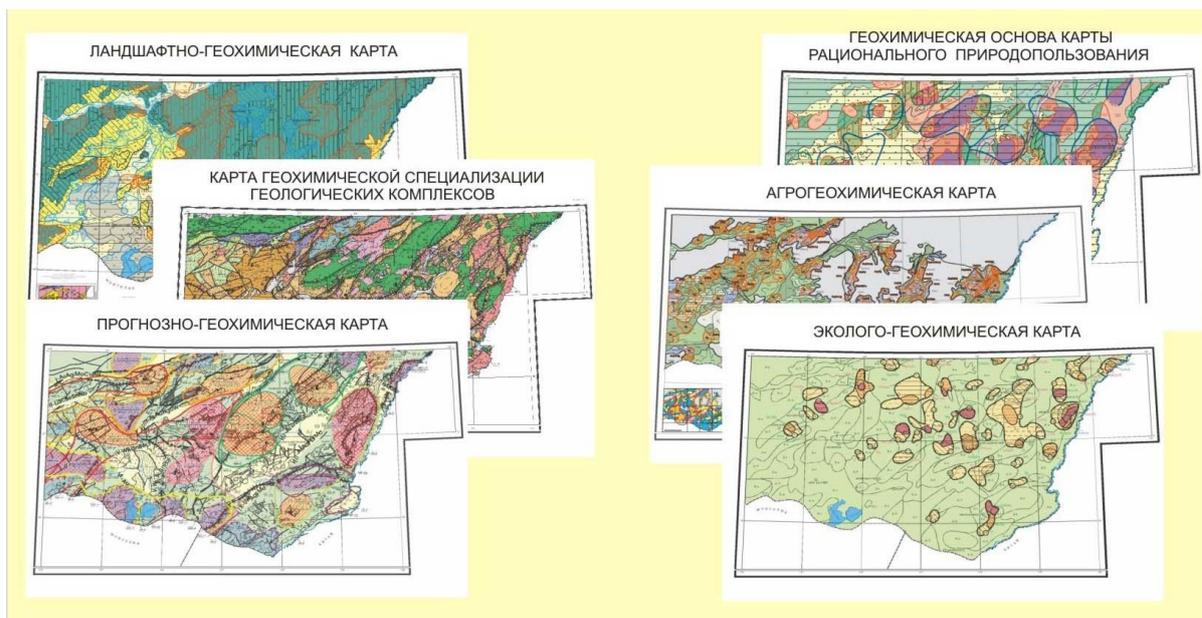


Рис. 23 Схема сопряженного отбора геохимических проб

- 3) Применение современных аналитических инструментальных многокомпонентных методов;
- 4) Создание полистных банков данных и компьютерная обработка информации по комплексу программ «ГЕОСКАН»
- 5) Создание комплектов цифровых карт многоцелевого назначения на основе ГИС-технологий



*Рис. 24 Комплект многослойных цифровых карт, создаваемых на основе ГИС-технологий*

Создание таких карт позволяет решать широкий круг задач:

- провести прогнозно\_геохимические работы в различных ландшафтно-геохимических обстановках и в регионах разной сложности геологического строения;
- выявить перспективные рудогенные геохимические аномалии ранга потенциальных металлогенических, рудных районов и узлов;
- осуществить количественную прогнозную оценку минерально-сырьевого потенциала территории на цветные, редкие, благородные металлы, алмазы и отдельные виды нерудного сырья;
- обосновать направления и рациональный комплекс методов проведения прогнозно-поисковых и поисково-оценочных работ с учетом инвестиционной привлекательности выявленных перспективных площадей;
- разработать рекомендации по проведению ГРР на выявленных перспективных площадях; создать геохимические основы Государственных геологических карт масштаба 1:1 000 000 третьего поколения для повышения их объективности и прогностических свойств;
- оценить потенциальную геохимическую эндемичность территорий;
- выделить экологически неблагоприятные площади на основе оценок загрязнения окружающей среды токсичными химическими элементами и соединениями.

К настоящему времени по результатам МГХК-1000, проведенного на площади 22 листов и по ретроспективным данным (55 листов) составлены комплекты цифровых геохимических карт как основа Государственных геологических карт нового поколения, позволяющие повысить их информативность и прогностические свойства. В итоге выявлены потенциальные рудные районы и узлы: в Карелии, на Северном Кавказе, на Среднем Урале, в Прибайкалье, в Восточном Забайкалье, в Приморье, на Камчатке, в Республике Тыва, на юге Сибирской платформы и в Корьякии, перспективные на благородные, редкие, цветные, черные металлы и алмазы. Проведена также комплексная эколого-ресурсная оценка изученных МГХК-1000 территорий, по которым составлены геохимические основы комплексных кадастров земель и даны рекомендации по рациональному природопользованию [61].

### **13. Требования к содержанию проектных и отчетных материалов по геохимическим работам**

Геохимические методы в комплексе поисковых работ являются ведущими, поэтому к их проведению и интерпретации результатов предъявляются достаточно жесткие требования [19].

В проектах на проведение прогнозно-поисковых и поисково-оценочных работ обязательно планируются геохимические работы и отражается следующая информация об их проведении:

#### *1. Обоснование технологии ведения работ*

##### *1.1. Обзор и анализ результатов предшествующих геохимических работ*

В разделе отражается анализ результатов предшествующих геохимических работ для обоснования возможности использования их в настоящих работах.

1.1.1. Дается оценка качеству и достоверности опосредования территории (объекта) по масштабам и видам геохимических работ, степени соответствия использованных ранее аналитических методов и интерпретации геолого-геохимической информации современному уровню исследований. Основное внимание уделяется геохимическим методам, результаты которых послужили основанием для постановки работ.

1.1.2. Приводится карта (схема) геохимической изученности объекта.

1.1.3. Дается краткая характеристика перспективных геохимических аномалий, выявленных ранее на территории ведения поисковых работ. Приводятся их основные параметры и оценка (размер, состав, рудно-формационный тип, уровень эрозионного среза, прогнозные

ресурсы и т. д.). Перечисленные сведения могут быть приведены в форме каталога и вынесены в текстовые приложения.

### *1.2. Ландшафтно-геоморфологические условия ведения работ*

Раздел должен содержать обоснование возможности использования геохимических методов поисков (с количественной или качественной интерпретацией данных) на всей изучаемой территории или на ее части для решения прогнозно-поисковых задач.

1.2.1. Создается карта (схема) районирования территории по условиям применения геохимических методов поисков на ландшафтно-геоморфологической основе. Масштаб карт определяется геологическим заданием.

1.2.2. В случае необходимости обосновывается постановка опытно-методических работ на неизученных ландшафтах.

1.2.3. Приводятся сведения о выявленных источниках техногенного загрязнения, а также о других возможных изменениях естественных ландшафтов.

### *1.3. Поисковая геолого-геохимическая модель искомого объекта*

Раздел должен содержать обоснование оптимальных параметров использования поисковых геохимических методов (плотность сети пробоотбора, лабораторно-аналитический комплекс, а метод поисков по вторичным ореолам рассеяния дополняется характеристикой элементарной ячейки поисковой сети).

1.3.1. Приводится частная или обобщенная модель (модели) геохимического поля рудного объекта, являющаяся эталоном для искомого объекта.

1.3.2. Обосновывается возможность использования геохимической модели в геологических и ландшафтно-геоморфологических обстановках изучаемой площади.

1.3.3. Излагаются геолого-геохимические поисковые признаки, критерии оценки и параметры их оптимального использования для определения ожидаемого геолого-промышленного типа (типов).

## *2. Технология и организация геохимических работ*

### *2.1. Технология ведения работ*

Материалы раздела должны содержать описание технологии производства геохимических работ на участках по методам, видам и этапам.

На основе геологического задания, априорной геохимической поисковой модели и соответствующих инструктивных и методических документов выполняется следующее:

2.1.1. Определяется оптимальный метод поисков (или комплекс поисковых методов) ведения геохимических работ.

2.1.2. Составляется проектная схема пробоотбора. Определяется оптимальное количество проб с учетом контрольных.

2.1.3. Приводится описание технологий пробоотбора и полевой обработки проб.

2.1.4. Обосновывается схема лабораторно-аналитической обработки проб и рациональный комплекс аналитических методов (с перечнем определяемых элементов и пределов их обнаружения) в соответствии с принятой поисковой моделью.

2.1.5. Кратко излагается методика обработки и интерпретации геохимических данных с указанием применяемого программного обеспечения.

2.1.6. При необходимости обосновывается постановка опытно-методических работ и излагается методика их проведения.

2.1.7. В случае ведения специализированных геохимических поисков обосновывается целесообразность и технология комплексирования с другими поисковыми методами.

## *2.2. Организация ведения работ*

В разделе приводятся основные показатели проектных объемов и видов работ, учитываемых при составлении сметы и календарного плана, указывается состав исполнителей (в том числе исполнителей подрядных работ, а также консультантов); характеристика материально-технической оснащенности.

### *Графические и табличные приложения к проекту работ*

1. Карта (схема) геохимической изученности территории.  
2. Карта (схема) геохимических аномалий на геологической основе с данными о полезных ископаемых по материалам ранее проведенных работ.

3. Карта (схема) районирования территории по условиям применения геохимических методов поисков на ландшафтно-геоморфологической основе (при поисках по потокам и вторичным ореолам рассеяния).

4. Проектная схема пробоотбора на ландшафтно-геоморфологической основе (с элементами топографии) в масштабе выполняемых работ.

5. Таблица основных показателей проектируемых видов и объемов работ.

### ***Требования к отчету о геохимических работах***

*Отчет* о геохимических работах оформляется в виде отдельного тома в общем отчете о проведении прогнозно-поисковых или поисково-оценочных работ и должен содержать следующую информацию.

### *Вводная часть*

Включает обоснование постановки работ, геологическое задание, утверждённые проектом методы, виды и объёмы геохимических работ по объектам (участкам), официальные экспертные заключения на геологические задания, геолого-методические разделы проектно-сметных документов, информационные отчёты и отчетные материалы по результатам завершённых прогнозно-поисковых и поисково-оценочных работ на твердые полезные ископаемые, а также дополнения и изменения, вносимые в геологическое задание.

### *Введение*

Даются сведения о проектных и фактически выполненных объёмах работ. Иллюстрируется обзорной картой (схемой) района работ на топографической или геологической основе.

#### *1. Обзор и анализ результатов предшествующих геохимических работ*

В разделе повторяется все, что было в проекте и дополнительно приводятся:

1.1. Результаты переинтерпретации геохимических данных ранее проведённых работ.

1.2. Сведения о выявленных источниках техногенного загрязнения, а также о других возможных изменениях естественных ландшафтов.

#### *2. Ландшафтно-геоморфологические условия ведения работ*

Раздел должен содержать обоснование выбора рационального комплекса геохимических методов поисков, параметры и объёмы их проведения. Приводится карта (схема) районирования территории по условиям применения геохимических методов поисков на ландшафтно-геоморфологической основе, в т.ч. и возможные техногенные изменения ландшафтов. Карта выполняется при проектировании и корректируется по результатам полевых работ, масштаб определяется геологическим заданием.

#### *3. Поисковая геолого-геохимическая модель искомого объекта*

Приводится скорректированная по результатам проведённых работ частная или обобщённая модель геохимического поля рудного объекта, являющегося эталоном для искомого объекта. Обосновывается возможность использования геохимической модели в геологических и ландшафтно-геоморфологических обстановках изучаемой площади. Излагаются геолого-геохимические поисковые признаки, критерии оценки и параметры их оптимального использования для оруденения ожидаемого геолого-промышленного типа (типов).

#### *4. Методика геохимических работ*

Материалы раздела должны содержать описание технологии производства геохимических работ по методам, видам, участкам и этапам.

##### *4.1. Полевые работы*

Приводится описание методики выполненных полевых работ и анализ ее соответствия инструктивным положениям и проектной документации, а также внесенные изменения, связанные с уточнением геологического строения и ландшафтных условий.

Приводится карта (схема) районирования территории по условиям применения геохимических методов с уточнениями и изменениями и карта (схема) фактического материала.

Приводятся таблицы выполненных объемов опробования по видам работ и объектам.

##### *4.2. Аналитические работы и метрология*

4.2.1. Приводятся сведения о применявшихся видах анализов, месте и времени их проведения, способах пробоподготовки; указывается спектр анализировавшихся химических элементов, чувствительность и множители.

4.2.2. Приводятся сведения об объемах и результатах внутреннего и внешнего контроля по каждому виду лабораторных работ и определяемым элементам, на основании чего делается вывод о достоверности и воспроизводимости полученных аналитических данных для интерпретации.

##### *4.3. Камеральные работы*

4.3.1. Приводятся сведения о способах формирования и объемах выборок, кратко характеризуются приемы векторной и скалярной обработки первичной геохимической информации, указываются программы обработки данных (при использовании оригинальных программ дается их краткая характеристика). Описывается методика определения фоновых и минимально-аномальных содержаний, оконтуривания, увязки, разбраковки и оценки геохимических аномалий; обосновываются аномальные и классификационные уровни значений геохимических показателей.

4.3.2. Приводится методика составления геохимической основы прогнозных карт и других графических приложений.

4.3.3. В самостоятельный подраздел выделяется методика определения геолого-промышленного типа оруденения, уровня эрозионного среза и количественной оценки прогнозных ресурсов изучаемых объектов.

### *5. Результаты геохимических работ*

По итогам выполненных геохимических работ в разделе приводятся:

- Структура «Банка геохимических данных» и программное обеспечение.
- Карта (схема) опоискованности территории, определяющая в рамках проектных участков геохимических работ контуры опоискованных и неопоискованных площадей, а также площадей, не подлежащих опоискованию по ландшафтным причинам.
- Геохимические карты (моноэлементные, полиэлементные, комплексных геохимических показателей, геохимических ассоциаций и др.). Виды и количество карт определяются необходимостью обоснования полученных результатов.
- Кадастр геохимических аномалий основного полезного компонента (компонентов), где приводятся их описательные характеристики: форма, размер, общее и аномальное количество проб в контуре, спектр элементов, приуроченность к геологическим объектам, и др.
- Интерпретационные характеристики полученных геохимических аномалий: площадная продуктивность основного полезного компонента (компонентов), показатель уровня эрозионного среза, оценка протяженности оруденения на глубину (подвеска), геолого-геохимический тип и др. Перечисленные сведения могут быть приведены в форме каталога и вынесены в текстовые приложения.
- Итоги проведенных геохимических работ: Для каждой выделенной аномалии, идентифицируемой как ореол прогнозируемых геологических объектов, определяется промышленный тип предполагаемого оруденения и его ресурсный потенциал. Выделенные площади (участки) ранжируются по степени их перспективности на обнаружение рудных объектов.
- Геохимическая основа прогнозной карты.

#### *Заключение*

В краткой форме содержит основные выводы по результатам поисковых геохимических работ, оценку ресурсного потенциала по геохимическим данным, рекомендации по направлению и очередности дальнейших геологоразведочных работ, перечисление дискуссионных и нерешенных вопросов с предложениями о возможных путях их решения, оценку экономической эффективности комплекса

#### *Графические и текстовые приложения к отчету:*

1. Карта (схема) геохимической изученности территории, объекта.
2. Карта (схема) районирования территории по условиям применения геохимических методов на ландшафтно-геоморфологической основе (для геохимических поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния).

3. Карта фактического материала на топографической основе в масштабе выполненных работ.

4. Карта геохимической опосредованности территории работ.

5. Геохимические карты (моноэлементные, полиэлементные, комплексных геохимических показателей, характерных геохимических ассоциаций и др.).

#### 14. Моделирование зональности аномальных геохимических полей

Высокая интенсивность геохимической аномалии сама по себе еще не является гарантией того, что она сопровождается богатым оруденением. Согласно современным представлениям, аномальные геохимические поля (АГП) являются многоуровневыми, иерархически построенными конструкциями, в которых оруденение занимает вполне определенное положение [16, 30, 31, 66, 67, 85, 102, 103, 104 и др.] Выявляемые аномалии являются неотъемлемой частью более обширных областей геохимического поля, поэтому правильная расшифровка структуры АГП – важнейший элемент процедуры прогнозирования. Концентрация рудного вещества идет последовательно, от уровня к уровню, поэтому наличие промышленного месторождения предопределяет обязательность наличия АГП более старших рангов: рудного поля, рудного узла, рудной провинции и т. д. В то же время, обратной силы это утверждение не имеет, поскольку процесс концентрирования может остановиться на любой стадии. Поэтому наличие АГП ранга рудного поля отнюдь не означает, что в его пределах обязательно находится промышленное месторождение (рис. 25).

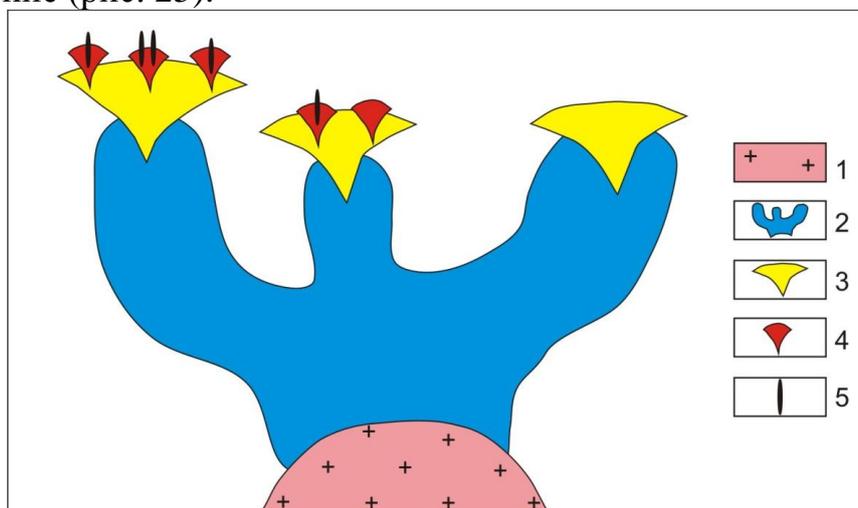


Рис. 25. Схема иерархии аномальных геохимических полей (по [66])  
1 – рудогенерирующий источник; АГП различных рангов: 2 – рудного узла;  
3 – рудного поля; 4 – месторождения; 5 – рудного тела

Структурный метод исследования геохимических полей в наиболее последовательном виде изложен С.А. Григоровым [31]. Этим автором в строении аномальной структуры геохимического поля (АСГП) рудного объекта любого ранга выделяются: ядерная зона концентрирования рудных элементов, окружающая ее зона транзита (с пониженными концентрациями рудных элементов) и внешняя (фронтальная) зона концентрирования (рис. 26). Перечисленные зоны, в свою очередь, формируют зону ядерного концентрирования следующего иерархического уровня.



Рис. 26. Схема строения аномальной структуры геохимического поля (АСГП) (по [31])

Важно подчеркнуть, что содержания рудного элемента в конкретных пробах во фронтальной зоне может быть даже выше, чем в ядерной, но промышленные месторождения формируются обычно в ядерной зоне, а для фронтальной зоны концентрирования характерны мелкие рудопроявления и зоны рассеянной минерализации.

Структурный метод существенно облегчает разбраковку многочисленных аномалий, выявляемых в процессе геохимических съемок, и позволяет выделить наиболее перспективные из них даже при идентичности их продуктивности по основному элементу. Главной проблемой при этом является корректная интерпретация внутреннего строения геохимического поля, учитывая пространственное совмещение аномальных структур различных иерархических уровней. Современные методы расшифровки структуры геохимического поля во многом эвристичны, что предопределяет также существенный элемент субъективности при геометризации АСГП.

#### **14.1. Методы выявления и геометризации структуры аномальных геохимических полей**

В настоящее время для расшифровки структуры аномального геохимического поля (АГП) используются, в основном, 4 группы методов: 1) выделение областей пространства со сходными геохимическими

спектрами; 2) выявление устойчивых ассоциаций элементов и анализ их пространственного размещения; 3) вычисление показателей общей интенсивности перераспределения химических элементов; 4) вычисление коэффициентов зональности, опирающихся на идеи универсальной вертикальной геохимической зональности или центробежно-центростремительной дифференциации элементов в гидротермальном процессе.

Первая группа методов основана на кластеризации наблюдений, вторая осуществляет классификацию в признаковом пространстве с последующей пространственной геометризацией выделенных ассоциаций. Наиболее широко используемые методы первого направления – метод многомерных полей, система «Геоскан», Q-метод факторного анализа и его разновидности, кластер-анализ наблюдений, корреляция ранжированных геохимических спектров наблюдений.

Ко второй группе относятся R-метод факторного анализа, кластер-анализ переменных, искусственные нейронные сети, дискриминантный анализ, регрессионный анализ, другие методы классификации переменных и «распознавания образов».

Общая интенсивность перераспределения элементов оценивается различными показателями, учитывающими суммарную концентрацию элементов-спутников оруденения (энергия рудообразования, коэффициенты аномальности, дисперсия геохимического спектра, ранговая дисперсия и т. д.).

Коэффициенты зональности обычно представляют собой количественные соотношения содержаний элементов, относящихся к разным группам по их поведению в гидротермальном процессе (отношения «надрудных» элементов к «подрудным», «центробежных» к «центростремительным», халькофильных к литофильным и т. д.).

В *методе многомерных полей* [43] группирование осуществляется с помощью гиперсфер (исходные данные при этом нормируются). Начальный радиус гиперсферы задается как  $R_{нач} = 5 \ln R_0$ , где  $R_0$  – центр тяжести гиперсферы, соответствующий максимуму многомерной дисперсии. Затем радиус гиперсферы последовательно уменьшается на  $\Delta R = R_{нач}/5$  и происходит отделение классов проб, вначале фоновых, а затем все более аномальных. Проверка выделенных групп на однородность производится методом главных компонент: если первое собственное значение корреляционной матрицы (т. е. вклад первой главной компоненты) во много раз больше других собственных значений, то выборка считается однородной. Таким образом, разделение на классы осуществляется по величине многомерной дисперсии, то есть, по общей интенсивности перераспределения всех элементов. В заключение строится

карта пространственного размещения выделенных классов, для каждого из которых рассчитываются геохимические спектры и параметры распределения по каждому элементу.

В системе «Геоскан» выделение фоновых и аномальных областей осуществляется путем расчета в каждой точке регулярной пространственной сети значений функции SCAN, нелинейно зависящей от концентрации элементов и согласованности их поведения в окрестности этой точки [24]. Под фоном здесь понимается область пространства, каждой точке которого соответствуют одновременно низкие и взаимонезависимые концентрации химических элементов, а степень согласованности (координированности) определяется числом элементов с близкими направлениями градиентов аппроксимирующих функций.

Выделенные области с близкими значениями функции SCAN дифференцируются затем с помощью эвристической функции TYPE, которая присваивает каждой точке сети определенный знак. Совокупность таких знаков оконтуривает фоновые области и геохимические аномалии. На второй итерации все данные перенормируются на уточненные значения фонов выделенных областей и производится повторный расчет функций SCAN и TYPE. После этого строится окончательная карта функции SCAT, являющейся сверткой вышеназванных функций и отражающей структуру геохимического поля территории. Для каждой из выделенных областей рассчитываются основные статистики и граф связей, отражающий геохимические ассоциации элементов. Кроме этого, строится граф эволюции ассоциативных связей, который объединяет геохимически родственные образования. Это, по данным авторов разработки, позволяет объединять в эволюционные ряды продукты геохимической дифференциации, от исходных пород до метасоматических образований. Таким образом, в отличие от метода многомерных полей, «Геоскан» позволяет выделять не один, а несколько классов проб, близких по характеру геохимического спектра и оценивать интенсивность преобразований внутри каждого из них.

Процедуры, объединяемые под названием кластерный анализ, достаточно многочисленны [34, 98, 105]. Общим для них является то, что классификация осуществляется в некотором метрическом пространстве точек, связанных между собой функциями расстояния и коэффициентами, или мерами сходства. Эти взаимно противоположные показатели определяют понятие однородности объектов, которое в современных процедурах кластеризации не имеет формального определения. Принадлежащими к одному классу считаются объекты, близкие в метриках расстояния и сходства, однако пороговые значения этих функций в каждом конкретном случае определяются по-своему.

С точки зрения количества выделяемых классов задачи кластеризации можно подразделить на 3 типа: а) число классов априорно задано; б) количество классов неизвестно и его следует определить; в) количество классов неизвестно, но его определение не является целью классифицирования. Последние две задачи приводят к построению дендрограмм, среди которых выделяют агломеративные (результат пошагового объединения близких элементов и их групп) и дивизимные (при пошаговом разбиении исходной совокупности на относительно однородные группы).

Кластеризация может осуществляться как в пространстве признаков (переменных), так и в пространстве наблюдений (точек опробования). При обработке геохимических данных, в том и другом случае, исходные многомерные данные должны быть нормированы (за исключением случая, когда кластеризация переменных осуществляется на основе корреляционной матрицы). Это обусловлено тем, что в кластеры объединяются не только коррелирующиеся между собой элементы, но и те, которые имеют близкий уровень содержания. Число кластеров задается исходя из конкретных условий моделирования. Пробы, относящиеся к разным классам, оконтуривают в пространстве области со специфическими геохимическими параметрами. По каждому из выделенных классов рассчитывается геохимический спектр, что позволяет дать их содержательную интерпретацию. Интенсивность проявления конкретных геохимических ассоциаций в результатах кластер-анализа наблюдений напрямую не отражается.

Г.А. Вострокнутовым предложена методика анализа структуры геохимического поля на основе корреляции ранжированных геохимических спектров (РГХС) [18]. Для определенным образом стандартизированных данных рассчитываются ранжированные геохимические спектры каждой пробы, представляющие собой порядок расположения элементов в этой пробе по величине кларка концентрации (или другого стандартизированного показателя). Далее производится итерационная процедура вычисления рангового коэффициента корреляции спектра каждой пробы со средними спектрами выделяющихся в процессе вычислений классов, или заранее заданных эталонных объектов. Поскольку разбиение поля на геохимически однородные области не зависит от уровня накопления элементов, предлагаемый способ рекомендуется автором для выявления и разбраковки аномалий слабой интенсивности, которые другими методами трудно отличить от фона. Но, как справедливо замечает сам автор методики, статистическими критериями можно доказать лишь различие объектов, сходство же их отнюдь не означает тождественности. РГХС любой фоновой выборки может скоррелиро-

ваться с РГХС какого-либо рудного объекта, поскольку ранжированный спектр отражает лишь порядок расположения элементов безотносительно к их количественным соотношениям и уровню накопления. Учитывая определение фона, данное выше, следует признать, что в РГХС фоновых областей порядок элементов является случайным, то есть, может быть любым. Это ставит под сомнение декларируемое преимущество методики. Что касается аномальных областей, то никакой принципиально новой информации, в сравнении с более мощными процедурами кластерного анализа, или системы «Геоскан», предлагаемый способ не дает.

Методы, объединяемые термином «факторный анализ», основаны на выделении собственных значений и собственных векторов ковариационной или корреляционной матрицы, поскольку заранее предполагается, что в наборе многомерных наблюдений скрыта простая структура, выражающаяся через дисперсии и ковариации переменных. В названной области выделяется несколько самостоятельных процедур: метод главных компонент (МГК), R-метод факторного анализа, Q-метод факторного анализа, анализ главных координат, анализ соответствия [34, 96, 97].

В геохимических исследованиях обычно используются метод главных компонент и R-метод факторного анализа.

Метод главных компонент позволяет выявить группы элементов, наиболее тесно связанных с тем или иным мощным фактором. Элементы, одинаково изменяющие свое состояние под действием общего фактора, могут быть объединены в комбинации, называемые главными компонентами.

По сути дела, МГК сводится к линейному преобразованию  $M$  исходных переменных в  $m$  новых переменных, каждая из которых является линейной комбинацией исходных переменных. При этом МГК не является статистическим методом и мы практически не имеем формальных критериев для отбрасывания некоторых переменных или компонент, дающих очень малый вклад в суммарную дисперсию. О правильности своих действий мы можем судить только после проведения анализа МГК.

В отличие от МГК, факторный анализ считается статистическим методом, поскольку в его основе лежат некоторые предположения о природе изучаемой совокупности. Предполагается, что связь между  $m$  переменными является отражением корреляционной зависимости каждой из переменных с  $p$  взаимно некоррелированными факторами, причем  $p < m$  (если  $p = m$ , модель эквивалентна МГК). Поэтому дисперсию для  $m$  переменных можно вычислить с помощью дисперсии  $p$  факторов плюс вклад, происхождение которого одинаково для всех переменных.

Поскольку одна из главных задач факторного анализа – сокращение размерности исходного пространства признаков, важнейшим вопросом является выбор количества ( $p$ ) сохраненных факторов. Формального ответа на этот вопрос не существует, поэтому в большинстве случаев рекомендуется сохранять столько факторов, сколько имеется собственных чисел, больших 1, то есть сохраняются факторы, вклад которых в дисперсию больше, чем у каждой из исходных переменных (критерий Кайзера).

В ряде случаев бывает затруднительно дать интерпретацию факторов даже если переменные хорошо скоррелированы. Перекрывание групп переменных зачастую обусловлено тем, что положение  $p$  ортогональных факторных осей в  $m$ -мерном пространстве определяется положением  $m-p$  ненужных ортогональных осей в выборочном пространстве. Исключив из рассмотрения ненужные оси, мы можем произвести вращение оставшихся факторных осей таким образом, чтобы выделенные группы наилучшим образом расположились в новых координатах. Вращение осуществляется до тех пор, пока проекции каждой переменной на факторные оси не окажутся близкими либо к нулю, либо к  $\pm 1$ . Чаще всего такое вращение приводит к тому, что для каждого фактора мы получаем несколько больших значений нагрузок и много близких к нулю. Это существенно облегчает содержательную интерпретацию факторов.

Факторный анализ является мощным средством моделирования многомерных геохимических полей, но надо иметь в виду, что этим методом анализируются только линейные взаимосвязи. Проблема нелинейного многомерного моделирования геохимических полей может быть решена путем использования искусственных нейронных сетей [99]. Это направление статистических исследований переживает в последние годы бурное развитие. Нейронные сети нелинейны по своей природе и, кроме того, успешно справляются с «проклятием размерности», которое не позволяет моделировать линейные зависимости в случае большого числа переменных.

Искусственные нейронные сети являются примитивными моделями биологических нервных систем, однако несмотря на «простоту», с успехом используются в качестве мощного инструмента многомерного моделирования. Суть нейронных систем заключается в следующем.

В системах с прямой передачей сигналов, которые обычно используются при решении практических задач, все нейроны организованы в слои. Входной слой служит просто для ввода значений входных переменных. Нейроны промежуточных слоев предназначены для переработки поступающей информации путем вычисления значений активации,

которые на выходе преобразуются в функции активации. В обычно используемых сетях с полной системой связи каждый из нейронов связан со всеми элементами предыдущего слоя. После того, как вся сеть работает, значения элементов выходного слоя принимаются за выход сети в целом. Таким образом, зависимость между входной и выходной информацией сети устанавливается в процессе обучения. Обучение может быть управляемое («с учителем») и неуправляемое («без учителя»).

При управляемом обучении необходимо подготовить набор обучающих данных, которые представляют собой примеры входных данных и соответствующих им выходов. Сеть в этом случае учится устанавливать связь между первыми и вторыми, а затем самостоятельно классифицирует новые входные данные, для которых выходные значения неизвестны. В качестве алгоритма управляемого обучения чаще всего используют метод обратного распространения, при котором имеющиеся данные используются для корректировки весов и пороговых значений сети таким образом, чтобы минимизировать ошибку прогноза на обучающем множестве. Во многих программных реализациях (в частности, в широко используемом пакете ST Neural Networks фирмы StatSoft) включен специальный алгоритм автоматического поиска оптимальной конфигурации сети. Следует заметить, что системы, содержащие только входной и выходной слои генерируют линейные модели и фактически аналогичны линейной дискриминантной функции (при решении задач классификации), или процедуре множественной регрессии (при решении регрессионных задач).

Неуправляемое обучение, реализуемое в виде сети Кохонена, направлено на самостоятельное распознавание кластеров в наборе исходных данных. Соответственно, обучающие данные содержат только значения входных переменных. После того, как классы выявлены, сеть можно использовать для решения задач классификации. Кроме того, сети Кохонена могут использоваться для выявления сходства классов, если они указаны на входе, а также для обнаружения новых классов, если новый набор данных не похож на заданные классы.

Таким образом, искусственные нейронные сети не только могут решать линейные задачи, подвластные методам факторного, дискриминантного, регрессионного анализов, но и осуществлять нелинейное моделирование, недоступное другим многомерным процедурам. Тем не менее, примеры использования нейронных сетей в геохимических исследованиях пока немногочисленны. Очевидно, что потенциал нейронных сетей в исследовании структуры геохимических полей еще далеко не реализован.

Существенное значение здесь имеет точность аналитических данных, поскольку нейронные сети очень чувствительны к качеству входной информации. Судя по имеющимся результатам, применение нейронных сетей для моделирования полей на основе данных, полученных приближенно-количественным спектральным методом, вряд ли целесообразно. Более объективную картину в этих случаях дают менее трудоемкие методы линейного моделирования [16].

Для оценки интенсивности накопления и перераспределения химических элементов в отдельных точках пространства существует множество различных коэффициентов, наиболее всеобъемлющим из которых является предложенный Н.И. Сафроновым [84] показатель энергии рудообразования, отражающий изменение энтропии системы:

$$E = \sum (KK_i * \ln(KK_i)),$$

где  $KK_i$  – кларк концентрации в пробе элемента  $i$ ;  $N$  – число анализируемых элементов.

Различные модификации коэффициентов аномальности, учитывающих только привнос элементов, обычно сводятся к формуле типа:

$$Z = \sum_{i=1}^m KK_i - (m - 1),$$

где  $KK$  – кларк концентрации элемента  $i$ ,  $m$  – число элементов с  $KK > 1$ .

Общим недостатком перечисленных показателей является неравномерный вклад отдельных элементов в общую изменчивость в связи с различной способностью их к накоплению, что снижает комплексность критерия. Свободен от этого недостатка метод построения карт ранговой дисперсии, который заключается в вычислении по каждой пробе среднего модуля ранжированных значений переменных, приведенных к симметричному нормальному распределению [11]. Максимальными значениями показателя при этом фиксируются как зоны привноса, так и зоны выноса.

Многочисленные мультипликативные и аддитивные коэффициенты зональности, эмпирически выводимые при исследовании любого месторождения, имеют те же достоинства и недостатки, что и вышеприведенные показатели интенсивности. При исследовании структуры геохимического поля те и другие могут быть использованы как дополнительные источники информации при выявлении зональности аномальных структур.

Для целей типизации аномальных геохимических полей полезным может быть также использование коэффициентов, учитывающих необратимую глобальную дифференциацию вещества, которая находит от-

ражение в центробежно-центростремительной классификации химических элементов Ю.Г. Щербакова [95].

Этим автором предложено рассчитывать коэффициенты относительной концентрации (ОК) родственных элементов, нормированные по недифференцированным хондритам, которые по смыслу являются показателями зональности. Их максимальные значения характерны для апикальных частей рудно-метасоматических систем и закономерно возрастают в процессе их эволюции.

В целом можно констатировать, что каждый из перечисленных методов геометризации аномальных геохимических полей вносит свой вклад в расшифровку их структуры, но ни один из них не дает полной картины геохимической зональности.

Корректная расшифровка структуры аномального геохимического поля и, в конечном счете, прогноз оруденения возможны только при комплексировании нескольких методов, использующих разную идеологию. Методы группирования переменных позволяют выявлять ассоциации элементов, синхронно изменяющих свои концентрации в ходе геологических процессов, что связано, прежде всего, с вхождением их в состав общих минералов. Иначе говоря, группирование переменных позволяет реставрировать ход гидротермального процесса на уровне минеральных парагенезисов и геометризовать интенсивность их проявления. Кластеризация наблюдений фиксирует в каждой точке суммарный итог всех минералообразующих процессов. Это позволяет геометризовать общую интенсивность минералобразования и оценивать металлогеническую специфику возникающих зональных геохимических полей через их геохимические спектры (в частности, выделять типы руд, метасоматитов, зоны АГП). Дополнительную информацию для оконтуривания и расшифровки строения АГП дают показатели зональности, фиксирующие тенденции дифференцированного распределения элементов в гидротермальном процессе. Масштабность рудообразующего процесса может быть оценена различными коэффициентами «интенсивности», в частности, показателем энергии рудообразования.

#### ***14.2. Механизм формирования структуры АГП***

Существенное влияние на морфологию и состав аномальных структур геохимических полей оказывает механизм возникновения и функционирования рудообразующих гидротермальных систем. В современных концепциях рудообразования эндогенные гидротермальные системы рассматриваются как комплексные магмо-флюидные, поскольку избыточный теплоток в зонах тектоно-магматической активизации невозможно объяснить только воздействием летучих компонентов.

Подтверждением этому служит и высокая корреляция отношений  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в гидротермах, свидетельствующая о флюидно-силикатной природе глубинного тепломассопотока [71].

Возникновение флюидно-магматических рудообразующих систем обычно связывается с воздействием глубинных плюмов на мантию и вышележащую литосферу, в связи с чем область функционирования таких систем разделяется на мантийную, астеносферную и верхнекорую зоны. О состоянии флюидов в нижней и средней мантии существуют разноречивые мнения. В качестве возможных механизмов предлагаются различные гипотезы: протонных потоков, частичного плавления в участках температурных аномалий и т. п., но данных для подтверждения или опровержения этих концепций явно недостаточно [35, 51].

Более определенное мнение сложилось об астеносфере как зоне зарождения магматических очагов и флюидно-магматических колонн. Стягивание и концентрация мантийных флюидов с образованием таких колонн может быть обусловлено различными причинами, но, в любом случае, повышение доли летучих на участках первоначального магмообразования способствует снижению температуры плавления пород и приводит к образованию здесь первичных магматических очагов. Реализация подобного механизма обеспечивает куполовидную факелообразную форму этих очагов и способствует формированию устойчивых мантийных флюидопотоков [38]. Таким образом, верхняя часть возникающих флюидно-магматических колонн представляет собой область мантийного метасоматоза над очагами реститового базитового расплава, которые с глубиной сменяются гипербазитовым расплавом, а еще ниже подстилаются размягченным веществом астеносферы. Внедряясь в нижнюю кору, эти колонны формируют очаги базитовой магмы, которые являются проводниками мантийных флюидов в верхнюю кору.

Очаги плавления пород являются одновременно генераторами огромных масс летучих компонентов ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$  и др.). Поскольку плавлению пород предшествует их переход в пластичное и вязкопластичное состояние, над зонами разогрева образуются малопроницаемые для летучих компонентов флюидоупоры [12]. Это способствует накоплению флюидов и регулярному выбросу их в вышележащие горизонты после достижения в камере давления, превышающего предел прочности экрана. По данным геофизических исследований, подобные флюидонасыщенные очаги и пластичные экраны фиксируются как зоны пониженных скоростей и повышенной электропроводности на глубинах до 100 км.

Под влиянием высоконагретых флюидов в надинтрузивном пространстве происходит прогрессивный метаморфизм пород с отделением

огромных дополнительных масс воды и углекислоты. Там, где температура достигает уровня 640–720 °С при давлении паров воды 100–400 МПа, продуцируются кислые расплавы, над которыми также возникают вязкопластичные экраны, регулирующие темпы плавления пород и проникновения флюидов в вышележащие толщи. В целом, накопление флюидной массы в пределах рассматриваемого интервала глубин с температурами 640–370 °С контролируется емкостными свойствами среды и прочностными характеристиками экранирующих толщ. Значительная часть флюида, в виде высоконапорного газа, отводится при этом через многочисленные дренажные каналы, что обеспечивает его площадное рассеяние и проникновение в вышележащие горизонты [12]. Видимо, это одна из важнейших причин формирования латеральной зональности оруденения, поскольку в нижних этажах вышележащей гидросферы боковая миграция растворов практически не имеет места.

Гидросфера начинается с уровня разреза, где температура среды падает ниже температуры кипения флюида и происходит его конденсация. На нижней границе гидросферы, в участках ее интенсивного дренирования, формируются корневые зоны собственно гидротермальных систем. Отсюда растворы мигрируют вначале вертикально вверх, а с возрастанием проницаемости пород образуют веерообразно расходящиеся фигуры растекания, детальное описание которых приведено в работе П.Ф. Иванкина [39]. Этим автором выделяется два типа рудных полей, в зависимости от начального состояния рудоносного флюида. Гидротермы 1-го типа зарождались в виде надкритического газа и отделялись от магматического тела по всей его поверхности. Проходя через вмещающие породы, эти флюиды производили площадные метасоматические изменения и, по мере остывания, конденсировались и стягивались к дренирующим трещинам. Поэтому рудно-метасоматические колонны, связанные с такими флюидными системами, имеют сужающуюся вверх форму и носят название ореольных или бескорневых. В соответствии с современными представлениями о генезисе рудно-метасоматических систем, к ореольным относятся контактовые (скарновые, грейзеновые, альбититовые) рудные поля.

Гидротермы 2-го типа, возникшие изначально в жидкой фазе на поздних стадиях магматической кристаллизации, представляют из себя сжатый глубинный флюид, менее подвижный, чем газ, но более подвижный, чем магма. Формируются эти флюиды в замкнутых остаточных очагах, расположенных, как правило, ниже тех фронтальных зон интрузивов, из которых происходит «испарение» летучих, дающих гидротермы 1-го типа. При движении глубинного флюида к поверхности происходит увеличение его объема за счет внутренней гидродинамиче-

ской неустойчивости, возрастающей при снижении давления. Иногда этот процесс носит взрывообразный характер, в результате чего образуются рудные взрывчатые брекчии. В других случаях явных признаков взрыва нет и на первый план выступают эволюционные изменения в потоке расширяющегося флюида. В целом, корневые рудные поля имеют форму расширяющихся вверх конусообразных структур, минеральный и химический состав которых усложняется снизу вверх.

Зональность корневых рудных полей в целом должна быть центробежной. Однако, это утверждение справедливо только для этапа расширения объема флюида. П.Ф. Иванкиным этот вопрос специально не рассматривался, но очевидно, что после уравнивания внутреннего давления флюида внешней литостатической нагрузкой, зональность рудоотложения будет определяться, в основном, локальными тектоническими подвижками, нарушающими установившееся равновесие. Наиболее хрупким это равновесие является в верхней части рудно-метасоматической системы, с чем, очевидно, и связано проявление здесь многочисленных «стадий» минерализации, не фиксирующихся в прикорневой зоне. Ввиду постепенного затухания гидротермального процесса и уменьшения объемов минералообразования от ранних ассоциаций к поздним, зональность таких участков должна быть сходящейся. Учитывая то, что продуктивность руд часто пропорциональна количеству минеральных рудных ассоциаций и обычно возрастает от ранних парагенезисов к поздним, можно ожидать, что зональность рудных столбов на месторождениях корневого типа будет иметь, как правило, центростремительный характер.

В основе большинства гипотез, рассматривающих физико-гидродинамические аспекты формирования зональности гидротермальных месторождений, лежит концепция зарождения и развития фильтрующихся гидротермальных систем, предложенная Г.Л. Пospelовым [72]. В строении таких систем Г.Л. Пospelовым выделено 3 главных зоны: 1) корневая, где происходит стягивание флюидов к дренирующим структурам, 2) зона рассеяния (разгрузки) и 3) соединяющая их стволовая зона со сложным режимом проходного, в основном напорного, потока. Оруденение может быть приурочено к любой из этих зон, в зависимости от генетического типа месторождения, но главной областью рудоотложения Г.Л. Пospelов считал стволовую зону.

Корневые зоны рассматриваются Г.Л. Пospelовым как некоторые области, где горные породы обогащены, в силу разных причин, межзерновыми, поровыми и капиллярными скоплениями флюидов. Такая загазованная и увлажненная область является капиллярно-пористой системой, поэтому перенос вещества здесь неотделим от переноса тепла и в

математическом отношении подобен ему. При появлении трещины внутри нагретых флюидизированных масс происходит не только приток в трещину газов и жидкостей, но и отток их по микрокапиллярам в результате теплового скольжения. В итоге происходит высушивание околотрещинных участков с исчезновением крупных пор и увеличением количества микропор. После выравнивания температуры и давления эти участки вновь увлажняются за счет влияния градиента влажности. Новое раскрытие трещины приводит к повторению стягивающего эффекта, но количество воды будет меньше, чем в первый раз, а концентрация рудных компонентов выше. Стягивающим эффектом могут обладать также магматические тела, особенно дайки и мелкие штоки (тепловые флюидопроводники), имеющие большую массоемкость, чем вмещающие породы. Особенно благоприятно сочетание тектонических и магматических дренирующих структур, поскольку они работают в одном направлении, выводя растворы в стволовую зону.

Стволовая зона фильтрующейся термогидроколонны находится в условиях возрастающего горизонтального градиента температур и напорного движения восходящей массы флюидов. Это приводит к двум противоположным процессам в движении околотрещинных поровых растворов. С одной стороны, термический градиент и тепловое скольжение обуславливают стягивание к стволу, как источнику нагрева, растворов из ореольной зоны промачивания. С другой стороны, напор и высокая влажность в пределах ствола стремятся рассеять колонну флюидов. Какая из этих тенденций возобладает в конкретном случае, зависит от многих факторов. В общем случае, наличие сплошных открытых каналов на протяжении всего ствола приводит к образованию протяженных жил выдержанного состава. При наличии подпруживающего эффекта (водяная пробка, отложение минералов, встречный поток напорных вадозовых вод и т. д.) стволовой поток рассеивается на отдельные струи, каждая из которых далее движется самостоятельно. При этом формируются зоны метасоматической проработки, которые по мере остывания потока сменяются все более локальными метасоматитами и жильными телами. Гипотеза допускает последовательное развитие этих разнотемпературных процессов на одном гипсометрическом уровне и этим выгодно отличается от моделей, абсолютизирующих вертикальную метасоматическую зональность.

Исходя из концепции Г.Л. Пospelова, следует ожидать, что, если нет устойчивого дренажа, то стволовая зона не образуется и конденсация растворов произойдет в верхней части корневой зоны. Более того, при определенных условиях можно ожидать, что концентрации флюидов не произойдет даже в пределах корневой зоны и весь потенциал

гидротермальной системы реализуется лишь в виде рассеянной вкрапленности рудных минералов. Такие обстановки должны быть особенно характерны для апикальных частей магматических тел, где покрывка роговиков и кристаллическая оболочка остывающей интрузии играют роль естественных экранов. Имеющиеся данные позволяют констатировать, что подобные процессы и в самом деле обычны для выступов и апофиз остывающих магматических тел, к которым нередко приурочены контактовые месторождения, а также обширные зоны рассеянной минерализации.

Что касается стволовой зоны термогидроколонны, то имеющиеся факты входят в некоторое противоречие с гипотезой Г.Л. Пospelова. В частности, если интенсивность метасоматических изменений зависит от напора флюидов, то должна быть прямая связь между мощностью жилы и интенсивностью (мощностью) околожильных изменений. Такой связи, как правило, не наблюдается. В то же время, есть четкая прямая зависимость между интенсивностью околожильного метасоматоза и количеством рудных минеральных ассоциаций в жиле. Последние, в большинстве своем, возникали при повторных тектонических подвижках в локальных участках уже сформировавшихся жил и не имели прямой связи с корневой зоной. Вероятно, термогидроколонны не следует воспринимать как непрерывные потоки в открытых трещинах. Обычно наблюдаемый кулисообразный характер строения жильных пучков свидетельствует о том, что сплошной поток растворов непрерывно движется только в капиллярном пространстве. В открытых полостях движение флюидов ограничено и быстрые перетоки происходят, видимо, только под действием дилатансного механизма, или в виде водных силлов [93], то есть дискретно. Логично предположить, что при повторных подвижках поровые растворы устремлялись из околожильного пространства в приоткрываемые полости. Резкое снижение температуры и давления повышало кислотность этих растворов и они производили на своем пути дополнительное выщелачивание, все более интенсивное по мере приближения к трещине. При поступлении растворов в открытую полость, они смешивались с остаточным жильным флюидом и формировали минерализацию очередной «стадии». Этот механизм, кстати, хорошо объясняет обеднение рудными элементами внутренних зон березитов на контакте их с богатыми сульфидными рудами, многократно закартированное нами на кварцево-жильных золоторудных месторождениях [15].

В работах В.С. Голубева и В.Н. Шарапова [29, 91, 92], развивающих идеи Г.Л.Пospelова, рассматриваются структурно-динамические модели эндогенных флюидных рудообразующих систем (ЭФРС). Этими

авторами предложены модели 4-х типов ЭФРС, отличающихся пространственными соотношениями зоны генерации флюидов, стволовой зоны и области разгрузки. Общим для всех предложенных типов является наличие конвекции в поровых растворах вмещающих пород вокруг потока эндогенных флюидов, чему не было уделено должного внимания в построениях Г.Л. Пospelова. Конвекция приводит к перемешиванию ювенильных и местных флюидов на границе их соприкосновения и выпадению минералов, которые становятся неустойчивыми во вновь образованном растворе. При этом область смешивания минимальна в начальные моменты развития ЭФРС и максимальна на конечном этапе.

В.В. Богацким [9] предложен волновой механизм формирования магмо-флюидоконтролирующих ослабленных зон. Согласно этой концепции, интерференция встречных фронтов сейсмических волн приводит к возникновению областей относительного растяжения и сжатия пород. Общее строение интерференционной фигуры характеризуется наличием веретенообразной зоны максимального растяжения между центрами генерации (или отражения) колебаний, которая окаймляется зоной сжатия, затем – более обширной, но менее интенсивной зоной растяжения, далее – вновь зоной сжатия и т. д., вплоть до полного затухания колебаний. Прочность пород на растяжение на порядок ниже, чем на сжатие, поэтому естественно, что в зонах растяжения начинается разрушение пород и проницаемость их резко повышается. Согласно предлагаемой гипотезе, при наличии горизонтальных отражающих плоскостей, зоны трещиноватости (брекчирования) могут формироваться в трех взаимно перпендикулярных плоскостях. Поэтому для районов с таким строением характерно закономерное сочетание крутопадающих и трубообразных тел с многоярусными субгоризонтальными залежами.

В соответствии с изложенной концепцией, аномальные геохимические поля гидротермальных месторождений должны иметь концентрический (периодический в более широком смысле) характер их внутренней структуры. Эта закономерность должна проявляться тем ярче, чем более устойчивой во времени и продуктивной является гидротермальная система.

Термодинамическое моделирование гидротермальных рудообразующих систем в последние десятилетия переживает бурный подъем [33, 42]. При этом статические численные модели все чаще сочетаются с анализом последовательных состояний гидротермальной системы (метод ступенчатых проточных реакторов), что позволяет проследить ее эволюцию во времени [10].

В моделях гидротермальных систем ряда исследователей, развивающих это направление, значительная, а иногда решающая роль, отво-

дится автосмешению растворов [6]. Это явление обусловлено тем, что разные порции одного и того же потока флюидов, дренируясь по порам и трещинам разной проницаемости, приобретают специфические свойства. В зонах высокой проницаемости растворы, просачивающиеся по поровому пространству, обогащаются компонентами вмещающих пород и становятся более щелочными, чем те флюиды, что движутся по открытым трещинам. При снижении проницаемости пород весь поток флюидов стягивается в открытые трещины, происходит смешивание растворов и рудоотложение. При выходе растворов из малопроницаемых участков, они вновь растекаются, формируя околорудные метасоматиты. В случае, если миграция растворов проходит в породах контрастного состава, могут сформироваться два типа потоков: одни из них насыщены металлами, другие – их осадителями (обычно сероводородом, или углеводородами). При смешивании таких потоков могут образовываться богатые руды, не разубоженные кварцем, карбонатом и другими жильными минералами, поскольку в отношении них растворы равновесны с вмещающими породами.

Следует заметить, что по расчетным данным М.В. Борисова [10], наличие опережающей волны кислотности в потоке растворов является не обязательным, руды и околорудные метасоматиты формируются одновременно, но пространственно разобщены. За счет многочисленных самоперестроек структуры течения растворов весь трещинный канал в итоге оказывается в чехле метасоматитов и установить, какая часть жилы заполнялась раньше, а какая позже, практически невозможно. С этим трудно согласиться, поскольку возрастные взаимоотношения руд и околорудных метасоматитов почти всегда однозначно устанавливаются. Кроме того, существует явная пространственная взаимосвязь между полнотой проявления околожильных метасоматитов и интенсивностью оруденения в сопряженном участке жилы. Очевидно также, что в случае правоты данного утверждения, должны были бы одновременно сосуществовать рудные тела как с околорудными метасоматитами, так и без них. В реальности мы этого не видим.

Важнейшей особенностью функционирования гидротермальных систем в докритическом диапазоне температур является возможность образования внутри них паровых (пародоминирующих) зон [106]. Такие области возникают при прохождении гидротермальным раствором тектонически ослабленных зон, где в результате падения давления температура раствора оказывается выше точки кипения. Как показывают наблюдения за современными гидротермальными системами Камчатки, в пределах паровых зон происходит интенсивный кислотный метасоматоз, а в зоне перехода жидкость-пар формируется комплексный геохи-

мический барьер и отлагаются сульфидные минералы и золото [37]. В процессе кипения происходит охлаждение раствора (на 50–70°), а также возрастание его концентрации в результате выкипания воды, поэтому паровая зона постепенно сокращается и исчезает. Но подток новых порций раствора восстанавливает прежнюю ситуацию и паровая зона возникает вновь. Пульсирующий характер системы имеет очень важное значение для гидротермального оруденения, поскольку граница жидкость-пар постоянно находится в движении и область рудоотложения может достигать в итоге значительной мощности. Вероятно, концентрическим характером затухания паровых зон обусловлена и центростремительная зональность размещения в пределах них гидротермальной минерализации: чем более поздним является минерал, тем меньше его ареал и тем в большей степени он тяготеет к центру паровой зоны. Источником тепла, металлов, углерода в данной модели являются регулярные инъекции магмы из коровых и мантийно-коровых очагов. При быстрых прорывах «сухих» магматогенных флюидов к поверхности, из них отлагаются самородные металлы, интерметаллиды и карбиды. При медленном продвижении флюидов происходит их переход в жидкое состояние, смешивание с конвектирующими поровыми растворами, снижение солености и температуры. По мере подъема вверх они производят пропилитизацию, а в случае резкого падения давления в зонах трещиноватости, могут вскипать и формировать паровые зоны и производить аргиллизацию. Аналогичный механизм формирования руд и метасоматитов принимается многими исследователями и при моделировании палеогидротермальных вулканогенных систем

Смешиванию ювенильных и местных флюидов во всех моделях придается большое значение, поэтому весьма важную информацию несут сведения о солености флюидов в газовой-жидких включениях (ГЖВ) минералов, образовавшихся при различных температурах. Известно, что с падением температуры гомогенизации ГЖВ соленость слагающих их флюидов снижается от 60–70 % при температурах 550–587 °С до 0,5–1,0 % при 100–200 °С. Это связано как с изменением предела насыщения, так и с разбавлением эндогенного флюида вадозовыми водами.

Типичный график распределения замеров в координатах температура гомогенизации–соленость газовой-жидких включений от 600 до 375 °С имеет вид прямой линии, что можно интерпретировать как постепенное снижение предела насыщения эндогенного флюида и отсутствие его смешивания с водами вмещающих пород. При температурах ниже 374 °С поведение флюида двойственно. В первом случае наблюдается резкое снижение солености ГЖВ в 3–4 раза без существенного падения температуры (370–350 °С). Вероятно, это обусловлено разбавле-

нием флюида, имеющего температуру не менее 450–500 °С низкоминерализованными и относительно холодными растворами, вследствие чего образовывались высокотемпературные рудные минералы с низкой соленостью ГЖВ. Такая ситуация возникает при прорыве локальных высокотемпературных флюидных струй в бассейн вадозовых вод и характерна, видимо, больше для эпипермальных месторождений.

Второй случай, более распространенный, отвечает ситуации смешивания эндогенных и вадозовых растворов в интервале 260–220 °С. В зависимости от интенсивности перемешивания растворов, соленость ГЖВ изменяется от 30–35 % экв. NaCl до 0,5 % и менее, при незначительном падении температуры. Последнее указывает на то, что температура ювенильных и местных растворов перед смешиванием в значительной степени выравнивается, что обусловлено, видимо, длительным функционированием конвективной системы. Кроме того, часть растворов обогащается солями в результате выкипания в паровых зонах.

Образование рудной минерализации происходит обычно при солености растворов менее 10 % экв. NaCl. Это характерно практически для всех типов гидротермальных месторождений и свидетельствует о том, что разбавление ювенильных флюидов местными растворами – одна из главных причин рудоотложения.

Помимо факторов, обусловивших накопление рудных элементов, в формировании аномальных геохимических полей существенную роль играют процессы их сопряженного выноса. Такие зоны выноса выявлены и многократно описаны на золоторудных, колчеданно-полиметаллических, оловорудных, вольфрамовых, хромитовых, никелевых, урановых месторождениях СНГ, Китая, Канады, Австралии, Кипра и других стран [30, 80, 81, 102, 103]. Причины образования отрицательных ореолов различным авторам видятся по-разному. В.М. Питулько [66] считает зоны выноса результатом «теплового скольжения» (противотока растворов вдоль стенок трещины вниз, к нагревателю) в процессе функционирования конвективной гидротермальной системы. Однако в таком случае следует ожидать выноса элементов из околорудного пространства по всей площади трещины. На самом деле, это не так, следовательно, предлагаемый механизм не является в данном случае определяющим.

По мнению Н.А. и Н.В. Росляковых [80], зоны выноса являются доказательством дорудного образования ореола, из которого рудные элементы переотлагались позднее в жилу. И.С. Гольдберг и др. [30] полагают, что ореолы выноса являются следствием электрохимического растворения минералов и встречного движения катионов и анионов в природных электрических полях.

В целом, большинство перечисленных исследователей сходятся во мнении, что отрицательные ореолы возникают в процессе функционирования конвективных гидротермальных систем, на их нисходящих ветвях. Соответственно, эти области выноса часто интерпретируются как источник металлов, отлагающихся в рудных телах на восходящих ветвях конвективных систем. Пропорциональная зависимость между площадью отрицательных ореолов и интенсивностью оруденения отмечается многими авторами, но вряд ли следует напрямую увязывать ресурсы полезного ископаемого с объемом зон выноса на том же иерархическом уровне. Конвективные системы распространяют свое влияние на многие километры вглубь земной коры [63, 104], поэтому очевидно, что, даже в тех случаях, когда металлы заимствуются из вмещающих толщ, основная их часть мобилизуется в глубинных структурах регионального уровня, недоступных для прямого наблюдения.

Положение отрицательных ореолов в аномальных структурах геохимического поля в определенной степени зависит от принятой концепции их формирования. По И.С. Гольдбергу [30] зоны выноса, как элемент полярной зональности, фиксируют внешний контур аномальной структуры, из которого рудные элементы электрохимическим путем выщелачиваются и переносятся в центральную зону. По С.А. Григорову [31] в иерархически построенных АГП зоны выноса («транзита») отделяют ядерную зону привноса от внешней зоны фронтального обогащения, которая, в свою очередь, фиксирует контур ядерной зоны следующего иерархического уровня. Отрицательные ореолы рассматриваются здесь как зоны выноса и перераспределения элементов на фоне их более обширного привноса. Такой подход не только позволяет более объективно геометризовать рудовмещающие структуры (отрицательные ореолы оконтуривать значительно сложнее), но и дает дополнительную генетическую информацию об их формировании.

Таким образом, отрицательные ореолы (зоны выноса) являются неотъемлемой частью строения аномальных геохимических полей. Они несут ценную информацию о процессе формирования этих полей и интенсивности связанного с ними оруденения. Однако не следует рассматривать образование отрицательных ореолов в качестве прямого источника вещества для рудоотложения. Это, скорее, следствие рудообразующего процесса, а не его причина.

Суммируя все вышеизложенное, можно констатировать, что зональность структур регионального масштаба, до рудных полей включительно, обусловлена дифференциацией флюидов еще на уровне высокотемпературных паро-газовых смесей, ниже границы гидросферы. В целом, условия синхронного роста с глубиной давления и температуры

обеспечивают жидкое состояние воды практически на всем интервале земной коры [93]. Еще в большей степени подобное утверждение справедливо в отношении высокоминерализованных флюидов. Поэтому паро-газовые смеси могут возникать только на участках резкого возрастания температуры, или столь же резкого падения давления. Подобные обстановки характерны для контактовых ореолов магматических тел и зон тектонических нарушений. Латеральная миграция флюидов обеспечивается на этом этапе их подпруживанием малопроницаемыми покровками, в качестве которых могут выступать толщи пород с соответствующими физико-механическими параметрами, плоскости надвигов, подошвы остывающих магматических очагов и их надинтрузивные зоны. Если такие поверхности имеют слабо наклонный характер, это способствует направленной миграции газообразных флюидов и формированию их латеральной температурной зональности, на фоне которой впоследствии образуются гидротермальные системы ранга месторождений. Рис. 27 иллюстрирует это заключение на примере разреза через Центральное золоторудное поле (Кузнецкий Алатау).

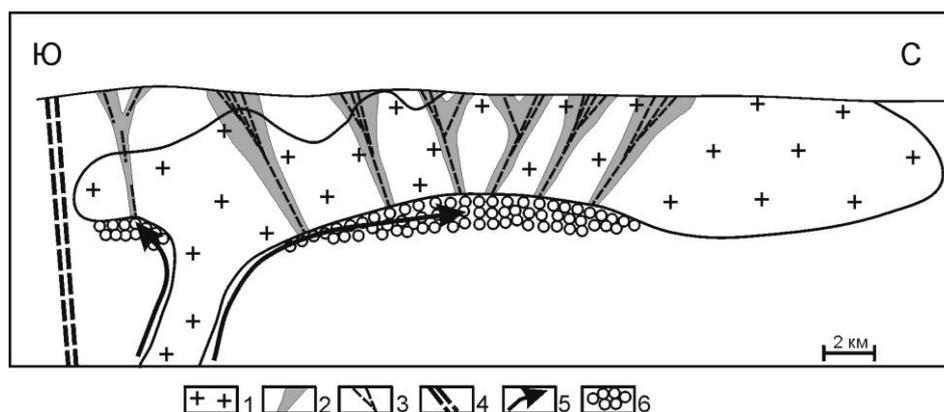


Рис. 27. Схема формирования латеральной зональности Центрального рудного поля (Кузнецкий Алатау)

1 – контур Центрального гранитоидного массива; 2 – предрудные кварцево-полевошпатовые метасоматиты и пропилиты; 3 – кварцево-золото-сульфидные жилы с березитами; 4 – Кузнецко-Алтайский глубинный разлом; 5 – пути движения интрателлурических флюидов на этапе консолидации массива; 6 – область накопления газообразного флюида под покровкой остывающего интрузива

Зональность рангов месторождений и рудных тел обусловлена эволюцией потоков конденсирующихся флюидов, прорывающихся в гидросферу по зонам повышенной проницаемости. В начальный период функционирования гидротермальной системы флюиды достаточно равномерно просачиваются по ослабленным зонам, формируя аномальные структуры простого строения с прямой температурной зональностью. Самоорганизация гидротермальной системы, на фоне фокусирующего

влияния разрывных нарушений [52, 104] и вовлечения в нее конвективных потоков более холодных вадозовых вод, приводит к разделению общей тепловой аномалии на систему конкурирующих конвективных ячеек. В итоге, в наиболее проницаемой части структуры формируется центральная (ядерная) зона системы, а на флангах – зона периферических тепловых аномалий, отделенных от центра областью пониженных температур (рис. 28). Сходный результат обеспечивается и в случае волнового механизма образования зон трещиноватости [9], поэтому его участие здесь воспринимается как явление, благоприятствующее структурной упорядоченности гидротермальной системы.

Вдоль восходящих ветвей конвективной системы происходит соприкосновение ювенильных и местных флюидов и их постепенное смешивание с формированием вкрапленной минерализации. При возникновении в центральной зоне открытой трещины, смешивание растворов дополняется их резким охлаждением, падением давления (вплоть до возникновения пародоминирующих зон), формированием кислотных метасоматитов, а затем отложением жильной минерализации. В горизонтальном сечении такая система представлена несколькими температурными аномалиями, центральная из которых имеет локальный температурный минимум, связанный с зоной разрежения, а фронтальные фиксируют центры второстепенных конвективных ячеек.

Очевидно, что зональность температурного поля решающим образом влияет на характер размещения гидротермальной минерализации и отражается в структуре аномального геохимического поля, где должна возникать центральная зона накопления концентрирующихся элементов и окружающие ее фронтальные аномалии, отделенные областью фоновых или даже пониженных концентраций. Еще одна особенность заключается в том, что, поскольку во внешних зонах конвективных ячеек циркулируют только местные растворы, элементный состав возникающих здесь аномалий практически не зависит от состава ювенильного флюида. Вынесенные из центральной зоны при кислотном метасоматозе элементы также осаждаются по ее периферии. Из породообразующих силикатов выщелачивается в целом стандартный набор элементов-примесей, следовательно, состав внешних зон АСГП на месторождениях различных геолого-промышленных типов должен быть близким. Следствием предлагаемой модели является также то, что, ввиду преимущественного развития открытых трещин в ядерной зоне, минерализация в их центре в целом является более низкотемпературной, чем на периферии. Снижение температуры образования золотоносного арсенипирита от периферии рудных тел к их центральным частям зафиксировано, к примеру, на Васильковском месторождении [62] Для зон рассе-

янной минерализации концентрирование потока флюидов не характерно, поэтому отличительным признаком таких участков является отсутствие в их пределах концентрически зональных АСГП.

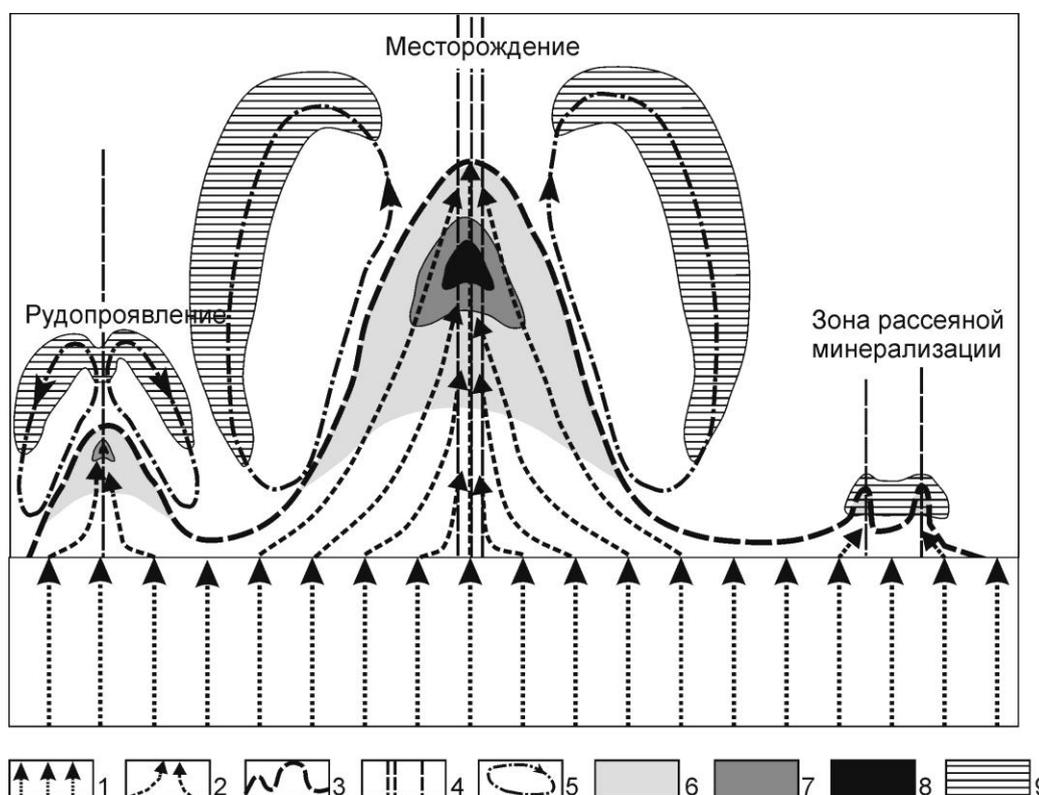


Рис. 28 Модель формирования структуры аномального геохимического поля рудогенерирующей термофлюидной системы

- 1 – поток надкритических флюидов; 2 – гидротермальные растворы;
- 3 – фронт движения ювенильных гидротермальных растворов;
- 4 – разрывные нарушения; 5 – конвекция в местных поровых флюидах;
- 6–9 – области развития типичных геохимических ассоциаций: 6 – Fe, As, Co, Au;
- 7 – Cu, Pb, Zn, Au, Ag; 8 – Au, Te, Bi, Ag; 9 – Fe, Ni, Co, Cr, V

Поскольку эволюция температуры и состава эндогенного флюида обеспечивает скользящий характер границы соприкосновения растворов, размеры области рудоотложения и характер смены состава осаждающихся минералов зависят от режима функционирования гидротермальной системы. Известно, что крупные и уникальные месторождения золота являются полихронными и, часто, полигенными образованиями с многократным перераспределением металла в пределах единых структур [46]. В контексте излагаемой концепции это означает, что масштабы накопления продуктивной минерализации в значительной определяются характером унаследованности флюидоконтролирующих структур. С этих позиций в строении АСГП можно выделить три предельных случая:

1) Наиболее перспективны концентрические АСГП с четко выраженной центральной (ядерной) зоной накопления рудных элементов, окруженной обширной зоной их пониженных концентраций и далее – зоной внешнего (фронтального) обогащения рудными элементами. Такими полями, возникающими при длительном и стабильном развитии гидротермальной системы, обычно сопровождаются крупные и уникальные месторождения с концентрированным оруденением.

2) Менее благоприятны для обнаружения промышленной минерализации комплексные полиэлементные ореолы без четко выраженной закономерности в размещении моноэлементных аномалий относительно рудоконтролирующих структур. Такие поля формируются при неоднократных изменениях плана деформаций и характера проницаемости структур в процессе рудообразования и обычно сопровождают мелкие месторождения и непромышленные рудопроявления.

3) Наименее перспективны аномальные поля, представленные разобщенными моноэлементными ореолами. Такие азональные поля возникают при нестабильном функционировании рудообразующей системы, на фоне неблагоприятной для оруденения тектонической обстановки и сопровождают, как правило, участки с рассеянной (непромышленной) минерализацией.

Первая ситуация характерна для хорошо сформированных ядерных зон АСГП, структуры 2-го и 3-го типов формируются во фронтальных зонах накопления.

Вещественное выражение излагаемой концепции можно проиллюстрировать на примере плутоногенного Центрального золоторудного поля (Кузнецкий Алатау). Оруденение здесь представлено кварцево-золото-сульфидными жилами с березитами, локализованными в пределах крупного гранитоидного плутона лакколитообразной формы. В масштабах рудного поля отчетливо проявлена латеральная зональность метасоматитов и руд, выражающаяся в снижении температуры рудоотложения (на 80–100°) с севера на юг, по мере удаления от глубинного разлома, со сменой следующих минералогических зон (по характерным минералам): турмалиновая, шеелитовая, халькопирит-молибденитовая, галенит-сфалеритовая, арсенопиритовая. В этом же направлении увеличивается количество сульфидов в жилах (от 5–8 до 50–80 %), снижается пробыность золота (с 930 до 650), кварцево-мусковитовая фация березитов сменяются кварцево-карбонат-серицитовой, тип проводимости в пиритах сменяется с электронного на дырочный, закономерно изменяются типоморфные свойства жильного кварца и калишпата предрудных калиевых метасоматитов [15]. Границы между минералогическими зонами резкие, а вертикальная зональность в

их пределах проявлена неотчетливо, поэтому можно говорить о многокорневом характере развития оруденения.

Все кварцево-жильные золоторудные тела с березитами пространственно тяготеют к зонам развития предрудных кварцево-калишпатовых метасоматитов и пропицитов. В то же время, в наиболее проницаемых частях этих зон жилы представлены пережимами и проводниками, а кварцево-сульфидные линзы и рудные столбы локализованы в слабо измененных гранодиоритах.

Судя по всему, проникновение флюидов в достаточно обособленные трещины, оперяющие зоны повышенной проницаемости, сопровождалось падением их давления и, частично, вскипанием. Остающийся раствор отжимался высоконапорным паром вдоль трещины, что способствовало явлению гидроразрыва и дальнейшему разрастанию жильной структуры. Увеличение объема полости, в свою очередь, благоприятствовало дальнейшему охлаждению, конденсации парообразного флюида и, в итоге, его вовлечению в конвективную систему, общую с вадозовыми водами. Функционированию конвективных ячеек способствовало подпруживание флюидных потоков дайками спессартитов. Кроме того, смешиванию растворов благоприятствовало стягивание их в открытые трещины на фоне снижения общей проницаемости среды [6].

Ввиду того, что рудная минерализация гидротермальных месторождений золота представлена преимущественно сульфидами, для понимания механизма формирования АСПП большой интерес представляет анализ закономерностей возникновения и функционирования сероводородного барьера. Как показывают исследования современных геотермальных систем, металлоносные растворы в них (преимущественно, хлоридные) резко обеднены сульфидной серой [50]. То же самое мы обычно видим в составе газово-жидких включений в гидротермальных месторождениях. В природных условиях мощные восходящие потоки сульфидной серы характерны для надинтрузивных зон и вулканических аппаратов. При разгрузке их под дном моря, в местах скопления обогащенных тяжелыми металлами рассолов, создаются благоприятные условия для формирования колчеданно-полиметаллических месторождений. Наземная эвстазиционная деятельность вулканов к таким последствиям не приводит, зато накапливаются мощные залежи самородной серы. При образовании магматогенных гидротермальных месторождений сероводород мигрирует по ослабленным зонам в составе высоконапорных нагретых флюидов. Сульфидная минерализация для этих зон не характерна, поскольку высокая температура не способствует образованию гидросульфидных комплексов. При резком раскрытии ограниченных по объему трещин наиболее подвижные кислые газы, включая се-

сероводород, быстро заполняют их, вследствие чего концентрация сульфидной серы здесь многократно возрастает. В результате, при дальнейшей конденсации металлоносных флюидов и понижении их температуры хлоридные комплексы металлов замещаются на гидросульфидные комплексы, что является закономерным процессом. После вовлечения трещины в общую с вадозовыми водами конвективную систему концентрация сероводорода в ней начинает уменьшаться вследствие разбавления флюидов. Гидросульфидные комплексы становятся неустойчивыми и начинается выпадение сульфидов в последовательности, которая в целом выдерживается для всех гидротермальных месторождений: пирит – арсенопирит – сульфиды Cu, Zn, Pb – сульфосоли. Утечка сероводорода максимальна по периферии трещины, поэтому отложение кварцево-пиритового агрегата начинается отсюда, а оставшиеся растворы отжимаются к центру полости. Этот же процесс приводит к закрытию трещины и ее изоляции от магистрального потока флюидов.

Последними выпадают сульфиды металлов, гидросульфидные комплексы которых наиболее устойчивы. Их отложение, как правило, сопряжено с возникновением трещин, возникающих в ранее сформированном кварцево-сульфидном агрегате в результате его температурной усадки или локальных тектонических подвижек. Эти минералы обычно в наибольшей степени золотоносны, поскольку растворимость золота в гидротермальных растворах также падает по мере снижения температуры, давления и концентрации сероводорода.

Нередко наблюдаемое резкое обеднение внутренних зон березитов теми элементами, которые концентрируются в сопряженном участке жилы в виде локальных минеральных скоплений, а также формирование в березитах зон пониженных концентраций элементов по периферии рудных столбов мы связываем с возникновением локальных зон разрежения в рудовмещающих трещинах. Растворы устремляются в эти участки из всего окружающего пространства, что приводит к их перемешиванию. Поскольку трещина быстро изолируется от раствороподводящих зон отлагающимися минералами, в перемешивание вовлекаются только оставшиеся в раскрывающемся участке трещины растворы и поровые околотрещинные флюиды. Это приводит к последовательному отложению в жиле все более низкокларковых элементов и сопряженному выносу их из внутренней зоны околотрещинных метасоматитов вследствие проявления эффекта выравнивания химических потенциалов [47].

Применительно к строению аномальных геохимических полей полученные выводы означают, что от начальных этапов формирования гидротермальных систем к финальным центробежная минерально-геохимическая зональность сменяется концентрической центростреми-

тельной. Очень важно при этом, что АСГП разных иерархических уровней являются фигурами подобия. На этом фоне, появление в геохимических полях зон пониженных концентраций рудных элементов, сопряженных с их интенсивными положительными аномалиями, является индикатором завершенности процессов минералообразования и формирования концентрированного оруденения.

Рис. 29 иллюстрирует минерально-геохимическую зональность Центрального рудного поля (Кузнецкий Алатау). На фоне латеральной температурной зональности, вектор которой направлен с юга на север (температура гомогенизации ГЖВ в жильном кварце снижается в этом направлении на  $80\text{--}100^\circ$ ), отчетливо фиксируется концентрическая сходящаяся зональность, обусловленная накоплением поздних золотоносных минеральных ассоциаций в жилах северной части рудного поля.

Как видно из приведенных данных, область рудоотложения коррелирует той части гидротермальной системы, где в результате тектонических подвижек происходит локальное снижение давления и температуры.

Аналогичная структура минеральной и геохимической зональности проявлена и в более крупном масштабе, на уровне месторождений и отдельных рудных тел. Вертикальная зональность жил, связанная с движением флюидного потока снизу вверх, является прямой, расходящейся и заключается в незначительном увеличении с глубиной температуры декрепитации и гомогенизации газовой-жидких включений в кварце, доли пиритов с электронным типом проводимости, уменьшении интенсивности естественной термолюминесценции жильного кварца, снижении концентрации в березитах Pb, Zn, Cu и увеличении содержаний в них Cr, Ni, Co.

Центростремительная зональность рудных столбов, обусловленная повторными тектоническими подвижками, проявлена значительно контрастнее и заключается в концентрическом изменении состава минерализации и вышеназванных типоморфных свойств минералов относительно центров максимального оруденения.

Таким образом, для формирования богатого оруденения гидротермального генезиса необходимо наличие долгоживущих дренирующих зон, проницаемость которых поддерживается регулярными тектоническими подвижками. О многократном чередовании открытия и закрытия трещин в период рудоотложения на среднеглубинных месторождениях золота указывают значения показателя «закрытости» системы, рассчитываемого по соотношению давлений воды и газов в газовой-жидких включениях жильных минералов. На резкое падение давления в зоне рудоотложения указывает также значительное снижение здесь концентрации углекислоты в газовой-жидких включениях [76].

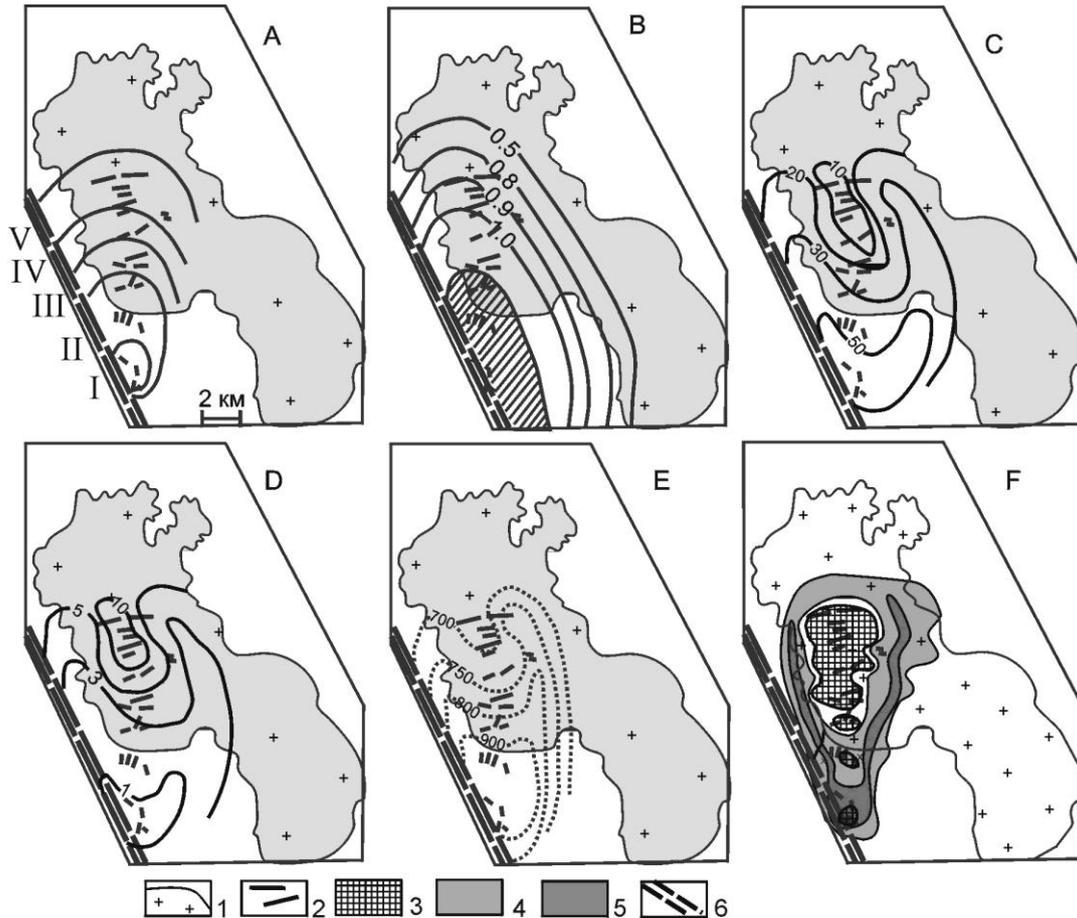


Рис.29. Латеральная минералогическая и геохимическая зональность Центрального рудного поля (Кузнецкий Алатау)

1 – контур гранодиоритового массива; 2 – основные кварцево-золото-сульфидные жилы; А – минеральные зоны рудного поля (по типоморфным минералам жил):  
 I – турмалиновая; II – шеелитовая; III – молибденит-халькопиритовая;  
 IV – галенит-сфалеритовая; V – арсенопиритовая; В – степень триклинности калишпата из зон калишпат-эпидот-хлоритовых метасоматитов (заитрихована область развития решетчатого микроклина); С – доля пиритов с электронным типом проводимости (в %) в золотоносных кварцево-сульфидных жилах;  
 D – интенсивность естественной термолюминесценции жильного кварца (в условных единицах); E – пробность самородного золота в кварцево-сульфидных жилах; F – геохимические ассоциации в березитах: 3 – Au, Pb, Zn, Cu, As, Sb, Bi;  
 4 – Ba; 5 – Cr, Co, Ni

Для формирования концентрированного оруденения обязательным условием является возникновение локальных зон разрежения. Только в пределах таких зон возможно быстрое и масштабное смешивание плотных высокотемпературных глубинных флюидов с более холодными и менее плотными местными растворами (а это одна из главных причин рудоотложения).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геохимические методы поисков в настоящее время являются одним из эффективных средств выявления месторождений полезных ископаемых, прежде всего, труднооткрываемых, скрытых на глубине и не имеющих на поверхности визуальных признаков.

Основными направлениями дальнейшего развития геохимических методов поисков являются:

1) Разработка теоретических основ формирования аномальных геохимических полей рангов рудных районов, узлов и полей. В настоящее время детально исследован механизм образования и разработана методика количественной оценки первичных и вторичных ореолов на уровне рудных тел и месторождений. Для более крупных подразделений эти вопросы находятся в стадии разработки. Актуальность их решения определяется необходимостью выявления новых рудных районов и узлов в процессе средне- и мелкомасштабных исследований.

2) Дальнейшая разработка теоретических основ и совершенствование методических приемов выявления труднооткрываемых «слепых» месторождений.

3) Совершенствование аналитической базы. Постановка задачи выявления слабо проявленного скрытого оруденения диктует необходимость широкого внедрения высокоточных и экспрессных аналитических методик, прежде всего, ICP MS, а также специальных методик селективного анализа.

4) Совершенствование методики и качества проведения полевых геохимических работ с целью повышения их эффективности.

5) Совершенствование методов интерпретации аномальных геохимических полей в увязке с комплексом геолого-геофизических и космоструктурных данных, результатами топоминералогического картирования, изучения метасоматитов, с учетом ландшафтно-геохимической обстановки проведения работ.

6) Широкое использование и совершенствование компьютерных технологий обработки геохимических данных и построения специализированных карт.

В целом, приоритетной задачей геологии в 21 веке является экспрессная локализация перспективных территорий, с высокой долей вероятности содержащих в своих глубинах крупнообъемные месторождения. Решение поставленной задачи возможно только на основе научно обоснованных, методически отработанных, доказавших свою эффективность технологий. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых в полной мере отвечают этим требованиям.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Албул С.П. Рудопоисковая гидрогеохимия. – М.: УДН, 1969. – 344 с.
2. Алексеев С.Г., Вешев С.А., Ворошилов Н.А. и др. Геоэлектрохимические технологии прогноза и поисков рудных и нефтяных объектов // Прикладная геохимия. Вып. 3. – М.: ИМГРЭ, 2002. – С. 365–382.
3. Алексеенко В.А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. – М.: Логос, 2005. – 354 с.
4. Алексеенко В.А. Геохимия ландшафта и окружающая среда. – М.: Недра, 1990. – 142 с.
5. Аристов В.В. Методика геохимических поисков твердых полезных ископаемых. – М.: Недра, 1984. – 200 с.
6. Барсуков, Викт.А., Борисов М.В. Моделирование геохимических следствий автосмещения гидротермальных растворов. III. Массообмен в системе из нескольких последовательных ритмов // Геохимия. – 1982. – № 11. – С. 1562–1580.
7. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. – М.: Недра, 1975. – 280 с.
8. Беус А.А. Геохимия литосферы. – М.: Недра, 1981. – 334 с.
9. Богацкий В.В. Механизм формирования структур рудных полей. – М.: Недра, 1986. – 89 с.
10. Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. – М.: Научный мир, 2000. – 360 с.
11. Боярко Г.Ю. Построение карт ранговой дисперсии геохимического поля // Прикладная геохимия. – Вып. 3. – М.: ИМГРЭ, 2002. – С. 107–115.
12. Вартамян Г.С. Флюидосфера и эндодренажные системы Земли как ведущие факторы геологической эволюции // Отечественная геология. – 2000. – № 6. – С. 14–22.
13. Вершинин А.С., Грязнов О.Н., Чесноков В.И. Теоретические основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых. – Екатеринбург: УГГГА, 2000. – 201 с.
14. Виноградова И.В., Виноградов В.Н. Новые перспективные геохимические методы поисков и оценки глубокозалегающих месторождений полезных ископаемых // Прикладная геохимия. Вып. 3. – М.: ИМГРЭ, 2002. – С. 343–364.
15. Ворошилов В.Г. Условия формирования Центрального рудного поля в гранитоидах // Руды и металлы. – 1995. – № 3. – С. 68–80.
16. Ворошилов В.Г. Аномальные структуры геохимических полей гидротермальных месторождений золота: механизм формирования, методика геометризации, типовые модели, прогноз масштабности оруденения // Геология рудных месторождений. – 2009. – Т. 51. – № 1. – С. 3–19.
17. Ворошилов В.Г. Поисковая геолого-геохимическая модель золото-скарновых месторождений Южной Сибири // Разведка и охрана недр. – 2009. – № 5. – С. 37–41.
18. Вострокнутов Г.А. Современные компьютерные технологии геохимического прогнозирования // Прикладная геохимия. Вып. 3. – М.: ИМГРЭ, 2002. – С. 287–304.
19. Временные требования к содержанию проектов и отчетных материалов по геохимическим работам при опережающих геохимических поисках, прогноз-

- но-поисковых и поисково-оценочных работах на твердые полезные ископаемые / под ред. Б.К. Михайлова, А.А. Кременецкого. – М.: ИМГРЭ, 2007. – 12 с.
20. Гаврусевич Б.А. Основы общей геохимии. – М.: Недра, 1968. – 328 с.
  21. Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов / под ред. Н.В. Межеловского. – М.: ИМГРЭ, 1999. – 537 с.
  22. Геохимические методы поисков неметаллических полезных ископаемых / Отв. ред. Э.К. Буренков, В.В. Бурков. – М.: ИМГРЭ, 1990. – 109 с.
  23. Геохимические основы прогноза и поисков месторождений цветных металлов ведущих геолого-промышленных типов. Методические рекомендации / Отв. ред. Е.И. Филатов. – М.: ИМГРЭ, 1991. – 105 с.
  24. Гинзбург Л.Н., Евсеев В.А., Лурье М.Б., Токавищев И.А., Карась С.А. Гео-скан – программное обеспечение прогнозно-поисковых работ // Разведка и охрана недр. – 2002. – № 5. – С. 11–17.
  25. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. – М.: Высшая школа, 1988. – 328 с.
  26. Головин А.А. Классификация геохимической зональности // Разведка и охрана недр. – 2006. – №№ 9, 10. – С. 90–97.
  27. Головин А.А., Гусев Г.С., Килипко В.А., Криночкин Л.А. Критерии локализации перспективных площадей при мелко-среднемасштабных геохимических работах // Разведка и охрана недр. – 2008. – № 4–5. – С. 58–65.
  28. Головин А.А., Межеловский Н.В., Чепкасова Т.В. Региональное геохимическое изучение России: результаты, эффективность, проблемы // Разведка и охрана недр. – 2010. – № 5. – С. 6–13.
  29. Голубев В.С., Шарапов В.Н. Динамика эндогенного рудообразования. – М.: Недра, 1974. – 279 с.
  30. Гольдберг И.С., Абрамсон Г.Я., Лось В.Л. Поиски рудных объектов на основе полярной зональности геохимических систем // Прикладная геохимия. Вып. 3. – М.: ИМГРЭ, 2002. – С. 305–324.
  31. Григоров С.А. и др., О структурах геохимических полей на месторождениях Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 300. – № 1. – С. 201–204.
  32. Григорян С.В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений. – М.: Недра, 1987. – 408 с.
  33. Гричук Д.В., Борисов М.В. Термодинамическая модель гидротермальной системы в океанической коре // Доклады АН СССР. – 1983. – Т. 270. – № 2. – С. 424–427.
  34. Девис Дж.С. Статистический анализ данных в геологии. Кн. 2. – М.: Недра, 1990. – 427 с.
  35. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. – 409 с.
  36. Дубов Р.И. Количественные исследования геохимических полей для поисков рудных месторождений. – Новосибирск: Наука, 1974. – 277 с.
  37. Жатнуев Н.С., Миронов А.Г., Рычагов С.Н., Гунин В.И. Гидротермальные системы с паровыми резервуарами. – Новосибирск: Изд-во СО РАН. – 1996. – 184 с.

38. Зотов И.А. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. – М.: Наука, 1989. – 195 с.
39. Иванкин П.Ф. Морфология глубоковскрытых рудных полей. – М.: Недра, 1970. – 288 с.
40. Иванов В.В., Панфилов Р.В. О зависимости между рассеянием и концентрацией в общем геохимическом цикле миграции элементов в земной коре // Геохимия. – 1985. – № 9. – С. 1250–1258.
41. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений / Отв. ред. Л.Н. Овчинников. – М.: Недра, 1983. – 198 с.
42. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. – Новосибирск: Наука, 1981. – 248 с.
43. Китаев Н.А. Многомерный анализ геохимических данных. – Новосибирск: Наука, 1990. – 120 с.
44. Ковалевский А.Л. Биогеохимические поиски рудных месторождений. – М.: Недра, 1974. – 144 с.
45. Колотов Б.А. Научные основы гидрогеохимического метода поиска рудных месторождений // Прикладная геохимия. Вып. 8. – М.: ИМГРЭ, 2008. – С. 129–138.
46. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. – М.: Научный мир, 2000. – 270 с.
47. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – С. 335–546.
48. Коробейников А.Ф. Рудно-метасоматическая зональность на месторождениях золота // Геология рудных месторождений. – 1983. – № 1. – С. 96–99.
49. Краткий справочник по геохимии / Войткевич Г.В. и др. – М.: Недра, 1970. – 280 с.
50. Лебедев Л.М. Современные рудообразующие гидротермы. – М.: Недра, 1975. – 261 с.
51. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. – 2001. – Т. 43. – № 4. – С. 291–307.
52. Мальковский В.И., Пэк А.А. Влияние фокусирующих свойств высокопроницаемых разломов на развитие рудообразующих систем // Флюидные потоки в земной коре и мантии / Отв. ред. В.А. Жариков/ – М.: ИГЕМ РАН, 2002. – С.104–108.
53. Матвеев А.А., Николаев Ю.Н. Аплеталин А.В. Геолого-геохимические модели рудных объектов различных иерархических уровней // Прикладная геохимия. Вып. 3. – М.: ИМГРЭ, 2002. – С. 86–106.
54. Методика количественной оценки рудоносности геологических комплексов (формаций) по геолого-геохимическим данным при средне-мелкомасштабном картировании. Методические рекомендации / Отв. ред. В.В. Иванов. – М.: ИМГРЭ, 2001. – 66 с.
55. Методика разведки золоторудных месторождений / под ред. Г.П. Воларович. – М.: ЦНИГРИ, 1991. – 344 с.
56. Методические рекомендации по литохимическим методам поисков рудных месторождений по потокам рассеяния / Г.И. Хорин, В.П. Бородин, А.А. Матвеев. – М.: ИМГРЭ, 1992. – 164 с.

57. Методические рекомендации по использованию геохимических поисков при поисках и оценке золоторудных месторождений / Г.Я. Абрамсон, А.Г. Жабин. – М.: ИМГРЭ, 1991. – 103 с.
58. Методические рекомендации по технологии геохимических работ масштаба 1:200000 в закрытых районах для прогноза полезных ископаемых / Отв. ред. А.А. Головин, Ю.Н. Ермаков. – М.: ИМГРЭ, 2003. – 88 с.
59. Миляев С.А. Литохимические поиски полиметаллических месторождений. – М.: Недра, 1988. – 183 с.
60. Миляев С.А. Чекваидзе В.Б., Исакович И.З. Количественная минералогическая геохимическая модель Васильковского золоторудного месторождения // Отечественная геология. – 1994. – № 7. – С. 36–42.
61. Морозов А.Ф., Чепкасова Т.В., Головин А.А., Гусев Г.С., Килипко В.А., Криночкин Л.А. Технология, результаты и проблемы региональных геохимических работ масштаба 1:1000000 в России // Разведка и охрана недр. – 2006. – № 9–10. – С. 55–63.
62. Нарсеев В.А. Теория эндогенной зональности рудных месторождений // Отечественная геология. – 1994. – № 5. – С. 3–10.
63. Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. – М.: Недра, 1990. – 248 с.
64. Овчинников Л.Н., Рифтин В.М., Головин А.А. Первичные геохимические ореолы колчеданных месторождений и их поисковое значение. – М.: Недра, 1986. – 25 с.
65. Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. – М.: МГУ, 1999. – 768 с.
66. Питулько В.М., Крицук И.Н. Основы интерпретации данных поисковой геохимии. – Л.: Недра, 1990. – 336 с.
67. Плющев Е.В., Шатов В.В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. – Л.: Недра, 1985. – 247 с.
68. Поисковые модели вторичных литохимических ореолов месторождений благородных, цветных и редких металлов / Сост. В.И. Морозов, Н.А. Серебрякова и др. – М.: ИМГРЭ, 1992. – 90 с.
69. Поликарпочкин В.В. Вторичные ореолы и потоки рассеяния. – Новосибирск: Наука, 1976. – 407 с.
70. Польшов Б. Б. Геохимические ландшафты // Географические работы : сб. – М., 1952. – С. 381–393.
71. Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Буачидзе Г.И. и др. Изотопный состав Не и Аг в термальных флюидах Альпийско-Аппенинского региона и его связь с вулканизмом // Доклады АН СССР, 1979. – Т. 247. – № 5. – С. 1220–1225.
72. Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. – Новосибирск: Наука, 1973. – 355 с.
73. Прикладная геохимия. Вып. 8. Проблемы поисковой геохимии. Т. 1. Теория и методы / Гл. ред. А.А. Кременецкий. – М.: ИМГРЭ, 2008. – 303 с.
74. Прикладная геохимия. Вып. 8. Проблемы поисковой геохимии. Т. 2. Опыт геохимических поисков / Гл. ред. А.А. Кременецкий. – М.: ИМГРЭ, 2008. – 334 с.
75. Проблемы образования рудных столбов. – Новосибирск: Наука, 1972. – 436 с.
76. Прокофьев В.Ю. Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов (по

- данным исследования флюидных включений). – Новосибирск: Наука, 2000. – 191 с.
77. Региональные геохимические работы – основа подготовки площадей для поисков месторождений полезных ископаемых. Тезисы докладов III Всероссийской научно-практической конференции по прикладной геохимии. – М.: ИМГРЭ, 2010. – 192 с.
  78. Романов В.А. Потоки рассеяния и геохимический баланс вещества // Отечественная геология. – 2001. – № 3. – С. 56–60.
  79. Романов В.А. Количественная интерпретация литогеохимических данных по потокам рассеяния // Геология и геофизика. – 1987. – № 6. – С. 124–126.
  80. Рослякова Н.В., Росляков Н.А. Эндогенные ореолы месторождений золота. – Новосибирск: Наука, 1975. – 132 с.
  81. Росляков Н.А. Проблемы количественного геохимического прогноза рудных месторождений // Геохимические критерии прогнозной оценки оруденения / Отв. ред. Н.А. Росляков. – Новосибирск: Наука, 1990. – С. 193–214.
  82. Сагт Ю.Е. Вторичные геохимические ореолы при поисках рудных месторождений. – М.: Наука, 1982. – 168 с.
  83. Сафронов Н.И. К теории первичных ореолов рассеяния // Инф. сб. ВИТР. – 1959. – № 21. – С. 106–132.
  84. Сафронов Н.И., Мещеряков С.С., Иванов Н.П. Энергия рудообразования и поиски полезных ископаемых. – Л.: Недра, 1978. – 265 с.
  85. Соколов С.В. Структуры аномальных геохимических полей и прогноз оруденения. – СПб: Наука, 1998. – 131 с.
  86. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. – М.: Недра, 1985. – 294 с.
  87. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / А.П. Соловов, А.Я. Архипов, В.А. Бугров и др. – М.: Недра, 1990. – 335 с.
  88. Справочник по математическим методам в геологии / Д.А. Родионов, Р.И. Коган, В.А. Голубева и др. – М.: Недра, 1987. – 335 с.
  89. Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. – Новосибирск: Наука, 1987. – 202 с.
  90. Удодов П.А., Паршин П.Н., Левашов Б.М. и др. Гидрогеохимические исследования Колывань-Томской складчатой зоны. – Томск. Изд. ТГУ, 1971. – 283 с.
  91. Шарапов В.Н. Структурно-динамические типы эндогенных рудообразующих систем // Геология и геофизика. – 1988. – № 12. – С. 61–68.
  92. Шарапов В.Н., Сотников В.И. К проблеме количественного моделирования развития рудно-магматических систем // Геология и геофизика. – 1997. – № 5. – С. 857–870.
  93. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре: пер. с англ. / Под ред. Б.Н. Рыженко, Л.И. Звягинцева. – М.: Мир, 1981. – 436 с.
  94. Фурсов В.З. Выявление и оценка наложенных геохимических аномалий ртути на закрытых территориях при МГХК-200. Методические рекомендации / Отв. ред. А.А. Головин. – М.: ИМГРЭ, 2001. – 155 с.
  95. Щербаков Ю.Г. Геохимические индикаторы золоторудных полей // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36. – № 9. – С. 42–52.
  96. Cooley W. W., Lohnes W.W. Multivariate data analysis. – New York: Wiley, 1971. – 364 p.

97. Harman H. H. Modern factor analysis. – Chicago: University of Chicago Press, 1967. – 474 p.
98. Hartigan J. A. Clustering algorithms. – New York: Wiley, 1975. – 351 p.
99. Haykin S. Neural Networks: A Comprehensive Foundation. – New York: Macmillan College Publishing. – 1994. – 284 p.
100. Heinrich C.A. The chemistry of hydrothermal tin-(tungsten) ore deposition // Econ. Geol. – 1990. – Vol. 55. – P. 529–550.
101. Helgeson H.C. Mass transfer among minerals and hydrothermal solutions // Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. – N.-Y.: John Wiley & Sons, 1976. – P. 568–610.
102. Richardson C.Y., Cann J.R., Richards H.G., Cowan J.G. Metaldepleted root zones of the Troodos ore-forming hydrothermal system, Cyprus // Earth and Planetary Science Letters. – 1987. – Vol. 846. – P. 243–253.
103. Robertson L.D.M., Taylor G.F. Depletion haloes in rocks surrounding the Cobar Orebodies, NSW, Australia: implication for exploration and ore genesis. J. Geochem. Explor. – 1987. – Vol. 27. – P. 77–101.
104. Rowland J.V., Sibson R.H. Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand // Geofluids. – 2004. – Vol. 4. – № 4. –P. 259–283.
105. Ward J. H. Hierarchical grouping to optimize an objective function // Journal of the American Statistical Association. – 1963. – V.58. – P. 236.
106. White D.E., Muffle L.J., Truesdell A.H. Vapour-dominated hydrothermal system compared with hot-water system // Econ. Geol. – 1971. – V. 60. – P. 75–97.

## **СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ**

АГП – аномальное геохимическое поле;

АГСП – аномальная структура геохимического поля – топологически замкнутая конструкция, отражающая зональное строение аномального геохимического поля определенного иерархического уровня,

ГДП-200 – геологическое доизучение площадей масштаба 1:200000;

ГМП – геохимические методы поисков;

ГСР-200 – геологосъемочные работы масштаба 1:200000;

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	3
1. Геохимическое поле и его параметры.....	4
1.1. Параметры аномального геохимического поля.....	5
1.2. Взаимосвязь геохимических аномалий в различных геосферах.....	5
2. Геохимические ореолы месторождений полезных ископаемых.....	6
3. Геохимические барьеры.....	13
4. Ландшафтно-геохимические исследования.....	15
5. Первичные ореолы рудных месторождений.....	25
5.1. Зональность первичных ореолов.....	26
5.2. Оценка миграционной способности («геохимической подвижности») элемента в первичном ореоле ...	30
6. Вторичные литохимические ореолы рассеяния.....	31
6.1. Формирование вторичных ореолов рассеяния.....	31
6.2. Классификация вторичных литохимических ореолов.....	33
6.3. Уравнения остаточного ореола рассеяния.....	35
6.4. Вычисление коэффициента рассеяния $\sigma$ .....	36
6.5. Расчет продуктивности вторичного ореола рассеяния.....	37
6.6. Смещения и деформации вторичного ореола рассеяния.....	38
6.7. Наложенные ореолы. Методы усиления слабых аномалий.....	38
6.8. Особенности зональности вторичных литохимических ореолов... ..	42
7. Литохимические потоки рассеяния.....	43
7.1. Уравнение идеального потока.....	44
7.2. Факторы, влияющие на содержание элемента в потоке рассеяния.....	45
7.3. Уравнение реального потока рассеяния.....	47
8. Методика поисковых литохимических работ.....	48
9. Биогеохимический метод поисков.....	50
10. Гидрогеохимический метод поисков.....	53
11. Атмогеохимический метод.....	54
12. Технология геохимического картирования при ГДП-200.....	55
12.1. Геохимические поиски при ГДП-200.....	55
12.2. Многоцелевое геохимическое картирование.....	58
13. Требования к содержанию проектных и отчетных материалов по геохимическим работам.....	61
14. Моделирование зональности аномальных геохимических полей.....	67
14.1. Методы выявления и геометризация структуры аномальных геохимических полей.....	68
14.2. Механизм формирования структуры АГП.....	76
Заключение.....	95
Список литературы.....	96
Список сокращений.....	102

Учебное издание

ВОРОШИЛОВ Валерий Гаврилович

# ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Учебное пособие

**Издано в авторской редакции**

Научный редактор  
*доктор ..... наук,  
профессор XXXXXXXXXX*

*Дизайн обложки В.Г. Ворошилов*

**Отпечатано в Издательстве ТПУ в полном соответствии  
с качеством предоставленного оригинал-макета**

Подписано к печати хх.хх.2011. Формат 60х84/16. Бумага «Снегурочка».  
Печать XEROX. Усл. печ. л. 6,05. Уч.-изд. л. 5,47.  
Заказ ххх-11. Тираж 100 экз.



Национальный исследовательский Томский политехнический университет  
Система менеджмента качества  
Издательства Томского политехнического университета сертифицирована  
NATIONAL QUALITY ASSURANCE по стандарту BS EN ISO 9001:2008



ИЗДАТЕЛЬСТВО  ТПУ. 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30  
Тел./факс: 8(3822)56-35-35, www.tpu.ru