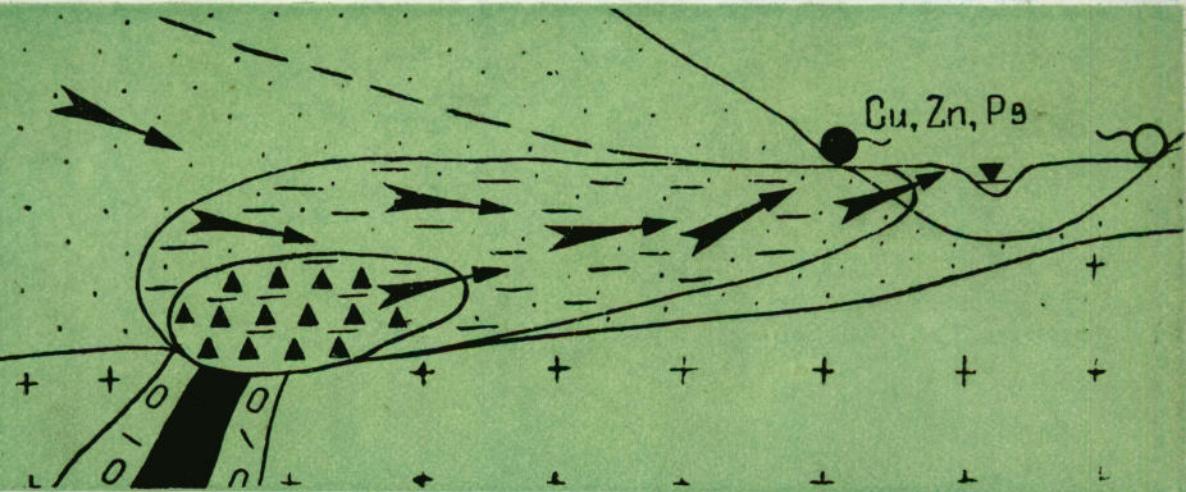


С · Z · Ръ



Г.А. ГОЛЕВА

ГИДРО- ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ
(ВСЕГИНГЕО)

Г. А. ГОЛЕВА

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

М. Голева
19 III 69
Голев



ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ. Г. А. ГОЛЕВА. ИЗД-ВО «НЕДРА», 1968, СТР. 292.

Работа основана на обобщении гидрохимических исследований, проведенных в целях разработки методики гидрохимических поисков скрытого оруденения. Объектами исследований явились водные ореолы рассеяния медноколчеданных, полиметаллических, молибденовых, вольфрамовых, золоторудных и ртутных месторождений. В результате исследований выявлены и описаны особенности образования и проявления ореолов рассеяния рудных тел, залегающих ниже местных базисов эрозии, в различных генетических типах природных вод. Изучение миграционных свойств разнообразного комплекса микрокомпонентов в ореольных и окружающих фоновых водах позволило установить и охарактеризовать зональность, состав и размеры водных ореолов рассеяния скрытого оруденения.

В работе приведено описание методики и техники гидрохимического опробования глубоких несамонизливающихся скважин.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов.

Библ.—274 назв., табл.—64, илл.—68.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема поисков скрытого промышленного оруденения имеет в настоящее время большое народнохозяйственное значение в связи с необходимостью выявления и освоения огромных запасов скрытых (слепых) и погребенных рудных месторождений. В целях повышения эффективности глубинных поисков рудных месторождений в последние годы стали интенсивно разрабатываться геохимические методы (литогеохимический, гидрогеохимический и биогеохимический). Проведение опытно-методических исследований в различных геологических районах страны позволило установить области и условия наиболее эффективного применения каждого из этих методов.

В задачу наших исследований входили выяснение особенностей применения гидрогеохимического метода при поисках скрытого оруденения и разработка основных методических положений, касающихся специализированных гидрогеохимических поисков не выходящих на поверхность рудных месторождений. Основными объектами исследований явились водные ореолы рассеяния медноколчеданных месторождений Урала, полиметаллических — Рудного Алтая, молибденовых, вольфрамовых, золоторудных — Забайкалья и ртутных месторождений Закарпатья.

В результате этих исследований были выяснены условия образования, зональность, состав, размеры и особенности проявления водных ореолов рассеяния рудных тел, залегающих ниже местных базисов эрозии. Для более глубокого познания геохимии основных элементов-индикаторов скрытого оруденения исследовался состав распространенных в рудных районах минеральных вод (углекислые, азотные, термальные, сероводородные). Это позволило дать описание закономерностей распространения поисковых микрокомпонентов в различных геохимических обстановках и восполнить недостаток данных об условиях образования водных ореолов рассеяния рудных тел в зоне слабо окислительных и слабо восстановительных процессов.

Работа выполнялась во Всесоюзном научно-исследовательском институте гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО) в течение 1960—1965 гг. большим коллективом сотрудников под руководством автора. На разных этапах исследований в ней принимали участие В. В. Федосеева, В. И. Белецкий, М. Е. Богуславский, К. Н. Сепетая, Н. Д. Мишин, А. Я. Ильина, Б. В. Попков, С. В. Баженов и В. П. Свешников. За время полевых работ было отобрано и проанализировано около 1500 проб воды на широкий круг химических компонентов. Большая часть из них определялась в полевых химических лабораториях:

меди, цинк, свинец, молибден, мышьяк, ртуть, серебро, марганец, фосфор, ванадий, фтор, бор, йод, бром, никель, кобальт, вольфрам, бериллий, селен, железо, алюминий и др. Остальная группа микрокомпонентов (германий, золото, литий, рубидий, цезий, стронций и кадмий) анализировалась количественно пламенно-фотометрическим, колориметрическим и полярографическим методами в стационарных московских лабораториях ВСЕГИНГЕО. Помимо указанных компонентов в сухих остатках вод и водных концентратах полукачественно спектрально определялись титан, барий, цирконий, хром, индий, скандий, иттербий, иттрий и лантан.

Химические анализы проб воды производились Е. А. Астафьевой, В. Д. Щеголовой, Г. Ф. Поляковой, А. В. Харламовой, Н. Н. Муравьевой, Э. Н. Кондратьевой, Н. Л. Озеровой, В. В. Лушниковым, Л. В. Науменко, Т. П. Нечаевой и В. А. Поляковым. Все спектральные анализы проб воды и пород осуществлены под руководством Л. Г. Логиновой и Э. И. Галицыной.

Быстро изменяющиеся параметры и компоненты (pH , Eh , CO_2 , H_2S , Fe^{2+} , Fe^{3+} , O_2) определялись непосредственно около водопунктов с помощью портативных полевых лабораторий и потенциометров. Пробы воды и газа из глубоких несамоизливающихся скважин отбирались в основном глубинными пробоотборниками, сконструированными М. Е. Богославским во ВСЕГИНГЕО (ППБ-2, ГПВ-60, ПВ-60).

Данные поинтервального гидрогеохимического опробования скважин (точечный гидрокаротаж) сопоставлялись с результатами нейтронного и резистивиметрического каротажа, проводимых местными геофизическими партиями. Необходимые для отбора глубинных проб воды предварительные прокачки и прочистки скважин осуществлялись местными геологическими и гидрогеологическими экспедициями Оренбургского, Уральского, Восточно-Казахстанского и Бурятского геологических управлений, а также Закарпатской геологической экспедицией.

Автор приносит глубокую благодарность А. И. Германову, А. М. Овчинникову, А. П. Соловову, А. Н. Еремееву, В. Н. Попову, А. И. Перельману, А. И. Токареву, Е. Н. Кущель и Е. М. Янишевскому за ценные советы и замечания, а также В. В. Федосеевой и К. Н. Сепетой, оказавшим большую помощь при подготовке рукописи к печати. Инициатором гидрогеохимических исследований скрытого оруденения был А. А. Бродский.

Настоящую работу автор рассматривает как первую попытку обобщения результатов опытно-методических исследований водных ореолов рассеяния скрытого оруденения на данном этапе их изученности. Учитывая продолжение работ по указанной проблеме, автор будет очень признателен всем лицам, направившим свои критические замечания и пожелания по адресу: Москва, Большая Ордынка, 32, ВСЕГИНГЕО.

ИЗУЧЕННОСТЬ ВОДНЫХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Большое значение для развития гидрогеохимического метода поисков рудных тел, в том числе и не выходящих на поверхность, имели работы многих коллективов советских ученых, руководимых Е. Е. Беляковой, А. А. Бродским, А. И. Германовым, И. И. Гинзбургом, М. А. Глазовской, Н. И. Долухановой, В. И. Красниковым, А. М. Овчинниковым, А. И. Перельманом, В. Н. Поповым, А. А. Сауковым, Г. Б. Свешниковым, А. И. Софоновым, П. А. Удодовым, а также работы зарубежных исследователей Р. В. Бойля, Х. Е. Хокса, Д. С. Уэбба, Д. Уайта и др. Геохимические условия формирования и разрушения рудных месторождений рассматриваются этими исследователями с учетом разнообразного влияния природных факторов.

Большой фактический материал, накопившийся за последние 10 лет по гидрогеохимии рудных месторождений, располагающихся в различных геологических районах страны,ложен в основу составления методических руководств, указаний и инструкций (А. Н. Токарев и А. В. Щербаков при участии А. И. Германова, 1956 г.; В. Г. Мелков и Л. Ч. Пухальский, 1957 г.; А. А. Смирнов и А. В. Щербаков, 1957 г.; В. В. Поликарпочкин, 1959 г.; Н. И. Долуханова, 1956, 1960 гг.; Е. Е. Белякова, 1957, 1959, 1962 гг.; П. А. Удодов и др., 1957, 1959, 1961, 1962 гг.; А. А. Бродский, 1956, 1957, 1960, 1964 гг.; А. А. Бродский, Г. А. Голева, С. Р. Крайнов, 1965 г.).

Особенно важное значение для разработки и внедрения в практику гидрогеохимического метода имело составление методического руководства по определению и концентрированию микрокомпонентов в природных водах при поисках рудных месторождений (1962 г.).

Многие приемы интерпретации гидрогеохимических данных, разработанные в процессе изучения месторождений, вскрытых современными эрозионными процессами, оказались приемлемыми после соответствующего уточнения и для интерпретации гидрохимических аномалий, генетически связанных со скрытым оруденением.

Несмотря на частое упоминание в работах многих гидрогеологов о «потенциальной глубинности» гидрогеохимического метода, данные, подтверждающие этот важный вывод на примере различных типов скрытого оруденения, были весьма ограничены. Из-за общей слабой геологической и литогеохимической изученности не выходящих на поверхность рудных тел некоторые важные вопросы формирования их водных и лигохимических ореолов до сих пор недостаточно изучены. Особенно это касается рудных месторождений, располагающихся в платформенных областях и предгорных прогибах как под мощным

покровом, так и в самой толще осадочных отложений. Не случайно поэтому большая часть разведанных скрытых и погребенных рудных тел обнаружена в последние годы в горноскладчатых районах с чехлом рыхлых образований, не превышающим 50 м.

Наиболее результативными оказались гидрогеохимические поиски сульфидных месторождений на Урале и в Западной Сибири, что во многом объясняется более эффективным использованием здесь гидрогеохимического метода при поисках рудных месторождений по сравнению с другими районами страны. Проверка гидрохимических аномалий в Гайском и Учалинском рудных районах помогла выявить несколько крупных погребенных и скрытопогребенных медноколчеданных залежей. К сожалению, большой разрыв во времени между выявлением и проверкой гидрохимических аномалий на много лет задержал открытие некоторых месторождений. Наиболее ярким примером этого является история открытия Гайского месторождения.

В. Л. Малютин на основании изучения химического состава поверхностных и подземных вод в районе Купоросного озера, использовавшегося для лечебных целей, высказал предположение о нахождении вблизи него или под ним рудной залежи. Примерно к такому же выводу приходили и другие геологи, обследовавшие в те годы этот район (В. М. Крейтер, И. Л. Рудницкий, Н. К. Разумовский, А. В. Хабаков).

В 1947 г. А. И. Германов указывал на необходимость постановки детальных гидрогеохимических исследований в районе Купоросного озера. Однако поиски колчеданных руд в Гайском районе долгое время ограничивались геофизическими и буровыми работами. В 1954—1956 гг. Е. А. Пислегиной под руководством А. А. Бродского были проведены целенаправленные гидрохимические исследования, приведшие к открытию пятой медноколчеданной залежи (Южно-Гайское месторождение), с которой и оказалась генетически связанной гидрохимическая аномалия Купоросного озера. Выявлению этой залежи, погребенной под толщей мезо-кайнозойских отложений в 1,5 км от других рудных тел, благоприятствовало развитие контрастного водного ореала сильнокислых ($\text{pH} < 4$) сульфатных вод, обогащенных разнообразным комплексом тяжелых металлов.

Участие подземных вод в формировании гипергенной минералого-геохимической зональности и образование водных ореолов рассеяния сульфидных и урановых месторождений проанализированы в работах А. И. Германова (1947, 1962), А. А. Бродского, А. Н. Токарева, А. В. Щербакова (1956) и некоторых других исследователей. По наблюдениям А. И. Германова, свободный кислород может проникать в подземных водах на очень большие глубины (800—1500 м) и играть важную роль в образовании глубоких водных ореолов рассеяния. А. И. Германов считает, что вторичное обогащение многих сульфидных и урано-сульфидных месторождений совершается не только за счет обменных реакций с сульфидами, но и в значительной степени под действием сероводорода. Главную роль в образовании сероводорода и осаждении металлов в зоне цементации, по его мнению, играет сульфат-восстанавливающие микроорганизмы.

Интересные методические и поисковые работы проводятся в течение многих лет коллективом гидрогеологов Томского политехнического института под руководством П. А. Удодова (1962, 1965) в различных районах Западной Сибири. В пределах Томь-Кольванской складчатой зоны под толщей рыхлых мезо-кайнозойских образований ими на основании гидрогеохимического опробования скважин была прослежена крупная тектонически нарушенная зона с сульфидными рудопроявлениями.

Коллективом сотрудников ВСЕГИНГЕО под руководством А. А. Бродского в результате исследований в период с 1950 по 1962 г. на Урале, Кавказе, в Казахстане, Средней Азии и Забайкалье собран и ме-

тодически обобщен большой фактический материал по водным ореолам рассеяния преимущественно выходящих на поверхность сульфидных месторождений.

В геологически закрытых районах наиболее интересные исследования были проведены П. И. Пищеровой. Так, в 1957 г. в районе медно-колчеданного месторождения им. XIX Партизанского в результате опробования поверхностных потоков и открытых очагов разгрузки грунтовых вод ею было выявлено несколько гидрохимических аномалий. Две из них, как показали последующие буровые работы, оказались генетически связанными с медноколчеданными месторождениями.

В целях разработки методики гидрогеохимических поисков в аридных и полуаридных областях Казахстана группой сотрудников Всесоюзного геологического института (ВСЕГЕИ) под руководством Е. Е. Беляковой (Белякова и др., 1962) проводились гидрогеохимические и биогеохимические исследования в районах расположения редкометальных (молибденово-вольфрамовые) и полиметаллических (свинцово-цинково-медные) месторождений. Некоторые из этих месторождений перекрыты рыхлыми образованиями небольшой мощности и весьма отчетливо оконтуриваются водными ореолами рассеяния молибдена, вольфрама, меди, цинка, свинца и других элементов-индикаторов.

В результате гидрогеохимических исследований различных рудных районов Армении коллективом сотрудников геологического института АН Армянской ССР под руководством Н. И. Долухановой (1957, 1959) была разработана интересная методика, основанная на анализе не только природных вод, но и водных вытяжек из рыхлых пород, представляющая особенный интерес для засушливых районов с малым количеством водопроявлений и с глубоким расположением уровня подземных вод. В настоящее время эта методика с некоторыми изменениями (сорбционно-солевая) используется С. П. Албулом, И. А. Клименко, В. К. Спировым и другими исследователями в аридных районах Узбекистана с широким развитием лессовых пород.

На основании лабораторных и полевых исследований Г. Б. Свешников (Свешников и др., 1960, 1962) пришел к выводу о возможности образования водных ореолов рассеяния тяжелых металлов в глубоких водах вследствие электрохимического растворения. В Иртышской зоне смятия на Рудном Алтае им были выявлены гидрохимические аномалии, генетически связанные (как показала их проверка) с погребенным полиметаллическим оруденением.

С 1957 г. на Урале группой сотрудников Свердловского горного института и Уральского филиала АН СССР под руководством В. Ф. Ковалева (Ковалев и др., 1961, 1962) проводятся гидрогеохимические исследования в районах медноколчеданных месторождений. По некоторым закрытым рудным районам ими составлены гидрогеохимические карты, на которых выделены перспективные гидрохимические аномалии. Аналогичные работы, но в более широком масштабе в течение многих лет ведутся тематическими партиями Уральского, Оренбургского и Башкирского геологических управлений под руководством Г. А. Вострокнутова (1959, 1962), Г. Н. Засухина и Л. А. Логиновой (1963), Е. И. Токмачева.

В 1957—1961 гг. сотрудниками Всесоюзного научно-исследовательского института методики и техники разведки (ВИТР) проводилось изучение перекрытых рыхлыми осадочными образованиями полиметаллических месторождений Рудного Алтая (И. В. Касьянова). Комплексные геологические, геофизические и гидрохимические исследования охватывали поисковые участки и известные полиметаллические месторождения в Иртышской зоне смятия. В результате проведенных работ был определен состав водных ореолов рассеяния этих месторождений и установлены некоторые интересные закономерности зонального распределения в ореольных водах меди, цинка, мышьяка и свинца.

На основании изучения геохимии подземных вод рудоперспективных районов Восточных Карпат и Закарпатья в 1954—1958 гг. были выявлены гидрохимические аномалии мышьяка, ртути и других микроэлементов (Голева, 1959). При разбуривании этих участков в 1959—1963 гг. было обнаружено мышьяковистое оруденение, пространственно совмещенное со скрытыми очагами разгрузки хлоридно-натриевых мышьяковисто-борных углекислых вод. В других районах Закарпатской впадины также были выделены перспективные участки с предполагаемым скрытым ртутным оруденением (Голева и Бильк, 1962).

С. П. Албулом (1959) на примере отдельных районов Забайкалья и Прибалтики рассматриваются некоторые вопросы применения гидрохимического метода в условиях широкого развития многолетнемерзлых пород и моренных образований. Для уточнения местоположения рудных тел в пределах известных рудных полей С. П. Албул (1966) предлагает апробировать расчетные уравнения. К сожалению, определение некоторых входящих в эти уравнения параметров в полевых условиях связано с большими трудностями как методического, так и технического порядка (специальное бурение, откачка и каротаж и т. п.).

Интересные данные о водных ореолах рассеяния рудных тел, скрытых в толще мерзлых пород, и по методике поисков в северных районах приводятся в работах С. Л. Шварцева (1963, 1964), В. П. Боровицкого и Г. А. Нечаева, В. М. Пономарева (1962) и др. На возможность и целесообразность поисков скрытых рудных тел гидрохимическим методом в районах с различными климатическими условиями указывает также Ю. Ю. Бугельский (1963).

Таким образом, к началу наших работ уже имелся некоторый материал по водным ореолам рассеяния скрытого оруденения и распределению основных рудообразующих компонентов в поверхностных и подземных водах геологически закрытых районов. Это позволило нам проводить исследования более целеустремленно, направив усилия главным образом:

- 1) на выяснение особенностей проявления водных ореолов рассеяния различных по составу и условиям залегания рудных тел в различных типах природных вод;
- 2) на выяснение возможности обнаружения слабо окисляющихся рудных тел, залегающих ниже местных базисов эрозии, по их водным ореолам рассеяния;
- 3) на определение параметров водных ореолов рассеяния скрытого оруденения в различных геолого-географических условиях (размеры, зональность, контрастность, состав и др.);
- 4) на установление главнейших факторов, определяющих условия формирования водных ореолов рассеяния;
- 5) на познание закономерностей распределения и водной миграции рудных компонентов в водах с различными окислительно-восстановительными потенциалами и химическим составом;
- 6) на разработку методики и техники опробования несамонизливающихся скважин в целях выявления водных ореолов рассеяния закрытого типа;
- 7) на разработку методических приемов интерпретации гидрохимических данных при поисках скрытого оруденения;
- 8) на разработку принципов гидрохимического картирования закрытых территорий для разных масштабов поисковых работ;
- 9) на сопоставление зональности и пространственного соотношения литохимических и водных ореолов рассеяния.

Освещению всех этих вопросов на примере ряда хорошо изученных геологически закрытых рудных районов страны и посвящена настоящая книга.

ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ И ТИПЫ ВОДНЫХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Глава 1.

ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ЛОКАЛИЗАЦИИ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ЕГО КЛАССИФИКАЦИЯ

В последние годы появилось сравнительно много работ, характеризующих геологические условия локализации не выходящих на поверхность рудных тел. Большой интерес, в частности, представляют работы В. В. Аристова (1964), А. Г. Бетехтина (1952), П. С. Бернштейна (1963), М. Б. Бородаевской (1963), Н. И. Бородаевского (1964), Ф. И. Вольфсона и Л. И. Лукина (1963), М. М. Константинова (1963), В. Н. Котляра, И. П. Кушнарева, В. М. Крейтера, О. Д. Левицкого (1963), Н. В. Петровской, Е. А. Радкевич, В. И. Смирнова (1965), П. Ф. Сопко, П. М. Таринова, В. П. Федорчука (1964), Н. А. Хрущова (1961) и др.

По данным этих исследователей, а также материалам многих других геологов, непосредственно занимающихся поисками скрытого оруденения, условия локализации рудных тел в разных структурных областях характеризуются существенными отличиями.

Так, в платформенных областях известные рудные тела приурочены либо к кристаллическим породам фундамента, либо к перекрывающему чехлу осадочных отложений. Глубина их залегания в пределах древних каледонских платформ колеблется от 30 до 1000 м. В палеозойском фундаменте более молодых платформ она снижается до 20—500 м, а в перекрывающем осадочном чехле до 10—250 м. Скрытое эндогенное оруденение здесь часто приурочено к крупным разломам платформенных сооружений, к погребенным массивам магматических пород, интрузивам, контактам пологих даек и карбонатных пород, тектоническим трещинам отслаивания и другим комбинированным структурам. Наиболее крупными, не выходящими на поверхность рудными месторождениями здесь являются железорудные (КМА), медно-никелевое (Талнах), погребенные под осадочным чехлом массивы ультраосновных пород с никелевым и хромитовым оруденением, осадочные месторождения марганцевых руд (Токмакское), древние погребенные россыпи и др.

В геосинклинальных областях обычно выделяются две группы рудных районов (Радкевич, 1963). Первая группа отличается развитием преимущественно основных и ультраосновных интрузивов, вторая связана преимущественно с гранитоидными интрузиями, приуроченными к зонам глубоких разломов, вдоль которых проявлялась интенсивная вулканическая деятельность. В таких районах, в частности, локализуются крупнейшие медноколчеданные месторождения, приуроченные к узким зонам смятия с интенсивным развитием серицитизированных и окварцованных пород. Многие не выходящие на поверхность колчеданные залежи тесно связаны с определенными типами вулкани-

ческих пород и часто располагаются на контакте кислых и основных эффиузивов (Южный Урал). Редкометальные месторождения обычно локализуются в узких зонах разломов и чаще всего приурочены к открытым массивам щелочных пород.

Второй тип закрытых рудных районов характеризуется широким развитием гранитных интрузий и приурочен к прогибам, выполненным мощными терригенными образованиями. Глубина скрытого оруденения в краевых прогибах, по данным В. В. Аристова (1964), колеблется от 50 до 600 м.

В осевых частях прогибов, расчлененных на отдельные внутренние поднятия и прогибы, могут располагаться месторождения редких металлов, генетически связанные с гранитными массивами, не вскрытыми эрозией. По геофизическим данным, эти массивы располагаются в ядрах антиклиналей, на их поперечных перегибах и участках пересечения складок региональными разрывными нарушениями.

В зонах внутренних и краевых поднятий прогибов, удаленных от областей сноса терригенного материала, широко распространены известняковые толщи пород с промышленными скоплениями полиметаллов, которые локализуются преимущественно на пересечении пликативных структур с поперечными разрывными нарушениями, а также в зоне контактов карбонатных толщ с алюмосиликатными породами.

В местах пересечения региональных краевых структурных швов с поперечными и диагональными разломами (Бернштейн, 1963; Тимофеевский, 1962; Петровская и др., 1961), а также на контакте с различными непроницаемыми (глинистыми) барьерами располагаются крупные скрытые золоторудные месторождения (балейский тип). Рудные поля этих месторождений ограничиваются поперечными разломами и разбиты на отдельные рудоносные блоки (месторождения Восточного Забайкалья, Енисейского кряжа и других золоторудных районов).

В краевых прогибах древних платформ вдоль разрывов, пересекающих крылья пологих антиклиналей, часто локализуются ртутно-сульфидные месторождения (Федорчук, 1964). Отличительной особенностью этого типа скрытых месторождений является большой вертикальный размах. В мезозойских и альпийских складчатых областях они образуют линейно вытянутые зоны и пояса согласно с простиранием основных складчатых и разрывных структур. Большую роль в локализации ртутных месторождений на участках с относительно пологой дислокацией играют экранирующие слабо проницаемые породы.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ЛОКАЛИЗАЦИЮ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Роль разнообразных факторов, определяющих локализацию и условия формирования рудных месторождений, рассматривается во многих работах геологов. В зависимости от генетического типа месторождения предпочтение отдается тем или другим факторам.

Для гидротермальных месторождений, например, важное значение имеет структурный (тектонический), а для осадочных — литологический факторы. Основным фактором, контролирующим локализацию магматогенных месторождений, является, по мнению большинства геологов, магматический. Немаловажную роль в формировании рудных тел играют и другие менее изученные пока факторы: геохимический и гидрогеологический. Значение и роль гидрогеологического фактора обычно рассматривается преимущественно применительно к осадочной (химической) или инфильтрационной группам месторождений и в меньшей степ-

пени применительно к гидротермальным месторождениям. Считается, что в формировании других групп месторождений полезных ископаемых (собственно магматических, пневматолитовых, экспансационных, обломочных, механических, метаморфогенных и др.) природные воды играют незначительную либо второстепенную роль.

Структурные факторы, определяющие расположение рудных полей, разделяются геологами на региональные и локальные. Под региональными факторами подразумеваются крупные тектонические структуры типа складчатых зон, региональных разломов, сбросов, надвигов и т. п. Так, например, описываемые в данной книге полиметаллические месторождения Рудного Алтая приурочены к Иртышской зоне смятия, простирающейся более чем на 800 км. Пространственное размещение отдельных рудных залежей контролируется более мелкими структурами второго порядка. К ним относятся сопряженные с региональными разломами менее крупные, но более раскрытие тектонические нарушения (трещины скальвания, разрывы и т. п.).

При поисках скрытого оруденения используются примерно такие же структурные, литологические и стратиграфические признаки, как и при поисках месторождений, выходящих на поверхность. В некоторых случаях условия локализации скрытых и погребенных рудных тел оказываются несколько отличными от условий локализации рудных тел, выходящих на поверхность. Так, по данным В. В. Аристова (1964), медноколчеданные залежи Армении и Урала, вскрытые современной эрозией, имеют штокообразную форму, а залегающие ниже слепые рудные тела представлены пологими крутопадающими залежами, вытянутыми по простирации вмещающих пород.

На основании анализа возможных путей движения магматического расплава и постмагматических растворов, а также по положению магматического очага по отношению к конкретному интрузиву В. В. Аристов выделяет две группы постмагматических месторождений: первую, связанную с рудоносными магматическими очагами внутриинтрузивного типа, и вторую, связанную с глубинными рудоносными магматическими очагами, расположенными за пределами конкретного (видимого или скрытого) интрузива.

П. М. Татаринов предлагает различать следующие типы структур рудных полей: 1) структуры магматической стадии формирования интрузивов, 2) структуры складчатые, 3) структуры трещинные, 4) структуры контактов изверженных пород с осадочными и метаморфическими породами, 5) структуры комбинированные.

На основании изучения не выходящих на поверхность медноколчеданных месторождений Урала М. Б. Бородаевской (Бородаевская, Бородаевский, 1963) в пределах рудных полей было установлено широкое развитие суббулканических тел малых размеров (лакколиты, секущие дайки и т. п.). Большая часть рудных тел приурочена к антиклинальным или брахиантиклинальным складкам, участкам воздымания или погружения шарниров этих складок, их флексурным изгибам, зонам периклинальных замыканий, к участкам резкого перехода от пологих сводов к крутым крыльям и т. п.

В процессе рудоотложения эти структуры, вероятно, являлись своеобразными «структурными-ловушками», в которых происходило накопление рудного вещества в результате резкой смены гидродинамических и геохимических условий движения гидротермальных растворов.

Литологические факторы. Литологический состав вмещающих оруденение пород, их физические и химические свойства в значительной мере определяют не только морфологию, но и расположение рудных тел. Однако вопросы обогащения и изменения состава гидротермальных растворов при взаимодействии с вмещающими породами до сих пор еще очень слабо изучены.

В работах Х. М. Абдуллаева, Д. С. Коржинского (1955), Г. Шнейдерхена, Ф. Н. Шахова (1960) и других исследователей отмечается активная роль ассилиационных процессов, которые могут приводить как к обогащению рудоносных растворов металлами за счет вмещающих пород, так и к их обеднению. В химически активных породах (карбонатные, битуминозные и др.) большое влияние на рудоотложение оказывают сорбционные процессы, часто приводящие к избирательной адсорбции из растворов определенного комплекса рудных компонентов.

Породы, слагающие рудные тела, обычно представлены пористыми, легко замещающимися рудным веществом и трещиноватыми литологическими комплексами и отличаются большой пестротой фаций, изменчивых как по простираннию пород, так и по глубине. По мнению многих геологов (Д. И. Горжевский, М. Б. Бородаевская и др.), послойное чередование пород различного состава вызывалось периодической сменой поднятий и опусканий вследствие большой мобильности участков рудных полей и интенсивного проявления вулканических процессов. Участки, лишенные рудных месторождений, слагаются относительно однородными и более пластичными (глинистые сланцы и др.) литологическими толщами осадочных или изверженных пород. Причина такой приуроченности гидротермальных залежей к определенным литологическим типам разрезов объясняется различием их фильтрационных и механических свойств, обусловливающих движение гидротермальных растворов по наиболее проницаемым и тектонически нарушенным породам.

Однако в различных районах способность одних и тех же комплексов пород к замещению рудой проявляется по-разному, несмотря на их весьма сходный химический состав и физические свойства. Это свидетельствует о том, что на локализацию рудных тел влияют разнообразные факторы, а не только литология вмещающих пород.

Гидрогеологические и физико-химические факторы. Локализация рудных тел в большой степени определяется разнообразными гидрогеологическими, физико-химическими и геохимическими процессами, протекающими в период рудоотложения. Влияние этих факторов выражается в изменении температуры, давления, окислительно-восстановительных условий, химического состава растворов, их динамики и т. п. Условия формирования гидротермальных месторождений с различных позиций рассматриваются в работах П. Б. Бартон, А. Г. Бетехтина, В. И. Вернадского, Ф. И. Вольфсона, А. И. Германова, А. Н. Заварецкого, К. Б. Краускопфа, Д. С. Коржинского, С. И. Набоко, А. М. Овчинникова, А. А. Саукова, П. М. Татаринова, Ф. Тернера, Дж. Ферхугена, Н. И. Хитарова и многих других советских и зарубежных исследователей.

Главными показателями условий формирования месторождений являются, по мнению С. С. Смирнова, глубина и температура. Исходя из этого, он предложил классифицировать месторождения в первую очередь по глубине (месторождения умеренных и значительных, малых и приповерхностных глубин), а затем подразделять каждую группу по температуре образования на высокотемпературные ($500-300^{\circ}\text{C}$), среднетемпературные ($300-200^{\circ}\text{C}$) и низкотемпературные ($200-50^{\circ}\text{C}$).

Примером среднетемпературных (мезотермальных) месторождений, образовавшихся на сравнительно небольших глубинах и при небольшом давлении, могут являться рассматриваемые медноколчеданные месторождения Урала, а низкотемпературных — ртутные месторождения Закарпатья. Вольфрамовые и молибденовые месторождения Прибайкалья являются представителями высокотемпературных гидротермальных месторождений значительных и умеренных глубин.

По мнению С. С. Смирнова, процесс выделения гидротермальных растворов является весьма длительным, прерывистым, пульсационным и зависит от глубины расположения выделяющего их интрузива. При

небольших глубинах залегания интрузива наряду с высокотемпературными минералами образуются и низкотемпературные. Установление температуры их образования осуществляется различными методами: по температуре плавления, по температуре диссоциации, на основании установления точки инверсии, по изменению различных физических свойств, на основании исследования включений и т. п. Наиболее широко в настоящее время применяется последний метод, позволяющий устанавливать характерные парагенетические ассоциации минералов для различных температурных типов месторождений. Так, например, представителями высокотемпературной ассоциации минералов обычно являются магнетит, гематит, кассiterит, вольфрамит, молибденит, топаз, гранат и флогопит. Температура формирования месторождений, определяемая косвенно по мощности и характеру изменения околоврудных образований, накладывает определенный отпечаток на форму рудных тел.

Высокотемпературные образования отличаются, наиболее сложными жилообразными формами (штокверки, жилы различной формы и т. п.) ввиду наибольшей проникающей способности высокотемпературных агрессивных растворов, насыщенных различными летучими соединениями. Средне- и низкотемпературные месторождения чаще локализуются в более раскрытых структурах (трещины, зоны дробления и т. п.) в виде линз и жил более простых правильных форм вследствие меньшей активности и подвижности образующих их растворов.

Влияние температуры отражается также и на текстуре и структуре руд. Высокотемпературным месторождениям свойственны массивные крупнозернистые структуры и текстуры, а низкотемпературным — колломорфные или метаколлоидные тонкозернистые текстуры.

ГЕНЕЗИС И ВОЗМОЖНЫЙ СОСТАВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Вопросы происхождения гидротерм с давних времен интересуют различных исследователей. Высказывания по этому поводу имеются в ранних работах Агриколы, Декарта (XVI в.), М. В. Ломоносова (XVIII в.), А. Вернера (XIX в.) и в более поздних К. Р. Ван-Хайза, В. И. Вернадского, Ф. Зандбергера, В. Х. Эммонса и др. Часть геологов допускает участие в образовании рудоносных растворов инфильтрационных вод атмосферного происхождения, другие отдают предпочтение магматическим расплавам. Отсутствие необходимого фактического материала и критериев различия так называемых ювенильных (первозданных магматических гидротерм) и метеорных вод давало простор для разнообразных гипотетических предположений. Так были созданы гипотезы магматического (А. К. Грэйтон, Ц. Н. Феннер, В. Х. Эммонс, В. Линдгрен и др.), латераль-секреционного и метеорного происхождения гидротерм (Агрикола, К. Р. Ван-Хайз, Ф. Зандбергер и др.).

Глубокие философские размышления по вопросам генезиса гидротермальных растворов мы находим в классических трудах В. И. Вернадского (1933—1936 гг.). В отличие от многих предшествующих исследователей и в том числе известного венского геолога Э. Зюсса, считавших, что источником постмагматических растворов являются воды, выделяющиеся из магмы, В. И. Вернадский большое значение придавал процессам дегидратации, синтезу и распаду молекул воды, активизирующихся в зоне влияния магматических очагов. Он считал, что некоторая часть воды атмосферного происхождения, проникая по разрывным нарушениям на большие глубины в область высоких температур и давлений, может активно участвовать в переносе и концентра-

ции рудного вещества. В зоне высоких температур и давлений эти воды агрессивно воздействуют на вмещающие породы и, обогащаясь разнообразными рудными компонентами и газами термометаморфического и магматического происхождения, приобретают ювелирный облик. По мнению Д. С. Коржинского (1962), не исключено смешение дегидратированных вод с постмагматическими растворами на больших глубинах. Проникновение воды в магматический расплав, по его предположению, возможно только в случае превышения давления в подземной водонапорной системе по сравнению с внутренним давлением магматического расплава.

На наличие двух возможных источников воды гидротерм указывает в своих работах Н. И. Хитаров (1957). По его мнению, в формировании рудоносных растворов участвуют: 1) свободные и регенерированные из осадочных пород воды; 2) воды, выделяющиеся из магматического расплава.

По мнению Н. И. Хитарова и А. А. Кадик, при наличии массообмена с внешней средой магматические расплавы, насыщенные водой, в верхних частях земной коры должны ее сбрасывать. В нижних же частях земной коры магмы, по-видимому, недонасыщены водой и, стремясь к равновесию с водой вмещающих пород, поглощают ее. Радиальный диффузионный поток растворенной воды направлен к поверхности земли. Неоднородность состава водонасыщенных пород приводит к тому, что из одних литологических комплексов пород магматический расплав поглощает воду, а в другие — сбрасывает. Сброшенная вода будет являться смесью вод магматических расплавов и вмещающих пород.

Вода, поглощенная из вмещающих пород, перемещается в верхние слои путем диффузии и конвекции. Пересыщение магмы водой в верхних частях может привести к выделению ее в виде пара. Плотность расплава больше всего определяется содержанием воды и силикатных компонентов:

Сторонники ювелирной гипотезы происхождения гидротерм по-разному объясняют причину их восходящего движения. Одни отдают предпочтение давлению паров, выделяющихся из гранитного расплава (Линдгрен, Эмmons), другие — литостатическому давлению пород (Грейтон). А. Г. Бетехтин объясняет движение гидротермальных растворов «всасыванием» в полые трещины (1952).

По мнению многих гидрогеологов (В. В. Аверьев, А. И. Германов, А. М. Овчинников и др.), движение гидротерм, являющихся по своей природе гравитационными водами, должно подчиняться законам термо- и гидродинамики. На первой стадии сохранения «закупоренной паро-водяной системы» при внедрении расплавленных магматических интрузий оно направлено в стороны от теплового очага (В. И. Конопнов). После раскрытия системы и выхода по трещинам на поверхность паров, воды и газов движение термальных вод изменяется в направлении к их очагам разгрузки, вокруг которых образуются локальные гидродинамические депрессии.

А. М. Овчинников (1947, 1957, 1965) и А. И. Германов (1953) предлагают месторождения, в формировании которых подземные воды принимают большое участие, объединять в единый тип «гидрогенных месторождений». По их мнению, гидротермальные растворы представляют собой не изолированные струи ювелирных вод, а гравитационные воды единой артезианской системы, нагревающиеся как региональным внутренним теплом Земли, так и локальным на участках внедрения магматических интрузий.

А. М. Овчинников (1957, 1961а, б) считает, что в формировании гидротермальных растворов на разных стадиях принимают участие воды различного генезиса: седиментационные, инфильтрационные и др. Доля участия ювелирных вод рассчитывается как весьма незначитель-

ная. В зависимости от генетической связи с магматическими очагами А. М. Овчинников выделяет два типа гидротерм: типичные гидротермальные растворы, образующиеся в зоне влияния магматических очагов, и геотермальные, образующиеся вне влияния магматических процессов в областях с нормальным геотермическим режимом.

Возражения относительно возможного участия артезианских термальных вод в формировании гидротермальных растворов, которые высказывал в начале XX в. В. Эммонс, с гидрогеологической точки зрения не являются такими уж вескими, как их расценивают в настоящее время некоторые геологи (П. М. Татаринов и др.).

Большой фактический материал по глубоким термальным водам свидетельствует о наличии многодебитных трещинных вод на глубинах более 2 км. Теоретически же атмосферные воды могут, вероятно, проникать по разрывным нарушениям и водопроницаемым горизонтам в областях с нормальным геотермическим режимом на глубину 10—12 км. По данным В. В. Покровского (1964), на участках древних кристаллических щитов вне зоны влияния тепловых очагов величина геотермического градиента колеблется от 8 до 12°/км. В районах современной вулканической деятельности она увеличивается до 100—150°/100 м.

Избирательный характер рудоносности интрузивов может быть также объяснен образованием рудных скоплений только на участках с благоприятным сочетанием всех указанных факторов, в том числе и гидрогеологического. Зональность руд и первичных ореолов, помимо пульсационных магматических явлений, в значительной мере зависит от характера химической дифференциации гидротермальных растворов при переходе в зону пониженных температур и давлений.

Теория образования рудоносных растворов только за счет выноса рудных компонентов из магматического очага в настоящее время становится все менее популярной. Взаимодействию гидротермальных вод с боковыми породами и на небольших глубинах с метеорными водами придается все большее значение (А. А. Сауков, А. И. Тугаринов, Ф. Н. Шахов и др.).

Большую роль в формировании гидротермальных сульфидных и других месторождений, по мнению А. И. Германова (1953), играет органическое вещество осадочных пород. Вступая в химические и биохимические реакции в качестве сильного восстановителя, оно восстанавливает содержащиеся в гидротермальных водах сульфаты ($\text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{S}^2$).

В результате этого происходит осаждение тяжелых металлов в виде труднорастворимых сульфидов (галенит, сфалерит и др.). Миграция органического вещества в ходе гидротермального процесса сопровождается осветлением пород. Наиболее благоприятными структурами для протекания этих реакций являются антиклинали со скоплениями органического вещества нефтяного ряда. Не содержащие геохимически активного органического вещества интрузивные породы благоприятствуют длительному сохранению и миграции сульфатной серы.

Солевой и газовый состав гидротерм определяется разнообразными факторами. Главными из них, как уже указывалось, являются температура, давление, состав вмещающих пород, исходный состав вод, состав газов, выделяющихся из магматических очагов или пород на данных глубинах, окислительно-восстановительные условия и скорость фильтрации вод. При надкритических условиях в зоне очень высоких температур (500°C) и давлений гидротермальные растворы, по мнению Д. Ферхугена и Ф. Тернера, должны находиться в жидком состоянии. По мнению некоторых исследователей (В. А. Николаев, Ю. Ф. Самойлов и др.), растворимость большинства химических соединений в гидротермальных растворах при надкритических условия

мало отличается от их растворимости в критических условиях. Исходя из этого, мы можем косвенно судить о составе низкотемпературных гидротерм на основании изучения термальных вод в верхних слоях литосферы.

Е. И. Франком установлено, что сжатый надкритический пар обладает свойствами электролита, в котором растворенные вещества способны диссоциировать и переходить в ионное состояние. Увеличение температуры при постоянном давлении, по его мнению, вызывает изменение величины констант диссоциации любых соединений.

Растворение газов — процесс экзотермический, поэтому можно предполагать, что газонасыщенность гидротерм с глубиной по мере увеличения температуры будет уменьшаться. При возрастании минерализации воды растворимость газов в гидротермальных растворах обычно падает («высаливающий эффект»).

По данным О. Я. Самойлова и Д. С. Соколова (1957), растворимость большинства солей, за исключением соединений, обладающих положительным тепловым эффектом гидратации, с повышением температуры воды растет. Наиболее значительным увеличением растворимости при этом отличаются хлориды калия и кальция. Почти прямо пропорционально температуре растет и растворимость кремнекислоты.

Растворимость большинства карбонатов и сульфатов натрия, кальция и магния увеличивается до определенного предела (60—200°C) и затем понижается, что соответствующим образом отражается на химическом составе термальных вод и обуславливает отчасти наиболее широкое распространение термальных вод хлоридно-натриевого состава.

Влияние давления на растворимость минералов действует по-разному. Так, например, по данным Ф. Берча, растворимость сульфатов цинка и кадмия почти не изменяется при увеличении давления, а растворимость гидратных соединений бария возрастает. Карбонатные соединения двухвалентных металлов под действием давления становятся более растворимыми и переходят в бикарбонатные. Экспериментальными исследованиями установлено, что растворимость большинства химических соединений уменьшается в случаях увеличения объемов раствора при относительном дефиците давления.

В природных условиях при переходе термальных вод в зону пониженных температур и давлений происходят нарушения химических равновесий и фазовые превращения (термальных вод в пар, растворенных газов в спонтанные и т. п.). В конечном итоге это приводит к выпадению из воды различных осадков (травертинов из углекислых вод, гейзеритов из кремнистых термальных и т. п.) и соосаждению рудных компонентов.

Важным источником сведений о составе гидротерм являются также минералообразующие включения, вулканические экскавации и первичные (эндогенные) ореолы рудных тел. На основании сопоставления состава термальных вод районов современной и недавней вулканической деятельности с составом включений в минералах (Н. П. Ермаков) можно сделать предположение о преобладании в низкотемпературных гидротермах гидрокарбонатов и карбонатов натрия и углекислого газа, а в высокотемпературных — хлоридов натрия.

Углекислые термальные рассолы обычно содержат наиболее значительные концентрации разнообразных химических компонентов. Интересные данные в этом отношении приведены в работе Д. Е. Уайта, Е. Г. Андерсена, Д. К. Груббса. В Южной Калифорнии вблизи оз. Салтон глубокой скважиной (около 1750 м) вскрыты углекислые рассолы с температурой более 270°C и минерализацией 185 г/л. В газовом составе термальных вод преобладает CO₂ (до 93%) и в небольшом количестве (0,35%) присутствует сероводород. Отличительной особенностью состава рассолов является очень высокое содержание калия, лития, железа,

марганца, стронция, цинка, свинца, бария, меди, никеля, серебра, бора, мышьяка, бериллия, хрома и др. Третичные породы, вскрытые скважиной, слабо метаморфизованы.

Степень их метаморфизма увеличивается с глубиной и проявляется в виде первичной горизонтальной слоистости, указывающей, по мнению авторов, на относительно молодую стадию метаморфизма.

Д. Е. Уайт и его соавторы рассматривают данные рассолы в качестве гидротерм исключительно глубинного происхождения, в формировании которых воды атмосферного происхождения участия не принимают. Этот тип вод выделяется ими в качестве нового магматического типа глубинных вод.

Углекислые термальные рассолы хлоридно-натриевого состава, но с более низкой температурой (42°C), вскрыты на глубине 600 м в пределах Вышковского рудного поля в Закарпатье. Минерализация вод 130 г/л. В отличие от других менее минерализованных азотно-углекислых термальных вод района, формирующихся вне зоны влияния рудных тел, они также характеризуются более высокими концентрациями лития, стронция, бора, ртути, цинка, меди и других микрокомпонентов. Формирование этих вод происходит в результате длительного выщелачивания слагающих данный район третичных соленосных и туфогенно-осадочных отложений и гранодиоритов с сульфидными вкраплениями пирита, халькопирита и других сульфидных минералов. Углекислота, составляющая 96% от объема всех растворенных и спонтанных газов, имеет скорее всего термометаморфическое происхождение. Менее 3% приходится на долю углеводородных газов ($2,4\% \text{CH}_4$, $0,01\% \text{C}_2\text{H}_6$) и $1,5\%$ — на долю азота.

Исследования термальных вод районов вулканических проявлений Камчатки, Курильских островов (В. В. Иванов, С. И. Набоко, Г. А. Гонсовская, В. В. Аверьев, В. И. Кононов, Б. И. Пийп, О. Н. Толстихин и др.), Италии, Аляски, Новой Зеландии, Исландии, Японии, Калифорнии (Е. Т. Аллен, Е. Г. Циес, А. Л. Дей, Т. С. Ловеринг, Г. А. Макдональд, Д. Е. Уайт и др.) дали большой материал по геохимии разнообразных типов высокотермальных, в том числе и «перегретых», вод и вулканических газов. Анализ этого материала дает представление о составе различных генетических типов термальных вод в зоне влияния активных магматических процессов.

По данным этим исследователей, на участках активного проявления вулканизма формируются наиболее высокотемпературные сероводородно-углекислые и азотно-углекислые термы. На некотором удалении от активных вулканических очагов распространены углекислые воды с более низкой температурой. Вне зоны влияния магматических и термометаморфических процессов в газовом составе термальных вод обычно преобладает азот.

В геохимических разрезах первого типа в отличие от разрезов второго типа, на участках взаимодействия с битуминозными осадочными породами, залегающими в основании вулканических сооружений, по мнению А. И. Германова (1955), термальные воды приобретают метаново-сероводородный и метановый газовый состав. Образование углекислоты при этом в значительной степени может быть обусловлено термальным разложением содержащихся в породах органических веществ, а также биогенной сульфатредукцией.

Распространенными солевыми компонентами термальных вод являются хлориды и сульфаты натрия. Значительно реже и на меньших глубинах образуются гидрокарбонатно- и карбонатно-кремнистые или гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые воды. Формирование этих вод обычно происходит вне зоны влияния современных вулканических процессов.

В отличие от В. В. Иванова В. И. Кононов считает, что по мере

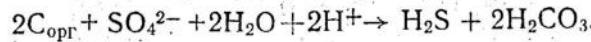
приближения к активному очагу в термальных водах должно увеличиваться содержание углеродных и сернистых соединений. По мнению Ф. К. Шипулина (1963), состав гидротерм по мере удаления от магматического очага изменяется в ином направлении: от хлоридных к сульфатным и гидрокарбонатным.

Наиболее высокотемпературные гидротермальные растворы содержат, по данным С. И. Набоко (1963), в газовой фазе HCl , SO_2 , H_2S , CO_2 и другие газообразные соединения. Агрессивно воздействуя на вмещающие породы, они выщелачивают из пород Si , Al , Fe , Ca , Mg , Na , K и различные рудные компоненты. Под влиянием нейтрализующего воздействия пород кислотность вод уменьшается и они становятся более щелочными вследствие выделения свободной углекислоты, что сопровождается образованием труднорастворимых карбонатов и окислов. Самая поздняя низкотемпературная кислотная стадия характеризуется образованием неглубоких сильнокислых сульфатно-аммонийных и сульфатно-железисто-водородных терм в результате растворения в грунтовых и поверхностных водах углекислого, сероводородного и сернистых газов вулканического и термометаморфического генезиса.

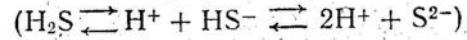
Сведения о формах миграции рудных компонентов в термальных водах весьма ограничены. Химические элементы в зависимости от состава термальных вод, гидродинамических, термодинамических и общих геохимических условий могут мигрировать в различной форме: в виде газов, ионов, неорганических и органических комплексов, коллоидов и т. п.

По мнению К. Б. Краускопфа (1960), А. Г. Бетехтина (1953) и других исследователей, наиболее подвижными формами миграции металлов в термальных водах должны являться галоидные (хлоридные, фторидные, бромидные и др.). Весьма устойчивы в термальных водах сульфидные, полисульфидные и тиосульфатные комплексы (Тюрин, 1962; Сильниченко, 1959). По данным С. И. Набоко, в вулканических экскавациях переносится большое количество галоидных и сернистых соединений разнообразных металлов (Li , Be , Zn , As , Mo , Ag , Sn , Bi , Pb , Cd , Ni и др.).

В отличие от большинства геологов (А. Г. Бетехтин и др.), считающих главным источником серы магматический сероводород, А. И. Германов и другие гидрогеологи указывают на несостоительность этой точки зрения ввиду геохимической несовместимости одновременной миграции значительных количеств сернистых соединений (H_2S , HS^- , S^{2-}) и металлов. По мнению А. И. Германова (1953, 1962), выделение сероводорода,участвующего в образовании сульфидных минералов, происходит в основном в процессе биохимического восстановления сульфатов в толще битуминозных образований по известной реакции



Образующийся сероводород осаждает металлы из растворов в виде труднорастворимых сульфидов. В щелочных растворах степень диссоциации сероводорода увеличивается, что вызывает повышение концентрации ионов серы в воде



а следовательно, и образование сульфидов. Понижение температуры растворов не препятствует этому процессу вследствие увеличения растворимости сероводорода в холодных водах. Обычно в зоне пониженных температур кислотность гидротерм повышается и величина Eh увеличивается.

Ионы серы теряют свои электроны и переходят вначале в нейтрально заряженные частицы, а затем перезаряжаются в положительные четырех- и шестивалентные катионы. Так как в кислых растворах с

$\text{pH} < 4$ большинство тяжелых металлов (медь, цинк, свинец, никель и др.) мигрирует преимущественно в виде катионов, образование скоплений сульфидных минералов уменьшается и они выносятся в виде растворимых сульфатных соединений.

Во время рудоотложения реакция рудоносных растворов может изменяться в ту или иную сторону (чаще в щелочную) в зависимости от окружающих условий, что соответствующим образом будет отражаться и на составе выпадающих рудных минералов. Кроме сероводорода в результате термического разложения органических веществ, образующих крупные газо-нефтеносные скопления, выделяются и другие разнообразные углеводородные и водородные газы ($\text{CO}_2, \text{CO}, \text{CH}_4, \text{H}_2$ и др.). Все это указывает на возможность формирования солевого и газового состава гидротермальных растворов без участия так называемых ювенильных вод в процессе внедрения магматических интрузий в осадочные битуминозные породы. Образующиеся вокруг интрузий тектонические нарушения, зоны дробления и смятия благоприятствуют разгрузке по ним глубоких термальных вод. Насыщаясь летучими компонентами, выделяющимися из оставающих интрузий, они становятся еще более агрессивными. Выщелоченные из интрузий и вмещающих пород рудные компоненты переносятся к очагам разгрузки гидротерм. Здесь вследствие понижения температуры и давления происходит дегазация термальных вод, приводящая к нарушению термодинамических равновесий в растворах и образованию труднорастворимых соединений ($\text{CaCO}_3, \text{SiO}_2$ и др.). Выпадение их из воды совместно с рудными компонентами происходит также в результате смешения вод различного химического состава, биохимических процессов, изменений pH , Eh и других геохимических параметров. Состав выпадающих рудных минералов при этом определяется составом растворенных в воде рудных элементов и преобладающих солевых компонентов. С гидродинамической и геохимической точек зрения наиболее благоприятной для накопления рудных минералов является переходная зона окислительных и восстановительных процессов, а также резкого изменения активности водообмена подземных вод. Эта зона обычно располагается примерно на уровне или несколько ниже базисов эрозии подземных вод.

Выявление благоприятных для рудообразования горизонтов или очагов разгрузки с помощью палеогидрогеологического и палеогеохимического методов анализа и является одной из главных задач поисковой гидрогоеохимии.

По мнению А. М. Овчинникова (1957), размеры, глубина расположения очагов разгрузки, длительность функционирования данной водонапорной системы и характер сочетания всех описанных факторов локализации рудных тел определяют масштабы оруденения и условия их сохранности от разрушения. С этой точки зрения месторождения должны быть приурочены к большим и стабильным артезианским системам с экранированными и сконцентрированными на определенных участках очагами разгрузки термальных вод. Рассредоточение очагов разгрузки термальных вод по площади будет приводить лишь к возникновению рассеянной рудной минерализации на отдельных участках. О возможных масштабах рудообразующей деятельности подземных вод можно косвенно судить по количеству рудных компонентов, выносимых подземными водами в очаги разгрузки.

Примеры образования различных типов месторождений (рутных, золото-серебряных, марганцевых, вольфрамовых, флюоритовых, свинцово-баритовых, мышьяковистых, железистых, борных, серных и др.) в результате длительной рудообразующей деятельности термальных и холодных углекислых вод в районах современных и недавних вулканических проявлений приводятся в работах советских и зарубежных исследователей (А. А. Аверьев, Б. И. Пийп, А. Г. Бетехтин, Д. О. Гор-

жевский, А. И. Германов, Г. А. Голева, К. К. Зеленов, В. В. Иванов, С. Р. Крайнов, В. Н. Козеренко, В. Ловеринг, И. Г. Магакян, А. М. Овчинников, С. И. Набоко, А. И. Перельман, А. А. Сауков, Д. Уайт, К. Н. Феннер, Е. Г. Циес и др.). Они свидетельствуют о необходимости изучения не только разрушительной, но и рудообразующей деятельности подземных вод в целях более глубокого познания сложных условий формирования рудных месторождений.

При рассмотрении геохимических закономерностей распределения рудных компонентов в различных типах природных вод, в том числе термальных и углекислых, а также при описании гидрохимии ртутных и золоторудных месторождений будет приведен соответствующий конкретный материал по формам водной миграции рудных компонентов в термальных водах и общим гидрохимическим условиям локализации рудных тел.

КЛАССИФИКАЦИЯ РУДНЫХ ТЕЛ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ УСЛОВИЯМ ЗАЛЕГАНИЯ

В настоящее время различными геологами предложено несколько классификаций не выходящих на поверхность месторождений твердых полезных ископаемых. Так, В. И. Смирновым (1954, 1965) рудные месторождения по условиям залегания подразделяются на перекрытые и невскрытые. Под перекрытыми подразумеваются месторождения, рудные тела которых вместе с вмещающими их породами и лигатурами ореолами перекрыты толщей более молодых отложений. Невскрытыми предлагается называть месторождения, рудные тела которых еще не обнажились на поверхности современного эрозионного среза.

В. В. Аристов (1964) считает более целесообразным сохранить давно известную и широко распространенную классификацию скрытых месторождений, в основе которой положено разделение их на два типа: погребенные и слепые.

Погребенными именуются такие месторождения, формирование которых происходило на поверхности земли или они были выведены на поверхность в процессе эрозии, а затем погребены под более молодыми образованиями.

Слепыми называются месторождения, образовавшиеся на глубине в изолированных от поверхности условиях и никогда на ней не обнажавшиеся.

Более сложная классификация не выходящих на поверхность месторождений полезных ископаемых рекомендована Пражским совещанием стран — членов СЭВ, изложенная Н. А. Хрущевым (1961) в обзоре итогов совещания. Согласно принятому на этом совещании решению не выходящие на поверхность месторождения твердых полезных ископаемых разделяются на следующие группы:

скрытые месторождения, не обнаженные современным или древним эрозионным срезом, полностью заключенные в толще вмещающих пород (рис. 1, I). Вмещающие породы могут являться кристаллическим фундаментом или осадочным покровом или и тем и другим одновременно;

погребенные месторождения, обнажившиеся древним эрозионным срезом, но в дальнейшем погребенные под более молодыми отложениями (см. рис. 1, II);

скрыто-погребенные месторождения, расположенные ниже древней эрозионной поверхности, перекрытой более молодыми отложениями (см. рис. 1, III).

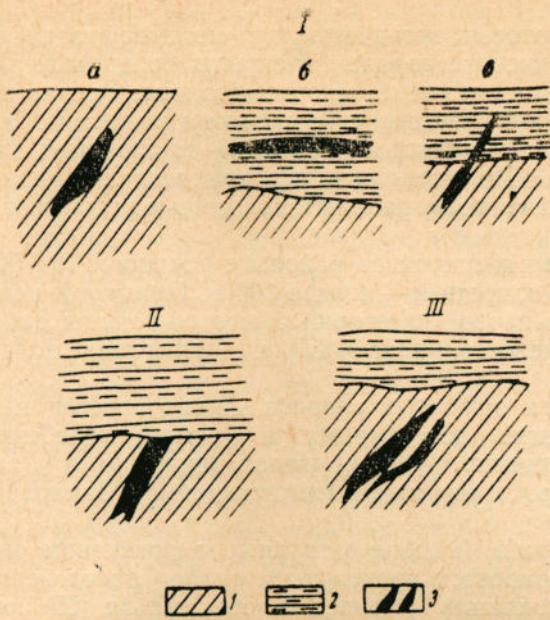


Рис. 1. Типы месторождений, не выходящих на дневную поверхность (по Н. А. Хрущову)

I — скрытые, залегающие; а) — в фундаменте; б) — в покрове; в — в покрове и фундаменте одновременно; II — погребенные; III — скрыто-погребенные; 1 — породы фундамента; 2 — породы покрова; 3 — рудные тела

ся, в частности, описываемые Комсомольское (Южный Урал) и Камышинское полиметаллическое.

К типу I, в отраслиются отдельные скрытые ртутные тела Закарпатья. Второй тип погребенных месторождений представлен Тишинским полиметаллическим (Рудный Алтай) и Джусинским медноколчеданным месторождениями (Южный Урал), Пятой залежью Гайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал), Долон-Модонским молибденовым и Холтсонским вольфрамовым месторождениями (Западное Забайкалье).

К третьему скрыто-погребенному типу месторождений относятся Орловское колчеданно-полиметаллическое (Рудный Алтай), Молодежное и Озерное медноколчеданные месторождения (Южный Урал), некоторые золоторудные месторождения Балейского района (Восточное Забайкалье).

Большая часть из них, за исключением мелкопогребенного Долон-Модонского и Жирекенского молибденовых месторождений (Забайкалье), залегает ниже современных (местных) базисов эрозии и являются слабо окисляющимися. Наиболее мощная древняя зона окисления наблюдается у Пятой мелкопогребенной залежи Гайского медноколчеданного месторождения.

Из числа перечисленных типов, не выходящих на поверхность рудных месторождений, наиболее труднооткрываемыми (по литохимическим ореолам) являются глубоко скрытопогребенные месторождения, никогда не выходившие на эрозионный срез. Относительно более доступны для выявления погребенные месторождения, ранее обнажавшиеся на дневной поверхности и имеющие хорошо развитую кору выветривания (Еремеев, Соловов, 1963). С гидрохимической точки зрения любой из указанных типов месторождений может быть обнаружен без бурения при условии проявления их водных ореолов рассеяния в поверхностных потоках или в открытых очагах разгрузки подземных вод.

В зависимости от глубины залегания каждая группа месторождений подразделяется на неглубоко скрытые (до нескольких десятков метров), или мелко погребенные, и глубоко скрытые (сотни метров), или глубоко погребенные.

Исследованные нами месторождения характеризуют все указанные типы и подтипы месторождений, за исключением одного подтипа I, б (см. рис. 1, скрытые в осадочном покрове). Представители этого подтипа в настоящей работе не рассматриваются, являясь предметом дальнейших исследований.

К первому типу скрытых месторождений (I, а), приуроченных к магматическим породам палеозойского возраста, относятся медноколчеданное (Южный Алтай),

Районы, в пределах которых складчатые или метаморфизованные комплексы, а также магматические породы перекрыты более молодыми слабо дислоцированными образованиями, многие геологи предлагают называть закрытыми. По геологическому строению они разделяются на две группы: 1) с простым, одноярусным покровом; 2) со сложным, двух и более ярусным покровом. По характеру перекрытости закрытыми геологическими районами считаются районы с мощностью рыхлых отложений свыше 10 м.

К первой категории относятся районы с покровом 10—50 м, ко второй — от 50 до 100 м, к третьей — свыше 100 м. Примером исследованных закрытых районов первой категории являются районы Забайкалья (Джидинский молибдено-вольфрамовый и Балейский золото-рудный районы).

Ко второй категории закрытых районов можно отнести некоторые районы расположения погребенных и скрыто-погребенных медноколчеданных месторождений зеленокаменной зоны Урала (Гайский, Верхнеуральский и др.), ртутных месторождений Закарпатья (Вышковский и др.).

К третьей категории (наиболее трудные в поисковом отношении закрытые районы) относятся предгорные слабо расчлененные районы северо-западного окончания Иртышской зоны смятия (Шемонаихо-Верхубинский, Прииртышский и др.).

Глава 2.

ГЛАВНЕЙШИЕ ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ ВОДНЫХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На формирование водных ореолов рассеяния различных типов рудных месторождений, не выходящих на эрозионный срез, наибольшее влияние оказывают:

- 1) физико-химические свойства и формы миграции химических элементов в природных водах;
- 2) геохимическая обстановка миграции;
- 3) состав руд и рудных минералов;
- 4) литогеохимические ореолы рассеяния;
- 5) состав и проницаемость рудовмещающих и надрудных образований;
- 6) современные и палеогидрологические условия;
- 7) общие физико-географические (ландшафтные) условия.

Роль большинства из указанных факторов рассмотрена достаточно подробно в методических работах А. А. Бродского, Е. Е. Беляковой, А. И. Германова, И. И. Гинзбурга, А. И. Перельмана, П. А. Удодова и других исследователей, поэтому мы остановимся лишь на главных и наименее освещенных вопросах образования водных ореолов рассеяния рудных месторождений.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Состав и протяженность водных ореолов рассеяния рудных тел зависят от миграционных свойств образующих их химических элементов, которые в значительной степени определяются физико-химическими свойствами самих элементов и формами их нахождения в природных водах.

Главными показателями физико-химических свойств элементов, как известно, являются размеры их атомов и ионов, валентность, потен-

циал ионизации, энергетические свойства, радиоактивность, способность вступать в соединения с другими элементами в растворе, сорбироваться гидроокисями различных металлов, коллоидами, тонкодисперсными глинистыми минералами и др.

Химические элементы, отличающиеся большими радиусами ионов и малыми зарядами, наиболее легко поляризуются в природных водах, что отрицательно сказывается на их миграционных свойствах. Как правило, эти элементы имеют 18-электронную оболочку (медь, свинец, цинк, серебро и др.). Элементы, состоящие из атомов и ионов близких размеров, склонны к изоморфному замещению, что обуславливает образование соответствующих ассоциаций элементов как в породах, так и в водах. В зоне гипергенных процессов роль изоморфизма невелика и оказывает значительно меньшее влияние на миграционные свойства химических элементов, чем процессы сорбции, обмена катионов, окисление и др.

Размеры радиусов атомов и ионов в известной степени определяют растворимость и формы миграции химических элементов в водах. Чем меньше разница между величинами радиусов реагирующих ионов, тем обычно более труднорастворимые соединения они образуют. Примером в данном случае могут являться труднорастворимые соединения SrSO_4 , PbSO_4 и BaSO_4 , образующиеся в результате соединения сульфатных анионов, обладающих большим атомным радиусом ($2,95\text{\AA}$), с катионами, имеющими радиусы атомов: Ba^{2+} ($1,29\text{\AA}$), Pb^{2+} ($1,26\text{\AA}$) и Sr^{2+} ($1,10\text{\AA}$).

По закону действия масс процесс растворения какого-либо вещества AmBn в условиях равновесия отображается уравнением $\text{AmBn} \rightleftharpoons m\text{A}^{n+} + n\text{B}^{m-}$, где A и B — символы появившихся в растворе гидратированных ионов; m и n — их стехиометрические количества; n^+ и m^- — заряды ионов. Физико-химические свойства элементов, их растворимость и валентность в значительной мере зависят от кислотности и щелочности природных вод, характеризуемых величиной рН. Так, кислые и слабокислые воды с $\text{pH} < 6$ наиболее благоприятны для миграции меди, цинка, кадмия, марганца, никеля, алюминия, двухвалентного железа и других тяжелых металлов. В щелочных водах с $\text{pH} > 7$ более подвижны молибден, вольфрам, фтор, германий и др.

По расчетным данным И. П. Онуфриенка, растворимость металлов в природных водах и их осаждение определяются не только величиной рН, но и общей концентрацией металлов в растворе. Так, для большинства из них характерно увеличение «рН осаждения» с понижением концентрации в растворе.

В заимствованной из работы С. А. Брусиловского (1963) табл. 1 приводятся данные по растворимости недиссоциированных гидроокисей основных рудных компонентов. Сопоставление данных по содержанию различных металлов в ореольных водах рудных месторождений с данными табл. 1 показывает, что растворимость их гидроокисей в большинстве случаев (за исключением железа, никеля и кобальта) превышает наиболее распространенные концентрации данных металлов в ореольных водах.

Из этого следует, что даже образование слабо растворимых соединений металлов, какими являются гидроокиси, не оказывает существенного влияния на формирование водных ореолов рассеяния рудных месторождений. Условия осаждения гидроокислов металлов из природных вод неодинаковы. Из сильноокислых вод, например, первым при повышении рН начинает выпадать трехвалентное железо, а из вод с $\text{pH} > 4,1$ — трехвалентный алюминий. Почти полностью (более 95%) алюминий удаляется из воды при $\text{pH} 5,5—6$, а железо — при $\text{pH} > 3,5$.

Такой последовательностью выпадения из природных вод металлов

объясняется, в частности, гипергенная зональность вторичных минералов в зоне окисления сульфидных месторождений, внутренняя (околорудная) часть которой обычно характеризуется наличием лимонитов.

Таблица 1

Растворимость недиссоциированных гидроокисей основных рудных компонентов и соответствующие константы равновесий K_{Sn}
(из работы С. А. Брусиловского, 1963)

Гидроокись	Растворимость, считая на элемент, мг/л	$\log K_{\text{Sn}}$	Гидроокись	Растворимость, считая на элемент, мг/л	$\log K_{\text{Sn}}$
Ge(OH) ₂	360	-2,30	Sn(OH) ₂	1,6	-4,87
UO ₂ (OH) ₂	120	-3,3		0,6	-5,30
Zr(OH) ₄	200	-4,2	Au(OH) ₃	0,6	-5,52
Si(OH) ₄	59,0	-2,68	Cd(OH) ₂	0,48	-5,37
Hg(OH) ₂	48,0	-3,62	AgOH	0,27	-4,18
Pb(OH) ₂	8,2	-4,40	Cu(OH) ₂	0,19	-5,50
Sb(OH) ₃	2,4	-4,70	Co(OH) ₂	0,024	-6,40
Be(OH) ₂	2,0	-3,66	Fe(OH) ₃	0,016	-6,54
			Ni(OH) ₂	0,003	-7

ФОРМЫ МИГРАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ В ВОДАХ

Химические элементы могут, как известно, мигрировать в природных водах в коллоидной, взвешенной и истинно растворенной формах. Миграция химических элементов в коллоидной форме наблюдается преимущественно при значительных скоростях фильтрации в поверхностных и карстовых водах; коагуляция колloidов происходит обычно при сильном увеличении минерализации вод и привносе различно заряженных частиц.

Многие тяжелые металлы (никель, медь, алюминий, железо, титан, марганец, молибден и др.) мигрируют в природных водах в виде так называемых псевдоколлоидов, т. е. ионов, адсорбированных коллоидами (В. Я. Еременко). Содержание их нередко превышает 50% (от общего содержания в воде).

Во взвешенной (механической) форме в природных (преимущественно поверхностных) водах чаще всего переносятся наиболее устойчивые к процессам химического выветривания элементы, присутствующие обычно в породах в виде тонкодисперсных, рассеянных частиц (золото и др.). Истинно растворенные формы элементов находятся в природных водах в виде нейтральных молекул, простых и комплексных ионов AsO_4^{3-} , BO_3^- , MoO_4^{2-} , WO_4^{2-} , GeO_3^- и др. В зависимости от физико-химических свойств иона-комплексообразователя и окислительно-восстановительных условий среди миграции комплексные и простые ионы несут положительные и отрицательные заряды. Так, например, в кислых водах сульфидных месторождений многие тяжелые металлы (меди, цинк, свинец, никель и др.) мигрируют преимущественно (более 50%) в виде простых и сложных положительно заряженных ионов (Cu^{2+} , Zn^{2+} и др.). В слабокислых и щелочных водах, как правило, преобладают или находятся в значительных (более 30%) количествах отрицательно заряженные и нейтральные комплексные ионы металлов (CuCO_3 , ZnS_2O_3 , $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)^{3-}$, HSeO_3^- , HGeO_3^- , $\text{Hg}(\text{OH})_2$, HgCl_3 , WO_4^{2-} , MoO_4^{2-} , AsO_4^{3-} , SnO_3^{2-} и др.).

Нейтральные неорганические соединения в природных водах образуются в результате взаимодействия разнозаряженных ионов (ZnSO_4 , CuCl_2 , CuSO_4 , ZnCl_2 , HgCl_2 , NiSO_4 , CaCl_2 , FeCl_3 , MnSO_4 и др.).

Соотношение различных форм металлов изменяется в зависимости от конкретных гидрохимических условий их миграции и особенно от присутствующих в воде групп атомов-аддендов, координируемых ионом-комплексообразователем. Аддендами в природных водах обычно являются отрицательно заряженные карбонат-ионы, сульфат-ионы, хлор-ионы, гидроксил-ионы, ионы брома, фтора, бора.

Наряду с неорганическими комплексами в водах могут присутствовать и более сложные по составу пока слабо изученные металлоорганические комплексы, представляющие соединения металлов с различными органическими кислотами. Миграция комплексных ионов прекращается либо в результате образования труднорастворимых солей (кальциевые соли гуматных комплексов и др.), либо в результате разрушения комплекса под действием отдельных ионов или окисления кислородом (Щербина, 1956) и т. п.

Комплексные соединения металлов обычно характеризуются большей миграционной способностью, чем элементарные ионы. Поэтому форма выражения химических анализов природных вод только в виде простых отрицательно и положительно заряженных ионов, по справедливому замечанию многих исследователей (С. А. Брусиловский, А. И. Перельман, А. К. Лисицын, Н. Г. Тюрин, Б. Н. Пещевицкий и др.), не отражает их истинного состава.

Миграция микроэлементов в виде различных комплексов вносит существенные корректизы и в методику использования таких показателей, как «рН осаждения гидроокисла», «произведение растворимости» и т. п. Большинство комплексных ионов металлов характеризуются, в частности, более высокими их значениями. Показателями устойчивости комплексных ионов в природных водах являются, как известно, константы нестойкости. Чем меньше величина константы, тем устойчивее данный комплекс.

Для определения преобладающих в данной воде комплексов металлов проводится сопоставление их констант нестойкости с предельным известным содержанием анионов (Брусиловский, 1963). Располагая величинами констант равновесия и произведений растворимости химических соединений металлов, приближенно рассчитывают формы их нахождения в природных водах и таким образом устанавливают их примерное количественное соотношение в исследуемом растворе.

Из общих законов физико-химии известно, что не вся «масса» присутствующих в воде ионов участвует в реакции, поэтому для учета реального количества реагирующих ионов в растворе введено понятие «активной их концентрации», или активности a . Величина ее определяется путем умножения концентрации данного иона на коэффициент f : $a = f \cdot c$, где a — активность, c — концентрация, f — коэффициент активности.

Увеличение минерализации понижает коэффициент активности и активную концентрацию ионов, поэтому при возрастании в воде солей, не имеющих одноименных ионов с данным химическим соединением, растворимость этого соединения возрастает («солевой эффект»). По мере разбавления растворов (снижение общей минерализации) силы межионного взаимодействия слабеют и коэффициент активности приближается к единице, а активность — к фактической концентрации.

При вычислении коэффициентов активности (в целях учета совместного влияния присутствующих в растворе ионов) определяют вначале так называемую ионную силу раствора μ по формуле

$$\mu = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n C_i Z_i^2,$$

где C_i — концентрация i -го иона;
 Z_i — валентность i -го иона.

Если ионная сила не превышает 0,1, коэффициент активности f^i любого i -го иона в данном растворе может быть вычислен по приближенной формуле Дэвиса:

$$\lg f_i = -A Z_i^2 \left(\frac{\sqrt{\mu}}{1+\sqrt{\mu}} - 0,2\mu \right),$$

где Z_i — валентность i -го иона;

A — множитель, величина которого зависит от температуры.

При колебании температуры в пределах 0—30°C величина множителя A изменяется от 0,488 до 0,514 и может быть поэтому принята для наиболее распространенных величин температур природных вод равной 0,5. В этом случае величина $\sqrt{\mu}$ будет значительно меньше единицы и указанная расчетная формула примет более удобное для расчета выражение (Н. П. Комарь):

$$\lg f_i = -0,5 Z_i^2 \sqrt{\mu}.$$

При невысоких значениях ионной силы коэффициент активности любого иона определяется числом его зарядов и может быть взят из специально рассчитанных таблиц. При больших значениях ионной силы (более 0,1), свойственной водам с высокой минерализацией (более 5 г/л), точность определения коэффициентов активности резко снижается и ограничивает возможность расчетов.

Описание методики и примеры расчетов форм миграции различных химических элементов в водах приведены в работах С. А. Брусиловского (1963), А. К. Лисицына, Г. А. Волкова, Р. Гаррела (1962), Н. П. Комарь, Б. П. Наденинского и других исследователей. По указанию самих авторов эти расчеты для природных вод носят весьма приближенный характера, так как в них не учитывается наличие в воде металлоорганических и некоторых сложных неорганических соединений и т. п. Несмотря на это, расчеты все же позволяют примерно судить о преобладающих формах миграции элементов в конкретных гидрохимических условиях.

Из многочисленных анионов-комплексообразователей, распространенных в природных водах, наибольший интерес при расчете форм миграции химических элементов представляют анионы хлора, сульфата, бикарбоната, карбоната, гидроксила, брома, йода, фтора и фосфорной кислоты.

О содержании ионов тиосульфата в природных водах рудных районов данных, к сожалению, почти нет, несмотря на значительную их роль в миграции многих тяжелых металлов. Нитрат- и нитрит-ионы встречаются в природных водах весьма редко и в незначительных количествах, поэтому при определении комплексных соединений металлов в водах ими обычно пренебрегают, тем более, что эти ионы относятся к типу слабых комплексообразователей.

Молярные концентрации того или иного комплекса в воде и его доля участия в миграции данного элемента-комплексообразователя могут быть определены путем решения системы уравнений, составленных для данных типовых анализов вод в соответствии с законом действия масс:

$$\frac{a_B \cdot a_C}{a_A} = \frac{[B] \cdot [C]}{[A]} \cdot \frac{f_B \cdot f_C}{f_A} = K.$$

Из этого уравнения следует, что отношение произведения активностей продуктов реакции ($a_B \cdot a_C$) к активности исходного количества вещества (a_A) является величиной постоянной, равной K (константа равновесия).

В упрощенном виде соотношение молярных концентраций различных комплексов и незакомплексованной части иона-комплексообразователя выражена Г. А. Волковым в виде следующего уравнения:

$$\Sigma R = [R^k] + \Sigma [(RA_m^n)^{k+m \cdot n}],$$

где ΣR

— молярная концентрация элемента-комплексообразователя;

$[R^k]$

— молярная концентрация незакомплексованной части иона-комплексообразователя с зарядом K ;

$\Sigma [(RA_m^n)^{k+m \cdot n}]$

— сумма молярных концентраций комплексов с числом ионов-аддендов m , имеющих заряд n , и с суммарным зарядом $K + m \cdot n$.

Зная константы нестабильности каждого комплекса, решают систему уравнений по формуле

$$\frac{f^k [R^k] \cdot f_n^m (A^n)^m}{f_{m \cdot n+k} [RA_m^{m \cdot n+k}]} = K,$$

где $f_k, f_n, f_{m \cdot n+k}$ — коэффициенты активности ионов с зарядами $k, n, m+k$;

$[A^n]$ — молярная концентрация ионов-аддендов ($\text{Cl}, \text{SO}_4, \text{CO}_3$ и др.) с зарядом n .

В целях исключения из расчета несущественных для данных условий миграции элемента ионов-аддендов С. А. Брусиловский (1963) предлагает проводить следующее сравнение их констант нестабильностей: $pK_H < pA + 0,7$. При удовлетворении этому неравенству константы нестабильности данного иона A его можно не учитывать при расчете. Определение комплексов элементов с переменной валентностью проводят с учетом концентрации восстановленных и окисленных форм при данных значениях Eh :

$$Eh = E_0 + \frac{R \cdot T}{h \cdot F} \cdot \ln \frac{[O_x]}{[R_{ed}]} \text{ или } Eh = E_0 + \frac{R \cdot T}{n \cdot F} \ln K,$$

где Eh — потенциал, измеренный в данных условиях;

E_0 — потенциал реакции в стандартных условиях;

R — газовая постоянная;

T — абсолютная температура;

n — число электронов;

F — число Фарадея;

$[O_x]$ — концентрация окисленных форм данного элемента;

$[R_{ed}]$ — концентрация его восстановленных форм;

K — константа реакции.

Образование и устойчивость различных форм химических элементов в природных водах в зависимости от изменения окислительно-восстановительных условий отображается обычно на диаграммах в координатах Eh и pH . Ряд таких диаграмм с изображением полей устойчивости в водах различных форм миграции некоторых тяжелых металлов при температуре 25°C и давлении 1 атм (медь, свинец, никель, кобальт, железо, ванадий, уран, марганец, золото) приведен в работе Р. Гаррелса (1962).

Несмотря на ориентировочный характер этих диаграмм, не учитывая существование в водах металлоорганических соединений и дру-

гих форм миграций, а также влияние всего комплекса разнообразных геохимических процессов, они все же позволяют более наглядно представить формы миграции элементов в водах в определенных интервалах Eh и pH .

Методика расчета и построения этих диаграмм приведена в соответствующих физико-химических руководствах и в том числе в работе Р. Гаррелса.

ВЛИЯНИЕ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Термодинамическими расчетами установлено (Ю. Ю. Бугельский, А. К. Лисицын и др.), что химические реакции в водах зоны гипергенеза могут протекать как с поглощением (эндотермические), так и с выделением (экзотермические) энергии. Направленность энергетических процессов в зоне гипергенеза рудных месторождений изменяется в зависимости от конкретных геохимических условий и типа протекающих в водах реакций (конденсация водяных паров, окисление, кристаллизация, сорбция, испарение и т. п.).

Несмотря на общий неравновесный характер процессов, протекающих в зоне гипергенеза, по мнению Д. С. Коржинского (1962), в ней могут быть выделены отдельные участки с «локальным равновесием». С гидрогеологической точки зрения к таким участкам могут быть отнесены участки водоносных горизонтов или водоносных комплексов с замедленными условиями водообмена и с относительно стабильным режимом.

Большинство реакций в зоне гипергенеза, характеризуемой низкими температурами и давлениями, носит обратимый характер и определяется не только количеством выделяемого при реакциях тепла, но и концентрациями самих реагирующих веществ.

Показателем направленности реакций в водах, возможности перехода растворенных веществ в новое фазовое состояние (образование вторичных минералов) является изобарный потенциал реакции ΔZ^0 . Он определяется по следующей формуле, учитывающей величину константы равновесия данного химического соединения в воде:

$$\Delta Z^0 = -RT \ln K \text{ или } \Delta Z^0 = -1,3664 \lg K.$$

Отрицательное значение ΔZ указывает на возможность самопроизвольного течения реакции в данных условиях. Низкие значения ΔZ наиболее типичны для группы элементов, легко вступающих в химические реакции с другими соединениями в зоне гипергенеза. Высокие же (положительные) значения изобарного потенциала указывают на малую вероятность самопроизвольного течения реакции в данных условиях и свойственны металлам более инертным в химическом отношении и поэтому находящимся часто в самородном состоянии (золото, серебро и др.).

Величины изобарного потенциала для различных минералов (Ф. А. Летников) позволяют судить о последовательности выпадения из природных вод различных труднорастворимых соединений. Для различных стадий развития зоны окисления сульфидных месторождений

(сульфатная \rightarrow гидроокислов \rightarrow карбонатная \rightarrow комплексные соли) Ю. Ю. Бугельским были рассчитаны стандартные изобарные потенциалы и тепловые эффекты реакций. На основании этих расчетов автор приходит к выводу о возможности самопроизвольного протекания реакций окисления сульфидов на ранних стадиях развития зоны окисления при соответствующем притоке тепловой энергии солнечных лучей в различных ландшафтных условиях, в том числе и в северных районах. Образующиеся при этом вторичные минералы хорошо сохраняются лишь в районах с малым количеством атмосферных осадков. Минералы

же конечных стадий окисления (карбонатная) наиболее интенсивно образуются в областях с аридным климатом, что отрицательно отражается на развитии водных ореолов рассеяния в этих районах.

ВЛИЯНИЕ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ

Особенности формирования водных ореолов рассеяния рудных месторождений определяются геохимическими условиями среды миграции рудных компонентов. Главными показателями данной среды, отражающими физико-химическое равновесие присутствующих в ней химических компонентов, являются величины Eh и pH . С помощью этих показателей характеризуют окислительно-восстановительные условия миграции химических компонентов и кислотно-щелочное равновесие природных вод.

Важными показателями геохимических условий миграции химических элементов являются также свободный кислород и потенциал — задающие ионы, способные принимать электроны (трехвалентное железо, четырехвалентный марганец и др.). Восстановительные условия водной миграции элементов характеризуются присутствием сероводорода, двухвалентного железа (в слабокислых и щелочных водах), двухвалентного марганца и других восстановителей.

Химические элементы окисляются и восстанавливаются при различных значениях Eh и pH . Так, в сильноокислых водах при Eh более 0,5 в и $pH < 3$ преобладает двухвалентное железо в результате восстановления трехвалентного железа. При этих же значениях Eh и pH медь присутствует преимущественно в окисленной двухвалентной форме ввиду того, что восстановление меди в природных водах происходит при более низких значениях Eh (менее 0,15 в).

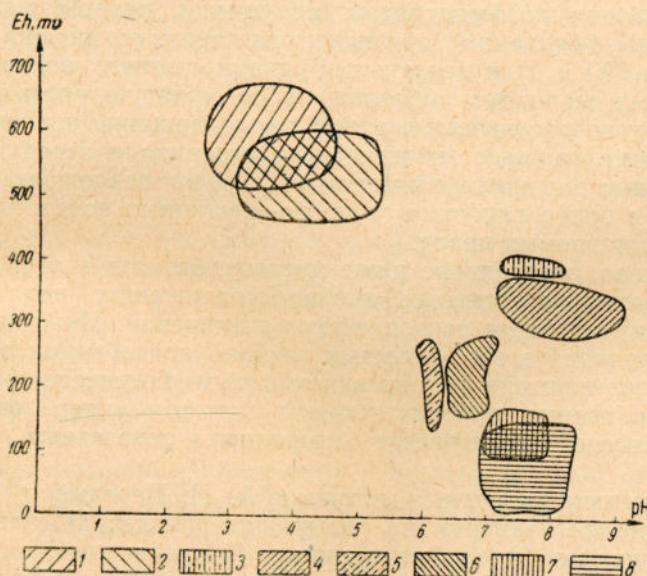


Рис. 2. Диаграмма гидрохимических полей Eh — pH различных типов скрытого оруденения

1 — интенсивно окисляющиеся медноколчеданные месторождения Южного Урала; 2 — интенсивно окисляющиеся полиметаллические месторождения Рудного Алтая; 3 — окисляющиеся молибденовые месторождения Забайкалья; 4 — слабо окисляющиеся полиметаллические (свинцово-цинковые) месторождения Забайкальская; 5 — слабо окисляющиеся полиметаллические (свинцово-цинковые) месторождения Рудного Алтая; 6 — окисляющиеся ртутные месторождения Закарпатья; 7 — весьма слабо окисляющиеся полиметаллические месторождения Рудного Алтая; 8 — весьма слабо окисляющиеся медноколчеданные месторождения Урала

Процессы окисления в щелочных водах протекают при более низких значениях Eh , чем в кислых водах. В ореольных водах рудных месторождений величины Eh обычно изменяются в пределах (+0,7) — (-0,2) в. Наиболее высокие значения Eh (более 0,5 в) характерны для сильноокислых вод с $pH < 4$ интенсивно окисляющихся сульфидных месторождений (рис. 2). Наиболее же низкие значения Eh (менее -0,1 в) наблюдаются в сероводородных водах восстановительной зоны (цементации) рудных месторождений. Ореольные слабокислые и слабощелочные воды слабо окисляющихся рудных тел характеризуются промежуточными значениями Eh , изменяющимися обычно в пределах (-0,01) — (+0,4) в. В случае залегания рудных тел на участках развития битуминозных пород значения Eh вод снижаются до (-0,1) — (-0,2) в. Трещинно-жильные воды глубоких разломов, пересекающих изверженные породы, обедненные органическими веществами, даже на глубинах 300—500 м могут иметь Eh (+0,1) — (+0,2) в. В то же время неглубокие грунтовые воды в рыхлых осадочных образованиях с остатками растительной органики на глубинах 50—100 м нередко характеризуются пониженными (менее 0,1 в) величинами Eh . Высокие величины Eh (более 0,5 в) и низкие значения pH (менее 4) характерны, например, для ореольных вод активно окисляющихся погребенных медноколчеданных залежей Южного Урала (см. рис. 2). Гидрогеохимические поля слабо окисляющихся сульфидных и несульфидных месторождений отличаются преимущественным распространением нейтральных щелочных и в небольшой степени слабокислых вод с $pH > 6$ и $Eh < 0,4$ в.

Определения содержаний свободного кислорода, сероводорода, окислительно-восстановительного потенциала, pH , двух- и трехвалентного железа на различных интервалах глубин показали, что все эти величины и особенно нижняя граница кислородсодержащих вод значительно изменяются в пределах одного и того же рудного поля. На участках глубоких дислокационных нарушений, пересекающих изверженные породы, обедненные органическими веществами, она достигает глубины 400—500 м. При перекрытии рудовмещающих коренных пород толщей рыхлых осадочных образований, содержащих растительные остатки или другие органические вещества, содержание кислорода и величина окислительно-восстановительного потенциала нередко оказываются на верхних водоносных интервалах в водах осадочных отложений меньше, чем в более глубоких грунтово-трещинных водах эфузивных трудновыщелачиваемых пород.

Рудные тела, залегающие ниже местных базисов эрозии, подвергаются воздействию агрессивных кислородсодержащих вод только на участках дислокационных тектонических нарушений. Нижняя гидрогеохимическая граница зоны окисления глубоко погребенных рудных тел может быть установлена на основании гидрогеохимического поинтервального опробования глубоких скважин с учетом минералого-геохимических показателей (присутствие вторичных окисленных минералов и т. п.).

По интенсивности водной миграции А. И. Перельман (1962) разделяет химические элементы на следующие группы: 1) очень подвижные, 2) подвижные, 3) слабоподвижные, 4) подвижные и слабоподвижные в окислительной среде и инертные в резковосстановительной, 5) подвижные и слабоподвижные в восстановительной среде и инертные в окислительной, 6) малоподвижные в большинстве обстановок.

В качестве определения подвижности элемента в данных условиях А. И. Перельман предлагает использовать коэффициент водной миграции, представляющий собой отношение содержания данного элемента в воде к произведению общей минерализации воды и кларкового содержания элемента в водовмещающей породе.

Другими исследователями (Н. А. Читаева и др.) за основной критерий подвижности элементов в зоне окисления рудных тел принимается их сохранение или вынос из зоны. На этом основании выделяются три группы элементов: 1) малоподвижные (не выносящиеся из зоны окисления рудных тел), 2) подвижные (выносящиеся из зоны окисления, но фиксирующиеся в коре выветривания), 3) очень подвижные (полностью выносящиеся из зоны окисления и коры выветривания).

При отнесении элементов в ту или иную группу предлагается учитывать кислотность и щелочность водной среды.

ВЛИЯНИЕ СОСТАВА РУД И РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Состав и контрастность водных ореолов рассеяния рудных тел в значительной степени определяются составом руд и рудных минералов. Растворимость рудных минералов в природных водах находится в большой зависимости от строения их кристаллических решеток и типа химической связи между составляющими их атомами, ионами и молекулами. Относительно легче растворяются минеральные соединения с ионным типом связи и труднее — минералы с ковалентной связью. Кроме того, растворимость рудных минералов изменяется в зависимости от величины электроотрицательности составляющих их элементов. При соприкосновении электронопроводящих разнозаряженных и разнородных по составу минералов в водной среде происходит более активное их растворение.

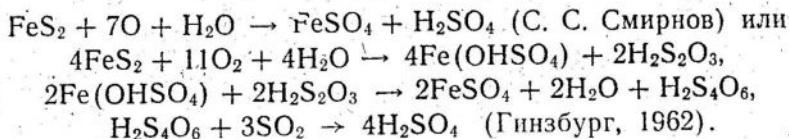
Наиболее разнообразным составом микрокомпонентов характеризуются, как известно, водные ореолы рассеяния сульфидных месторождений, обогащенные примесями разнообразных редких и рассеянных элементов. Влияние сульфидных минералов на интенсивность перехода в подземные воды различных химических компонентов в зоне окисления рудных месторождений подробно описано С. С. Смирновым (1955), В. В. Щербиною (1956), А. А. Бродским (1964) и др. Наиболее интенсивно это влияние проявляется в условиях неглубокого залегания рудных тел, перекрытых водопроницаемыми рыхлыми образованиями, не препятствующими инфильтрации агрессивных кислородсодержащих вод.

Формирование химического состава природных вод, в том числе и водных ореолов рассеяния рудных тел, происходит под влиянием следующих основных геохимических процессов: сернокислого, окислительного (кислородного типа), углекислотного, гидролитического. Сущность этих процессов в общих чертах описана в работах А. А. Бродского, А. И. Перельмана, П. А. Удодова, С. С. Смирнова и других исследователей и заключается в следующем.

Сернокислый процесс является ведущим процессом разложения сульфидных минералов. Наиболее активно он проявляется в зоне окисления медноколчеданных и полиметаллических руд, обогащенных дисульфидами железа и меди, в частности такими железистыми и медными минералами, как марказит (FeS_2), пирротин ($Fe_{n+1}S_n$), пирит (FeS_2) и халькопирит ($CuFeS_2$). При взаимодействии азотно-кислородных вод с этими рудными минералами наблюдается наиболее интенсивное понижение pH вод до 1,0.

В зависимости от характера протекающих реакций сернокислый процесс может иметь окислительный или восстановительный характер.

Реакции окислительного ряда обычно протекают в верхней части зоны окисления сульфидных месторождений под воздействием агрессивных кислородсодержащих вод по схеме:

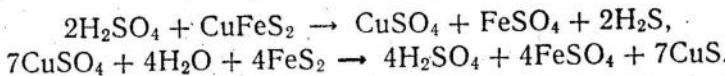


Образующаяся в процессе реакции свободная серная кислота снижает рН вод до 2—3. Величина Eh обычно изменяется в пределах (+0,5) — (+0,7) в.

Помимо кислорода и серной кислоты сильное окисляющее воздействие на сульфидные минералы оказывают образующиеся в процессе реакции сульфаты металлов (железа, меди и др.) и тионовые бактерии (С. И. Кузнецов). Наиболее интенсивное развитие тионовых бактерий отмечается при рН 3—4. Тионовые бактерии окисляют FeSO_4 до $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$, которое в свою очередь оказывает интенсивное окислительное действие на сульфиды других металлов, переводя их в легкорастворимые сульфатные соединения: $2\text{MeS} + 2\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + 2\text{H}_2\text{O} + 3\text{O}_2 \rightarrow 2\text{MeSO}_4 + 4\text{FeSO}_4 + 2\text{H}_2\text{SO}_4$.

Комплексные микробиолого-гидрохимические исследования, проведенные нами совместно с Н. А. Ляликовой в районах расположения сульфидных (ртутных, полиметаллических) месторождений Закарпатья, показали, что сернокислый процесс разрушения соответствующего комплекса сульфидных минералов (галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, киноварь и др.) активизируется в присутствии железистых бактерий. Величина Eh при этом возрастает до 0,75—0,8 в, а рН снижается до 0,5—1.

Реакции восстановительного (сульфидного) ряда характерны для зоны цементации сульфидных месторождений. Инфильтрующиеся из зоны окисления кислые сульфатные воды, обогащенные кислородом, который почти полностью расходуется в верхней части зоны на окисление сульфидных минералов, вступают во взаимодействие с первичными сульфидными рудами. Схематично эта реакция изображается следующим образом:



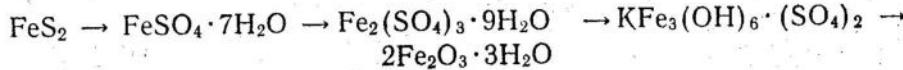
Главными окислителями в зоне цементации сульфидных руд являются серная кислота и сульфаты металлов (продукты окисления). Кислород расходуется обычно на окисление сульфидов в верхней части зоны окисления (подзона выщелачивания) и в водах более глубоких частей зоны окисления может вообще отсутствовать.

Выделяющийся в процессе сернокислотного разложения сульфидных минералов сероводород генетически связан с жизнедеятельностью сульфатредуцирующих бактерий и имеет преимущественно биогенное происхождение. Вступая в реакцию с металлами в зоне цементации, сероводород обусловливает их восстановление и осаждение из воды в виде вторичных сульфидных минералов.

Развитие зон окисления сульфидных месторождений носит стадийный характер и сопровождается изменением минералогического состава окисляющихся руд в процессе увеличения рН вод.

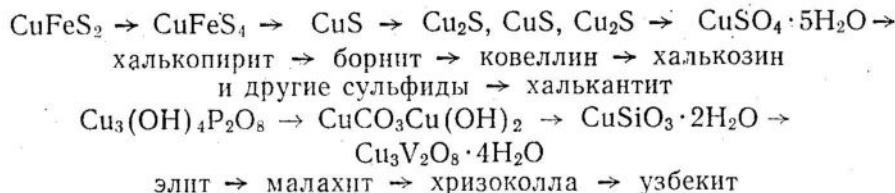
В. В. Щербина (1955) следующим образом характеризует минералогические превращения зоны гипергенеза сульфидных месторождений для основной группы рудообразующих минералов:

железо

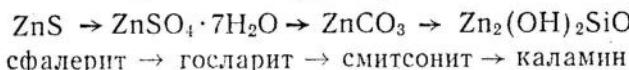


пирит → мелантерит → фиброферрит → ярозит → лимонит

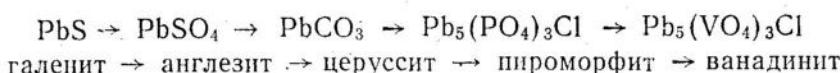
м е д ь



ци н к

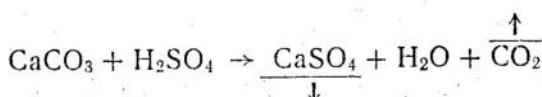


с в и н е ц



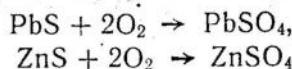
Таким образом, при переходе кислых вод в нейтральные и щелочные в зоне окисления сульфидных месторождений появляются карбонатные, фосфатные и гидросиликатные вторичные минералы. Увеличение кислотности ореольных вод и растворимости рудных минералов происходит также в случае совместного нахождения минералов с большой разностью электродных потенциалов (сульфиды железа, меди, мышьяка, сурьмы, ванадаты, фосфаты и др.) (Свешников, 1962; Щербина, 1955). Содержание тяжелых металлов в водах в виде различных комплексных соединений и ионов достигает в этом случае нескольких сотен, а иногда и тысяч миллиграммов на литр.

При взаимодействии с карбонатизированными породами в кислых сульфатных водах могут накапливаться весьма значительные количества свободной углекислоты. Так, например, в ореольных сильнокислых водах с $\text{pH} < 4$ в верхней части зоны окисления медноколчеданных залежей Гайского рудного поля пами была обнаружена свободная углекислота при общей минерализации вод 170 г/л. Накопление этого газа в ореольных водах окисляющегося сульфидного месторождения происходило в результате разложения серной кислотой карбонатных вмещающих пород по схеме:



Вследствие образования труднорастворимых соединений сульфатов кальция при дегазации вод в очагах разгрузки образуются солевые опеолы (вторичные гипсовые минералы в почвенном горизонте и другие сульфатные новообразования металлов).

Процесс кислородного окисления руд и минералов является более распространенным по сравнению с сернокислотным процессом и отличается от него отсутствием свободной серной кислоты в водах. Главным окислителем рудных минералов в данном случае является свободный кислород, под воздействием которого образуются вторичные кислородсодержащие минералы по следующей схеме:



Кислотность вод в этом случае обычно не ниже 6—6,5, а величина Eh не выше (+0,4)—(+0,5) в. Главным показателем процесса окисления сульфидной минерализации и присутствия ее во вмещающих породах является сульфат-ион. Повышенные по сравнению с окружающими

фоновыми водами значения сульфат-иона при относительно слабопониженных значениях pH оконтуривают участки расположения окисляющихся рудных тел и скоплений сульфидных минералов.

По сравнению с указанными дисульфидами железа моносульфидные соединения свинца и цинка (PbS , ZnS) являются менее активными минералами, способными при взаимодействии с кислородсодержащими водами понизить их pH только до 6,3—6,4 (П. А. Удодов, И. П. Онуфриенок, П. В. Кристалев). Такое слабое изменение pH вод при растворении этих минералов, по мнению Г. Б. Свешникова, обусловлено небольшой разностью их электродных потенциалов, вызывающих слабое течение электрохимических реакций.

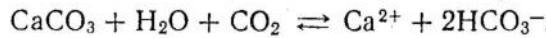
Процесс углекислотного разложения рудных минералов и руд наиболее характерен для условий формирования водных ореолов рассеяния несульфидных месторождений, представителями которых принято считать месторождения лития, урана, вольфрама и некоторых других металлов.

Интенсивность растворения рудных минералов в водах при данном типе геохимического процесса определяется содержанием агрессивной углекислоты. Схематично сущность углекислотного разложения несульфидных минералов обычно изображается следующей реакцией:



При относительно хорошей растворимости образующихся карбонатных соединений металлов (Li_2CO_3 , $SrCO_3$ и др.) в водах, содержащих агрессивную углекислоту, создаются благоприятные условия для формирования их ореолов рассеяния.

В присутствии значительных количеств агрессивной углекислоты повышается и растворимость карбонатов кальция. В условиях равновесия с определенным количеством HCO_3^- и CO_2 он удерживается в растворе;



При уменьшении содержания свободной углекислоты равновесие сдвигается влево, что приводит к осаждению из воды углекислого кальция. Совместно с ним начинают соосаждаться и многие металлы, в связи с чем протяженность и контрастность их водных ореолов рассеяния уменьшаются.

Процесс углекислотного выщелачивания рудных минералов из силикатных пород обычно более активен, чем из карбонатных. Это объясняется меньшим расходованием агрессивной углекислоты при взаимодействии с первым типом пород. Тем не менее многими исследователями отмечается наличие агрессивной углекислоты и в водах карбонатных пород, особенно на участках с активным водообменом, приближенных к областям питания.

Влияние ландшафтных условий выражается обычно в виде увеличения активности углекислотного выветривания пород и рудных минералов в гумидных областях и его снижения в аридных районах по причине широкого развития карбонатных кор выветривания в сухих засушливых районах (табл. 2). Отсутствие агрессивной углекислоты в водах слабо расщепленных аридных районов благоприятствует интенсивному выпадению карбонатов кальция и вторичных карбонатных минералов многих тяжелых металлов ($CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$, $ZnCO_3$, $PbCO_3$ и др.).

Процесс гидролитического разложения рудных минералов и вмещающих пород протекает под влиянием главным образом самой воды по схеме:

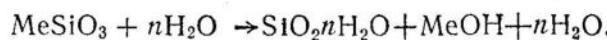


Таблица 2

Содержание свободной и агрессивной углекислоты в подземных водах

Тип ландшафта	Генетические типы вод	Температура, °C	Минерализация, г/л	Основной ионный состав наиболее распространенных типов вод	pH	CO ₂ свобод., мг/л*	CO ₂ агресс., мг/л
Гумидный Высокогорный луговой (Западное Забайкалье)	Трещинно-жильные	2,5—5,0	0,25—0,64	$\frac{\text{HCO}_3^{\bullet}}{\text{Ca}_{44-77} \text{Mg}_{16-40}} \frac{\text{SO}_4^{4-}}{\text{Na}_{35-72}}$	6,5—7,5	22,5—54	2,5—40
	Трещинно-пластовые	1,5—3,5	0,06—0,41	$\frac{\text{HCO}_3^{\bullet}}{\text{Ca}_{46-79} \text{Mg}_{15-30}} \frac{\text{SO}_4^{4-}}{\text{Na}_{23-33}}$	5,1—7,0	28—71	2,5—22,5
	«Аллювиальные и делювиальные»*	3,7	0,06—0,42	$\frac{\text{SO}_4^{4-}}{\text{Ca}_{47-69} \text{Mg}_{23-33} \text{Na}_{11-44}} \frac{\text{HCO}_3^{\bullet}}{\text{Na}_{52-61} \text{Ca}_{25-64}}$	5,0—7,4	6—36	3—27
Среднегорный таежный (Восточное Забайкалье)	Трещинно-жильные	6—8	1,6—3,9	$\frac{\text{Cl}_{58-84} \text{SO}_4^{\bullet}}{\text{Na}_{26-50} \text{Ca}_{22-37}} \frac{\text{HCO}_3^{\bullet}}{\text{Na}_{13-31}}$	7,2—8,0	0—14	0—5
	Трещинно-грунтовые	5—7,5	0,9—2,8	$\frac{\text{Cl}_{52-82} \text{SO}_4^{\bullet}}{\text{Na}_{34-75} \text{Ca}_{11-37}} \frac{\text{HCO}_3^{\bullet}}{\text{Na}_{13-31}}$	7,2—8,0	0—86	0—18
Аридный Равнинный, степной (Южный Урал)							
Равнинный степной (Узбекистан)	Трещинные коры выветривания						

* Воды аллювиальных и делювиальных отложений.

Этот процесс характерен для высокогорных участков, являющихся местными областями питания подземных вод и отличающихся широким распространением ультрапресных «безуглекислых» вод, и для среднегорных и равнинных районов, где агрессивная углекислота и свободный кислород в водах израсходованы на процессы выщелачивания карбонатных пород или окисление органических веществ*.

Интенсивность разрушения рудных залежей определяется не только составом, но и соотношением рудных и жильных минералов, на основании которого различают сплошные и вкрапленные руды. Вкрапленные руды менее интенсивно выщелачиваются при условии вкрапленности рудных минералов в труднорастворимых силикатных породах. При взаимодействии подземных вод со сплошными (массивными) рудами процессы химического, электрохимического и микробиологического окисления протекают более интенсивно, о чем свидетельствует обычно эродированная поверхность массивных сульфидных руд.

Помимо наиболее изученных процессов разложения пород на образование водных ореолов рассеяния большое влияние, особенно в гумидных районах, оказывает процесс биохимического разложения пород под влиянием органических веществ и жизнедеятельности разнообразных микроорганизмов.

Впервые на огромную роль живых организмов в миграции химических элементов в зоне гипергенеза указал В. И. Вернадский. Однако, несмотря на общее признание этого важного фактора в формировании и разрушении определенных типов месторождений, исследование биогенных процессов в пределах рудных полей в настоящее время проводится весьма ограниченным числом специалистов. Данные о содержании и составе органических веществ в ореольных водах рудных месторождений приводятся в работах единичных исследователей, изучающих в основном воды урановых месторождений (А. И. Германов, В. М. Пантелеев и др.). В то же время сопоставление концентрации таких важных элементов-индикаторов, как медь и молибден, в водах сульфидных месторождений, расположенных в районах со сходными геологическими и гидрохимическими условиями, но отличными по характеру растительности и расчлененности рельефа, позволяет устанавливать, примерное различие в интенсивности протекания биохимических процессов и их влияние на миграционные свойства рудных компонентов в водах.

ВЛИЯНИЕ СОСТАВА ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ

Литогеохимические ореолы оказывают большое влияние на размеры и зональность водных ореолов рассеяния рудных тел, поэтому знание особенностей их формирования позволяет более правильно интерпретировать зональность водных ореолов рассеяния скрытого оруденения. Морфология, размеры и зональность литогеохимических ореолов, так же как и водных, определяются как внутренними факторами миграции входящих в их состав элементов (физико-химические свойства элементов), так и внешними (литолого-структурные условия локализации рудных тел, геохимическая обстановка миграции элементов, состав рудоносных и гипергенных растворов, температура, давление).

По условиям образования различают первичные и вторичные литогеохимические ореолы.

* Малая интенсивность гидролитического процесса разложения пород обуславливает здесь менее благоприятные условия для образования контрастных водных ореолов рассеяния по сравнению с условиями образования механических ореолов.

Первичные (эндогенные) ореолы представляют собой участки рудовмещающих пород, окаймляющие рудные тела и обогащенные в процессе рудообразования химическими элементами. Генезис первичных ореолов рассматривается во многих работах геологов (Овчинников, 1956; Рожкова, Серебрякова, 1958; Коржинский, 1958; Россман, 1963; Янишевский и др., 1963; Сафронов, 1963 и др.). Большинство из них приходит к выводу о преимущественно диффузионно-инфилтратационном их происхождении.

Образование первичных ореолов происходит под влиянием разнообразных физико-химических процессов (сорбция, химическое и электрохимическое взаимодействие гидротермальных растворов с вмещающими породами, изоморфизм и др.). Закономерность убывания содержаний основных рудообразующих компонентов в первичных ореолах обычно близка к логнормальному закону распределения величин. Состав и форма первичных ореолов в целом соответствуют составу и форме окаймляемых рудных тел. Концентрация элементов в ореолах по мере удаления от рудных тел убывает.

В разрезе форма первичных ореолов кругопадающих месторождений факеловидная, расширяющаяся на уровне верхних частей рудных тел и сужающаяся к основанию. В наибольшей мере она зависит от литологии и характера проникаемости вмещающих пород. В плане первичные ореолы обычно вытянуты по простиранию рудовмещающих структур и развиваются преимущественно над рудными телами. Максимального развития они часто достигают на участках выклинивания рудных тел, что соответствующим образом отражается и на распределении концентраций рудных компонентов в водных ореолах расеяния. Первичные ореолы, развивающиеся вокруг полого залегающих рудных тел, часто вытянуты по восстанию и в плоскости залегания рудных тел. Обычно они имеют асимметричное строение и преимущественное распространение в висячем боку рудных тел.

В результате геохимического изучения медноколчеданных месторождений Беляевского района А. К. Герман и Л. Д. Русаковой и скрыто-погребенных колчеданно-полиметаллических месторождений Иртышской зоны смятия Г. И. Россманом (1963) было установлено увеличение интенсивности развития первичных ореолов на флангах этих месторождений. Эта особенность распределения рудных компонентов в первичных ореолах глубоко скрытых рудных тел объясняет появление гидрохимических аномалий как ниже, так и выше по потоку ореольных вод от рудной залежи. На выклинивании некоторых сульфидных тел по восстанию иногда наблюдается повышение содержания в породах элементов халькофильной группы, указывающее на направление движения древних гидротерм.

Окаторудные вмещающие породы также несут следы гидротермального воздействия дорудных и пострудных процессов. В рудовмещающих породах некоторых медноколчеданных залежей Южного Урала многими геологами были установлены следующие зоны гидротермально измененных пород: окварцевания, эпидотизации, цеолитизации, хлоритизации, пренитизации и омеднения. Глубокие трещинные воды, взаимодействующие с этими гидротермально измененными породами, соответственно обогащены разнообразным комплексом микрокомпонентов (Mo, As, Cd, Bi, Sn, Ag, Ba, Ti, Zr и др.) и макрокомпонентов (Na, SiO₂, Fe и др.).

Размеры первичных ореолов находятся, по мнению Е. М. Янишевского и С. В. Григоряна, в зависимости от концентраций элементов в рудном теле и от градиента концентрации и геохимического фона элементов.

Вертикальная протяженность ореолов в пологоскладчатых структурах, пересекаемых разломами, по данным Г. И. Россмана (1963), дости-

гает 450 м. Вкрест простирации структур размеры первичных ореолов значительно уменьшаются и обычно не превышают нескольких десятков метров.

Первичные ореолы характеризуются зональным строением, которое в значительной степени определяет и зональность водных ореолов рассеяния. Вертикальная зональность ореолов обусловлена избирательным накоплением ряда элементов в верхних частях ореолов. Наиболее часто ими оказываются мышьяк и свинец. В зависимости от конкретных геологических, металлогенических и геохимических условий зональность характеризуется различными комплексами элементов. По данным Г. И. Россмана (1963), периферийную наиболее удаленную от рудной залежи зону обычно образуют элементы, обладающие повышенной летучестью: мышьяк, ртуть, фтор и бор. В водных ореолах рассеяния гидротермальных месторождений эти элементы также образуют периферийную зону.

Околорудную зону в породах и водах образуют элементы с низкими коэффициентами концентрации (отношение содержания элемента в руде к его геохимическому фону в породах). Такими элементами, как правило, оказываются кадмий, кобальт, висмут, индий и германий. Первичные ореолы обычно локализуются в зонах гидротермального выщелачивания и железо-магнезиального метасоматоза и поэтому характеризуются одинаковой пространственной ориентировкой с гидротермально измененными породами, будучи генетически с ними связаны.

В тех случаях, когда структурные условия миграции древних гидротермальных растворов и инфильтрационных вод оказываются близкими, зональность первичных и современных водных ореолов рассеяния является наиболее сходной. Однако наряду с большим сходством имеются и существенные различия. Так, околорудную гидрохимическую зону вокруг некоторых глубокозалегающих слабо окисляющихся месторождений иногда образуют элементы с хорошими миграционными свойствами, но с очень низкими концентрациями в руде. Примером в данном случае может являться зональность ореолов рассеяния в грунтово-трещинных водах Тишинского полиметаллического погребенного месторождения (Рудный Алтай), где в околорудной гидрохимической зоне ореола наряду с кадмием находится и мышьяк, содержание которого в рудном теле и его первичном ореоле очень низкое.

Аналогичное явление было установлено и на некоторых скрытых слабо окисляющихся медноколчеданных месторождениях Южного Урала. Благодаря способности накапливаться в водах и большой подвижности мышьяк и молибден нередко образуют в аллювиальных водах и местных очагах разгрузки (поверхностные водоемы) смешанные гидрохимические аномалии. Из рудного же тела и его погребенных первичных ореолов они могут при этом выщелачиваться грунтово-трещинными водами в слабо повышенных по сравнению с фоном концентрациях.

Если первичные ореолы достигают зоны движения агрессивных кислородсодержащих грунтовых вод, процессы обогащения водных ореолов рассеяния различными рудными компонентами интенсифицируются и их концентрация в неглубоких ореольных водах будет более высокой, чем в глубоких трещинных водах, непосредственно взаимодействующих со слабо окисляющимися рудными телами в бескислородной или восстановительной обстановках.

На распределение элементов в первичных ореолах, так же как и в водных ореолах, влияют литологические, структурные и геохимические барьеры. Концентрация элементов-индикаторов* на контактах различных по проницаемости литологических толщ во много раз превышает

* Химические элементы, образующие отчетливые зональные ореолы вокруг рудных тел в породах и водах.

среднюю концентрацию этих элементов в контактирующих породах. Повышенная концентрация элементов-индикаторов в виде первичных ореолов отмечается в дизъюнктивных нарушениях, а следовательно, и в мигрирующих по ним трещинных водах.

На участках выхода первичных ореолов на эрозионный срез, а также в зоне движения подземных вод первичная рудная минерализация подвергается растворению, окислению и выщелачиванию. Это приводит к образованию вторичных рудных минералов, процессам ожелезнения и обеления рудовмещающих пород.

Условия образования вторичных ореолов рассеяния скрытого оруденения описаны многими геологами (Глазовская, 1962; Засухин, 1961; Соловов, 1963; Читаева, 1965 и др.).

Под вторичным литогеохимическим ореолом рассеяния обычно подразумевают участок перекрывающих данное месторождение рыхлых пород с аномальным содержанием соответствующих рудных компонентов. Образование вторичных ореолов рассеяния связано с гипергенным разрушением месторождения, поэтому концентрация в ореоле химических элементов обычно уступает их концентрации в рудных телах и первичных ореолах, но превышает их фоновое содержание в окружающих породах.

Периферическая часть вторичного литогеохимического ореола рассеяния, вытянутая по направлению твердого или водного (солевого) стока, называется литогеохимическим потоком рассеяния. Вторичные ореолы образуются либо на месте ранее существовавших участков рудных тел или их первичных ореолов (остаточный тип ореола), либо на безрудных участках (наложенный тип ореола).

В зависимости от генезиса и среды образования различают механические и солевые ореолы рассеяния. В механическом ореоле рассеяния минеральные компоненты присутствуют в виде устойчивых в зоне гипергенеза первичных или вторичных минералов, а в солевом — в форме водорастворимых химических соединений.

Образование солевых ореолов рассеяния рудных тел тесно связано с образованием их водных ореолов рассеяния в различных типах природных вод (гравитационные, капиллярные и др.). В аридных районах солевые ореолы развиваются в надрудных образованиях в процессе испарительной концентрации грунтовых вод, разрушающих рудные тела или их первичные ореолы. Интенсивность развития данного типа ореолов зависит от глубины залегания грунтовых вод, определяющей высоту их капиллярного подъема. Большую роль в формировании надрудных ореолов играет и биогенная аккумуляция элементов.

В отличие от первичных ореолов солевые ореолы обычно носят по отношению к рудным телам «оторванный» характер по комплексу хорошо мигрирующих в данных геохимических условиях компонентов. В зоне активного водообмена подземных вод солевые ореолы обычно сильно разубожены и выщелочены. В районах, где после длительного континентального периода произошло накопление молодых осадков, образовались погребенные остаточные ореолы.

Наиболее интенсивное развитие вторичных ореолов в коре выветривания силикатных пород, по данным А. П. Соловова и А. Н. Еремеева, отмечается в пестроцветной гидрослюдистой части разреза коры выветривания. С гидрогеохимической точки зрения это объясняется максимальной сорбционной способностью данной части коры выветривания, аккумулирующей из грунтовых вод различные химические компоненты. В связи с малой проницаемостью глинистой пестроцветной части коры выветривания процессы современного выщелачивания проявляются на ее уровне очень слабо.

Наиболее часто солевые ореолы и потоки рассеяния образуются на дне современных и древних потоков, в очагах разгрузки грунтовых

и глубоких напорных вод, по периферии болот, в прибрежной части озер, на участках солончаков, такыров и т. п.

Теоретический анализ распределения концентраций элементов и условий образования солевых (фильтрационных) ореолов даны в работах Р. И. Дубова (1963). По его мнению, в процессе формирования этих ореолов поглощение растворенных элементов из вод происходит путем «поверхностной или объемной» сорбции, а также путем хемосорбции, сопровождающейся образованием труднорастворимых соединений. При этом поглощаются те элементы, концентрация которых в воде больше, чем величина, характеризующая равновесное состояние твердой и жидкой фаз. Эта величина, как известно, определяется pH вод, миграционной подвижностью элементов, концентрацией их в воде и в породах, температурой, давлением и т. п.

Солевые ореолы отличаются повышенным содержанием устойчивых в данных условиях водной миграции элементов. Поэтому разрушающие их природные воды обогащены теми же компонентами. Наиболее часто ими оказываются молибден, цинк, реже медь. Протяженность водных ореолов благодаря взаимодействию с солевыми ореолами иногда достигает нескольких километров. Влияние вторичных ореолов рассеяния на водные ореолы определяется также степенью их окисленности, составом, размерами и зональностью. Солевые ореолы рассеяния смещаются по направлению движения ореольных вод на различные расстояния в зависимости от конкретных гидрогеологических условий.

Так же как и первичные ореолы, они имеют определенное зональное строение, являющееся результатом воздействия на породы природных вод и других агентов выветривания. Наиболее хорошо изучена в настоящее время минералого-geoхимическая зональность вторичных ореолов рассеяния погребенных рудных месторождений Урала и Казахстана. Вокруг рудных тел этих месторождений (преимущественно по основным породам) образуется каолинит-монтмориллонитовая площадная кора выветривания, сорбирующая из ореольных вод разнообразный комплекс металлов (медь, цинк, никель, титан, хром и др.).

При электростатическом характере сорбции основное значение имеют величина и знак электрокинетического потенциала, а также величина удельной поверхности сорбента и исходная концентрация сорбируемых ионов в растворе. По данным различных исследователей (Рожкова, Серебрякова, 1958, и др.), наибольшей удельной поверхностью и, следовательно, сорбционной способностью в ряду широко распространенных в зоне гипергенеза глинистых минералов (каолинит, галлуазит, монтмориллонит и др.) обладает монтмориллонит, а наименьшей — каолинит. Однако по отношению к различным металлам они обладают избирательной сорбционной способностью. Так, например, мышьяк, молибден и другие элементы, мигрирующие преимущественно в анионной форме, каолинит-монтмориллонитовая кора выветривания слабо сорбирует и поэтому водные ореолы рассеяния этих элементов имеют значительно большие размеры в грунтовых водах рудных месторождений, чем ореолы таких активно сорбируемых тяжелых металлов, как медь, цинк, барий, свинец и др. Активное накопление молибдена и ванадия отмечается, по данным Е. В. Рожковой и О. В. Щербак (1956), в породах, обогащенных железом и марганцем. Для пояснения этого положения приводится краткое описание зональности наиболее изученных вторичных ореолов рассеяния медноколчеданных месторождений.

В направлении движения подземных вод от погребенных окисляющихся медноколчеданных залежей обычно прослеживаются следующие зоны гипергенно измененных пород: кремнисто-opalовая, ярозитизация, алюнитизация, огипсования и галлуазитизация. В этом же направлении происходит и соответствующее изменение химического состава вод: кислотность уменьшается, содержание кремнекислоты увеличивается,

Концентрация железа, металлов и сульфат-иона понижается. Отсутствие кремнекислоты в кислых (4,5—5,5) сульфатных водах объясняется ее переходом в твердую фазу и образованием за счет этого кремнисто-опаловой гипергенной зоны.

По данным Го Окамото, Такэси Окура и Куцуми Гото, коллоидальный кремнезем осаждается в кислых водах при рН около 4,5 даже небольшим количеством алюминия. При этом чем ниже рН, тем интенсивнее происходит разложение силикатных минералов и тем выше ΔZ -изобарный потенциал (свободная энергия) реакции разложения (Гинзбург, 1963). Зоны ярозитизированных и алунитизированных пород образуются под воздействием также кислых (рН 3,5—5) сульфатных вод в результате выпадения из них гидроокислов железа. Повышение рН и понижение содержания в водах сульфатов двухвалентного железа и алюминия и исчезновение свободного водорода сопровождается увеличением содержания щелочных и щелочноземельных компонентов (Na, K, Ca, Mg), гидрокарбонатного и хлоридного ионов. Вместе с гидроокислами железа, алюминия и кремнекислотой из ореольных вод в их очагах разгрузки соосаждается большой комплекс элементов: молибден, серебро, свинец, цинк, медь, селен, кадмий, германий, галлий, индий и др. Вследствие этого зоны ярозитизации и алунитизации оказываются наиболее обогащенными разнообразными металлами.

По данным Н. А. Читаевой, с понижением кислотности ореольных вод до рН 6,5—7,5 вокруг погребенных сульфидных залежей по основным породам (преимущественно) развивается зона галлуазитизации, обогащенная купритом, фосфатами меди и цинка, малахитом, азуритом, смитсонитом, церусситом, атакамитом, хризоколлой, каламином, самородной медью, брошантитом, фелафосситом и другими новообразованиями, устойчивыми при рН выше 5. Гипергенное омеднение отмечается также во внешней геохимической зоне на некотором расстоянии (100—150 м) от рудного тела. Это вызывает появление своеобразных «отрицательных» гидрохимических аномалий меди в неглубоких грунтовых водах над погребенными медноколчеданными залежами. Зона омеднения обычно сопровождается омарганцеванием в связи с осаждением значительного количества марганца при нейтрализации кислых вод и их дальнейшем подщелачивании. На последних стадиях из ореольных вод осаждаются гипс, мирабилит, тенардит и галит, обусловливающие появление локальных гидрохимических сульфатных и хлоридных аномалий.

В том случае, если процесс нейтрализации подземных вод по направлению их движения от окисляющегося погребенного рудного тела к местным базисам эрозии происходит очень интенсивно (взаимодействие с карбонатными породами), размер водного ореола рассеяния резко сокращается.

Не менее важную роль играет и длительность процессов окисления, пропорциональная масштабам оруденения и активности процессов разрушения рудных тел. Так, например, длительное химическое и механическое выветривание пятой погребенной залежи Гайского медноколчеданного месторождения привело к образованию крупных по протяженности и очень контрастных механических, солевых и водных ореолов рассеяния металлов, прослеживаемых на расстоянии 2,5—3 км по направлению древнего и современного сноса продуктов ее разрушения. В почвенном слое солевой ореол рассеяния проявляется лишь на участке разгрузки ореольных вод — в прибрежной части Купоросного озера.

При расположении погребенных или скрытых рудных тел на крутых склонах (центральная залежь Тишинского месторождения) механические, солевые и соответственно водные ореолы рассеяния наиболее хорошо мигрирующих в данных условиях компонентов носят еще более смещенный по отношению к рудным залежам характер. По данным

А. С. Михайлова (1964), Н. Н. Ивановой, С. С. Смирнова, В. И. Виноградова, «оторванные» аномалии молибдена характеризуются специфической приуроченностью к впадинам, долинам и окраинным низинным болотам.

Помимо горизонтальной минералого-геохимической зональности, которая наблюдается по площади распространения коры выветривания в зоне гипергенеза рудных месторождений, наблюдается также и вертикальная геохимическая зональность. Вверх по восстанию окисляющихся погребенных и скрытых рудных тел также установлена последовательная смена описанных гипергенно измененных пород. Зона ярзитизации переходит в зону гидроокислов железа, образующих железную шляпу. В приповерхностной части развивается зона галлуазитации, переходящая на участках пересечения площадной и трещинной кор выветривания в монтмориллонито-калиновые глины. Такого типа горизонтальная и вертикальная минералого-геохимические зональности характерны для окисляющихся сульфидных тел.

Глубоко залегающие рудные тела подвергаются воздействию нейтральных и слабощелочных вод, обычно лишенных кислорода. В связи с тем, что гидротермальные процессы сделали рудовмещающие породы в околоврудной зоне более податливыми по отношению к химическому воздействию подземных вод, последние, несмотря на потерю своих агрессивных свойств, выщелачивают из них разнообразный комплекс химических компонентов в большем количестве, чем из неизмененных пород.

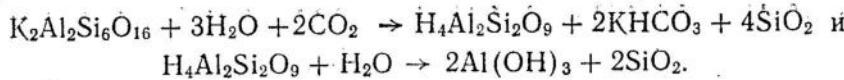
ВЛИЯНИЕ СОСТАВА РУДОВМЕЩАЮЩИХ И НАДРУДНЫХ ПОРОД

Влияние состава рудовмещающих и надрудных пород на химический состав подземных вод остается до настоящего времени недостаточно изученным. Наименее исследованы процессы растворения и выщелачивания алюмосиликатных пород в природных условиях. Широкое их распространение в рудных районах в некоторой степени компенсирует слабую растворимость.

Интенсивность разложения алюмосиликатов и других типов скальных пород, как известно, определяется многими природными факторами, среди которых основным является степень измельчения породы, определяемая физическим и химическим выветриванием, тектоническими и другими геологическими процессами. При тонком измельчении даже самых труднорастворимых алюмосиликатных пород минерализация вод увеличивается значительно быстрее и воды при отсутствии окисляющейся сульфидной минерализации в породах приобретают более щелочную реакцию. Этим процессом, в частности, можно отчасти объяснить появление аномальных по минерализации и щелочной реакции подземных вод на участках гидротермально измененных пород, зон дробления и рассланцевания алюмосиликатных пород, которые наиболее часто встречаются в пределах тектонически нарушенных рудных полей.

В присутствии сульфидных минералов процесс растворения изверженных пород значительно ускоряется, так как воды приобретают кислую реакцию. По интенсивности и глубине разложения алюмосиликатных пород различают два типа выветривания: каолиновое и аллитное. Первое протекает с сохранением связей между алюминием и кремнием и завершается образованием различных глинистых минералов. Аллитное же выветривание сопровождается нарушением связи между алюминием и кремнием. В результате образуются окислы и гидраты (опал, кварц и др.).

Схематически эти процессы обычно отображаются следующими реакциями:



По существующим климатическим условиям в районах рудных месторождений Союза протекает в основном первый процесс, заканчивающийся образованием минералов группы монтмориллонита, гидрослюд, каолина, галлуазита и др. Во влажном и холодном климате наиболее активно образуются гидрослюды. В условиях теплого и влажного климата они переходят в более устойчивый каолинит.

В аридных зонах преобладает группа монтмориллонита, обладающая наибольшей сорбционной емкостью. Наиболее благоприятные условия для растворения вмещающих пород, минералов и руд наблюдаются при самых низких или самых высоких значениях pH водной среды.

По мнению О. А. Алекина и Л. В. Бражниковой (1964), большая устойчивость в водах алюмосиликатов объясняется образованием на поверхности их минералов тончайшей (до 0,07 микрон) предохранительной кремнистой пленки. По возрастанию устойчивости к растворению силикаты располагаются в следующей последовательности: плагиоклаз-калиевый полевой шпат — мусковит — кварц.

Гидролитическое разложение алюмосиликатов и других минералов ускоряется, как указывалось, в присутствии серной кислоты, а также различных органических кислот (муравьиная, молочная, гуминовые, фульвокислоты и др.) и микроорганизмов. По экспериментальным данным С. С. Морозова (1957), углекислота мало увеличивает растворимость продуктов выветривания алюмосиликатов. Часть катионов, образующихся при выветривании, адсорбируется на поверхности тонко измельченных минералов.

Перешедшие в раствор катионы уравновешиваются кремневой кислотой и гидроксильными ионами, которые по мере адсорбирования углекислоты из почвы, воздуха и выделений организмов, переходят в гидрокарбонаты. Кремневая кислота частично переходит в коллоиды или образует с алюминиевыми соединениями алюмосиликаты. В присутствии больших концентраций кальция, магния и натрия растворимость кремнекислоты несколько понижается. При этом влияние анионов на ее растворимость проявляется более интенсивно, чем влияние катионов.

В водах алюмосиликатных пород нередко преобладает натрий, обладающий наименьшей энергией поглощения и поэтому вытесняющийся первым из пород, образуя наиболее легкорастворимые соединения. Частично в связи с этим в пределах рудных полей, сложенных преимущественно изверженными алюмосиликатными породами, в верхней наиболее промытой и выветрелой части вмещающих толщ преобладают гидрокарбонатно-кальциевые воды, а в более глубокой менее выщелоченной зоне — щелочные гидрокарбонатно-натриевые и хлоридно-натриевые.

При слабом водообмене, когда происходит накопление продуктов гидрохимического разложения пород, минерализация вод значительно возрастает, а агрессивность падает. Влияние литологии изверженных пород на подземные воды наиболее интенсивно проявляется в верхней трещиноватой зоне активного водообмена и уменьшается с глубиной по мере замедления скорости движения вод. Обогащение же глубоких вод макро- и микрокомпонентами происходит в течение значительно более длительного геологического времени и отражает палеогидрогеохимическую обстановку прошлых эпох. На этом основании Е. В. Посохов (1964) считает, что при геологическом картировании магматических труднорастворимых пород целесообразнее вести интерпретацию по слабо минерализованным (до 0,6 г/л) водам, так как состав катионов этих вод более четко отражает состав пород.

Если по вопросу источников сульфатных и гидрокарбонатных ионов

в водах не возникает особых дискуссий, то генезис хлоридных вод в изверженных породах является менее ясным. Одним из главных источников хлора в трещинных водах изверженных пород являются хлорсодержащие минералы. Однако наличие азональных хлоридных вод в породах, не содержащих повышенное количество хлора, указывает на возможность их появления в результате других природных процессов:

1) разгрузки по тектоническим нарушениям глубоких подземных вод, выщелачивающих осадочные породы морского генезиса;

2) выщелачивания гидротермально измененных пород.

Формирование глубоких напорных подземных вод может происходить в отличной от локальных условий геологической обстановки и поэтому макросостав этих вод обычно отличается от состава грунтовых вод местного стока. Типичным примером в данном случае является район медноколчеданного Комсомольского месторождения на Южном Урале. Здесь на небольшой площади в пределах водного ореола расцентрации глубоко скрытых в трудновыщелачиваемых эфузивных породах залежей распространены воды различного химического состава: от пресных гидрокарбонатно-натриево-кальциевых с минерализацией 0,3—0,8 г/л до соленых хлоридно-натриевых с минерализацией 2—4 г/л, отношение хлора к брому в которых колеблется в пределах 298—350, а отношение $r\text{Na} : r\text{Cl} \approx 1—1,2$. Это указывает на генетическую связь вод с осадочным комплексом пород. Поэтому наиболее вероятно, что в формировании химического состава хлоридных вод данного района (лишенного морских осадочных образований) принимают участие осадочные отложения, слагающие удаленные области питания этих вод.

Возможность формирования хлоридных вод с минерализацией 2—4 г/л только за счет выщелачивания гидротермально измененных эфузивных пород, не содержащих достаточного для непрерывного пополнения количества растворимых хлористых соединений, нам кажется маловероятной. Некоторые исследователи придерживаются иного мнения (Л. Д. Герман), считая, что хлоритизированные, окварцованные и гематитизированные гидротермально измененные породы, окаймляющие скрытые рудные тела, могут являться источником формирования данного типа минерализованных вод, а следовательно, и использоваться в качестве основного поискового признака без учета концентрации рудных микрокомпонентов. Этот вывод является, на наш взгляд, ошибочным, так как анализ большого фактического материала по гидрохимии медноколчеданных скрытых месторождений других районов Южного Урала показывает, что на участках залегания многих скрытых рудных тел, окаймленных зонами гидротермально измененных пород, хлоридные воды либо вообще отсутствуют (Молодежное, Озерное и др.), либо оказываются генетически связанными с экранирующими осадочными комплексами пород, содержащими растворимые сульфатные и хлоридные соединения. В засушливых же районах повышение содержания в водах разнообразных макрокомпонентов и особенно сульфатов и хлоридов маскируется процессами континентального соленакопления.

В районах развития слабо минерализованных гидрокарбонатных вод скрытые рудоконтролирующие разломы и комплексы гидротермально измененных пород, обогащенные рудными компонентами, могут проявляться как в виде повышения содержания отдельных макрокомпонентов (CO_2 , K, Na, Mg и др.), так и в виде гидрохимических аномалий различных микрокомпонентов (Pb, Zn, Cu, Mo, As, Sb, Hg, B, F и др.).

По активности воздействия на состав подземных вод все вмещающие породы делятся на химически активные и неактивные (Удодов, 1962). Наиболее активными считаются карбонатные породы, влияние которых на состав и протяженность водных ореолов рассеяния наиболее хорошо изучено. Значительно меньше внимания уделялось изучению

влияния на водные ореолы рассеяния глинистых образований. В то же время они обычно широко распространены в районах скрытого оруденения.

В отличие от карбонатных пород, химическая активность которых обусловлена главным образом высоким содержанием карбонатов кальция, соосаждающего из воды при достижении своего предела растворимости большой комплекс металлов (медь, цинк, свинец и др.), глинистые минералы извлекают из природных вод химические компоненты благодаря своей высокой сорбционной способности. Величина сорбционной способности определяется не только составом минералов, но и особенностями строения их кристаллических решеток (Куковский и др., 1963). Так, например, минералы с совершенной (бездефектной) кристаллической структурой обладают меньшей сорбционной способностью, чем минералы с нарушенными (дефектными) структурами.

На формирование водных ореолов рассеяния влияют не только вмещающие, но и надрудные перекрывающие образования. Если они представлены маломощной толщей водопроницаемых пород, обедненных сульфидами и органическими веществами, то инфильтрующиеся через них воды расходуют мало кислорода на процессы окисления, агрессивно воздействуя на погребенные или скрыто-погребенные рудные тела. В результате этого взаимодействия образуются мощные зоны окисления и выщелачивания. В том же случае, когда надрудные образования сложены слабоводопроницаемыми породами, перекрытыми отложениями рудных тел более надежно изолированы как от агрессивного эрозионного воздействия атмосферных и неглубоких грунтовых элювиальных вод, так и от физических процессов выветривания. Слабые следы древних процессов окисления отмечаются здесь лишь на отдельных небольших участках близкого к поверхности залегания рудных тел, не вызывая значительных изменений в макросоставе ореольных вод.

Немаловажное значение имеет и генезис надрудных образований. Так, при перекрытии рудных тел дальнеприносными (аллохтонными) образованиями, в которых вторичные ореолы рассеяния проявляются очень слабо или вообще не проявляются, формирование водных ореолов рассеяния происходит в основном под влиянием первичных ореолов и самих рудных тел. В тех же случаях, когда рудные тела перекрывают водопроницаемыми автохтонными образованиями с хорошо развитыми литохимическими ореолами, зональность и состав взаимодействующих с ними ореольных вод в значительной степени определяются также их составом и зональностью. Контрастность и состав водных ореолов рассеяния рудных тел зависят также от кларкового содержания элементов в породах. При низких кларках в породах содержание даже легкорастворимых элементов в водах остается небольшим. Как правило, это характерно для многих редких и рассеянных элементов, содержащихся в земной коре в количестве менее 0,01% (селен, германий, редкие земли, рубидий, цезий и др.).

ВЛИЯНИЕ СОВРЕМЕННЫХ И ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

На формирование водных ореолов рассеяния большое влияние оказывают интенсивность водообмена, раскрытость гидрогеологической структуры, к которой приурочено рудное месторождение, режим вод, гидрохимическая зональность и др. В зависимости от глубины залегания рудных тел по отношению к местному базису эрозии влияние этих гидрогеологических факторов проявляется с различной интенсивностью.

Повышение интенсивности водообмена грунтовых вод в коре выветривания рудных залежей вызывает появление больших по размерам и

Таблица 3

Характеристика изменения геохимических условий миграции с глубиной ореальных трещинных вод основных типов скрытого сульфидного оруденения (на примере медноколчеданных месторождений Южного Урала и полиметаллических Рудного Алтая)

Условия докалинации и степень окисленности рудного тела	Состав вмещающих пород	Интервал опробования, M	Eh , мВ	рН	O_2 , мкг/л	Содержание, мкг/л				Содержание, мкг/л	
						SO_4	HCO_3	Cu	Zn	Pb	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Ожелезненные коллоидные мераты	До 50	+624	2,4	10—15	4300—4500	Не обн.	До 420	25000— —12500	20000— —12500	22000— —158000
Мелко потребленное колчеданное интенсивно-окисляющееся	Кварцево-ярозитовые същушки	50—100	+559	2,8	8—10	4050—4200	Не обн.	До 200	До 125000	До 130,40	До 22000 Не обн.
	Делювиальные глинистые-песчаные отложения	До 60	(+3) -(+106)	7,8—8,6	0,0—0,36	50—150	200—400	20—500	10—200	25—200	0—10
Мелко потребленное колчеданное слабо окисляющееся	Туфы смешанного состава	60—150	(+210) -(+431)	7,4—7,1	1,63—2,37	100—150	280—380	50—100	10—15	20—25	1—25
	Кварцевые порфириты, альбитофирры и их туфы	150—600	(+184) -(+208)	7,0—7,4	0,0—0,25	20—125	400—550	20—100	10—30	10—80	0—10
Мелко потребленное полиметаллическое	Делювиальные и аллювиальные	До 25	(+290) -(+410)	6,5—7,4	0,54	2,34	30—50	25—107	5—10	10—25	2,5—30

	Песчано-глинистые и галечниковые отложения	25—50 —(+390)	(+320)— —(+390)	7,4—9,0 0,62—10,0	20—60	87—234 3—12	18—80 30—35	0,0	4—10	0—2,5
лическое окисляю- щееся	Осадочно- булькано- генные	50—100 —(+380)	(+328)— —(+380)	7,4—7,5 0,67—1,0	40—1320	70—350 9—1470	15—140 35—1560	9—25 9—25	4—7	1—2,5
Глубоко погребенное полиметал- лическое слабо окис- ляющееся	Туфы кислого состава	До 60 —(+183)	(+80)— —(+183)	7,1—8,3 0—0,6	До 1140	До 31 До 1400	До 25 До 70	До 250 До 250	До 2	До 1
	Кварцевые альбито- фиры	60—100 —(+150)	(+40)— —(+150)	7,2—8,0 0,0	140—1251	31—153 1400— —1500	25—30 40—50	25—250 25—250	2—5	0—2
	Диабазы с labortre- щиноватые	До 50 —(+325)	(+54)— —(+325)	7,7—8,9 0,0—2,6	80—180 40—200	30—80 10—100	120—150 15—20	0—10	10—20	
Глубоко скрытое мелноколе- данное слабо окис- ляющееся	Силилы кремнистые с углистыми включениями	50—200 —(+146)	(—2)— —(+146)	7,6—8,1 0,0—0,5	90—160 50—300	2,3—600 2,3—600	10—160 360—2500	0—5 0—5	5—20	1—3
	Альбито- туфы	200—400 —(+82)	(+9)— —(+82)	7,6—7,8 0—0,3	40—100 40—45	900—2100 20—35	300—1200 5—10	20—30	1—8	

контрастности водных ореолов рассеяния вследствие увеличения притока в рудную зону агрессивных кислородсодержащих вод, действующих на рудные тела как химически, так и механически. В то же время увеличение массы воды и скорости ее движения в поверхностных и аллювиальных водах обычно приводит к снижению контрастности развивающихся в них водных ореолов рассеяния. Снижение активности водообмена и агрессивности вод с глубиной частично компенсируется большей длительностью взаимодействия трещинных вод с рудной минерализацией, а также отсутствием разбавляющего влияния поверхностных вод и атмосферных осадков (табл. 3).

Влияние горизонтальной и вертикальной гидрохимической зональности на водные ореолы рассеяния скрытых и погребенных рудных тел определяется в основном влиянием химического состава подземных вод, изменяющегося по направлению их движения от областей питания к областям разгрузки.

При расположении рудных тел в областях питания их водные ореолы рассеяния характеризуются благоприятными условиями формирования в слабо минерализованных гидрокарбонатных водах, наиболее насыщенных агрессивными компонентами (кислород и углекислота воздушного происхождения). При расположении погребенных рудных тел в областях разгрузки подземных вод или в непосредственной близости от них размеры водных ореолов рассеяния искажаются. Глубоко врезанные дренирующие эрозионные формы рельефа как бы срезают их.

В различных частях гидрогеологической структуры влияние гидрохимической зональности на формирование водных ореолов рассеяния проявляется по-разному. По той же причине значение гидрохимического фона некоторых элементов (цинк, мышьяк, молибден и др.) в области разгрузки может быть выше, чем в области питания вод. Изменение состава и водопроницаемости пород в вертикальном разрезе также вызывает соответствующее изменение концентраций химических компонентов на разных интервалах глубин (см. табл. 3).

На верхних интервалах повышенной трещиноватости и водопроницаемости рудовмещающих пород содержание кислорода в воде и величина окислительно-восстановительного потенциала увеличиваются, сопровождаясь, как правило, повышением концентрации многих рудных компонентов.

На зональность и пространственное положение водных ореолов рассеяния, помимо современных гидрогеологических процессов, большой отпечаток накладывают палеогидрогеологические и палеогеохимические условия. Восстановление гидрохимии прошлых геологических эпох в горноскладчатых районах и особенно гидротермальных рудообразующих процессов связано с большими трудностями. До сих пор нет единой точки зрения на генезис исследованных месторождений, что, естественно, весьма осложняет установление палеогидрогеологических условий их формирования.

Характер проявления и направленность движения гидротермальных растворов в общих чертах характеризуются первичными ореолами. Установление зональности первичных ореолов позволяет выявлять пути миграции древних гидротермальных растворов, их скрытые и открытые очаги разгрузки. Влияние наложенных гипергенных процессов отражается на них лишь в приповерхностных частях и в меньшей степени в зоне миграции глубоких трещинных вод.

Сходство зональности и состава первичных и водных ореолов рассеяния указывает на унаследованный во многих случаях характер движения глубоких вод современного инфильтрационного происхождения и древних рудообразующих гидротерм по одним и тем же водопроницаемым литологическим комплексам пород или тектонически нарушенным зонам.

Детальные исследования гидрогеологических условий залегания различных типов рудных месторождений показали, что в большинстве случаев они располагаются либо на контакте различных по водопроницаемости комплексов пород (туфы, аргиллиты, алевролиты, песчаники, диабазы, альбитофиры и др.), либо на стыке различных геохимических обстановок, структурных или гидродинамических барьеров. Условия локализации рудных тел и их сохранение от эрозии определялись и определяются также раскрытыстью гидрогеологических структур. Месторождения, залегающие выше местных базисов эрозии, приурочены к промывающимся гидрогеологическим структурам. Более глубоко залегающие (ниже местных базисов эрозии) погребенные или скрытые рудные тела приурочены к слабо промываемым закрытым гидрогеологическим структурам, благоприятствующим длительному сохранению месторождений.

Древние экраны многих рудных месторождений часто оказываются и современными водоупорами. Древние эрозионные формы рельефа, пересекающие или окаймляющие скрытые рудные поля, заполнялись продуктами разрушения коры выветривания или рудных тел. К этим древним участкам сноса в настоящее время часто приурочены солевые, механические и водные ореолы рассеяния. Таким образом, интенсивность разрушения рудных тел и формирование их литохимических и гидрохимических ореолов в значительной степени определяются палеогеографическими и палеогеохимическими условиями районов их размещения. Для пояснения этого положения приводится краткая характеристика палеогидрогеологических условий формирования водных ореолов рассеяния наиболее изученных погребенных медноколчеданных месторождений Южного Урала.

Формирование зоны окисления в их районах началось в конце палеозойского периода. В триасе оно продолжалось в условиях сухого континентального климата, сменившегося в юрский период более влажным субтропическим. Это привело к образованию зоны вторичных сульфидных руд в верхних частях неглубоко залегающих рудных залежей под воздействием главным образом неглубоких грунтовых вод. В результате выпадения гидроокислов железа из слабокислых ($\text{pH} 5-6,5$) сульфатных вод над сульфидными рудами образовывались зоны бурых железняков. В послесреднеурское время климат стал более сухим, что вызвало понижение уровня вод и образование кварцево-серных и кварцево-ярозитовых сипучек. Кислотность водных ореолов рассеяния медноколчеданных залежей к этому времени еще более понизилась, а размеры увеличились. В послеплиоценовый и четвертичный периоды климат опять увлажнился и уровень грунтовых вод повысился, что вызвало гидролиз ярозитов и преобразование их в гидроокислы железа (гидрогематиты).

На участках большой мощности мезо-кайнозойских осадочных образований (Молодежное месторождение) процессы окисления рудных тел проявлялись очень слабо и поэтому их водные ореолы рассеяния менее контрастны. Несмотря на значительное изменение во времени окислительно-восстановительных свойств гипергенных растворов и смену палеогеохимических обстановок, общая направленность гипергенных процессов в сторону увеличения окисления, сульфидных руд и кислотности их ореольных вод (pH от 6,5 до 2,4) сохраняется.

Большое влияние на изменение химического состава ореольных вод оказывает режим вод. Описание его роли в формировании водных ореолов рассеяния рудных тел приводится во многих гидрогеохимических работах (Бродский, 1964; Белякова и др., 1962; Удодов, 1962 и др.). Поэтому мы кратко рассмотрим некоторые особенности влияния режима вод на водные ореолы рассеяния скрытого оруденения.

По мере увеличения глубины движения ореольных вод, так же как

и вообще всех типов природных вод, амплитуда колебания содержания химических компонентов уменьшается. Одной из основных причин, вызывающих увеличение или снижение содержания в воде различных микро- и макрокомпонентов, являются, как известно, атмосферные осадки. В зависимости от степени загрязненности промышленными дымами они могут оказывать значительное влияние на химический состав поверхностных и неглубоких грунтовых вод, нередко вызывая появление безрудных гидрохимических аномалий. Поэтому увеличение концентрации металлов после выпадения дождей в поверхностных и неглубоких грунтовых водах крупных промышленных районов может быть вызвано не только увеличением растворения продуктов окисления рудной минерализации, но также и процессами атмосферного загрязнения.

Как показало исследование режима ореольных вод, не выходящих на поверхность рудных тел, постоянство их химического состава определяется близостью расположения областей питания, водопроницаемостью перекрывающих надрудных образований и общими климатическими особенностями района. Наибольшим постоянством состава отличаются водные ореолы рассеяния рудных тел, перекрытых водоупорными породами и наиболее удаленных от областей питания. Типичным примером могут служить водные ореолы рассеяния глубоко погребенных под толщей третичных глин колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной (равнинной) части Иртышской зоны смятия (Рудный Алтай).

После обильного выпадения атмосферных осадков содержание рудных компонентов в подземных водах слабо окисляющихся месторождений уменьшается, а в водах интенсивно окисляющихся залежей увеличивается. Сопоставление изменений химического состава фоновых и ореольных грунтовых вод погребенных полиметаллических и медиоколчеданных месторождений Рудного Алтая и Южного Урала показало, что они носят слабо выраженный сезонный характер. Данные двухлетних наблюдений говорят о том, что содержание основных рудных компонентов в этих водах в наиболее влажные месяцы (на Урале июль и август) сравнительно мало отличались от их содержания в засушливый период года.

Максимальной амплитудой колебания характеризовался цинк, что, вероятно, было связано с периодическим неравномерным растворением его солевых ореолов рассеяния. Примерно через месяц после выпадения длительных осадков в неглубоких грунтовых ореольных водах месторождений заметно увеличивалась величина Eh в связи с притоком инфильтрационных кислородноазотных вод. Содержание сульфатов и гидрокарбонатов также увеличивалось. Процесс разбавления, как ореольных, так и фоновых вод в наиболее влажный период обычно сопровождался небольшим снижением концентраций рудных компонентов. Сопоставление результатов наблюдений за режимом подземных вод в различной степени окисленных рудных месторождений показало, что, несмотря на периодическое снижение концентраций металлов во влажные периоды года, тенденция к увеличению концентраций рудообразующих компонентов в ореольных водах в процессе постепенного гидро-геологического раскрытия рудовмещающих структур в целом, сохранилась.

Содержание сопутствующих элементов (фтор, бром, йод) изменяется в разные периоды года примерно в одинаковых пределах и зависит в основном от общей минерализации вод. Изменение контрастности гидрохимических аномалий в течение года происходит по-разному в различных генетических типах природных вод. Во влажные периоды максимального выпадения атмосферных осадков в грунтово-трещинных водах наблюдается лишь некоторое снижение контрастности гидрохи-

мических аномалий, в то время как в водах аллювиальных отложений и в поверхностных потоках рассеяния они могут временно исчезать.

Учитывая и без того сравнительно слабую контрастность гидрохимических аномалий, генетически связанных с глубоко залегающими и слабо окисляющимися рудными телами, наиболее благоприятным периодом года для проведения глубинных гидрогоеохимических поисков следует считать время минимального выпадения осадков и наиболее низкого стояния уровня поверхностных вод.

ВЛИЯНИЕ ОБЩИХ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ (ЛАНДШАФТНЫХ) УСЛОВИЙ

Изучение водных ореолов рассеяния скрытого оруденения в различных геохимических ландшафтах показало, что при относительно неглубоком (выше местных базисов эрозии) залегании рудных тел влияние на них местных ландшафтных условий проявляется примерно так же, как и на водные ореолы рассеяния рудных тел, выходящих на эрозионный срез. В гумидных районах с нормальным увлажнением водные ореолы рассеяния месторождений в грунтовых водах обычно отличаются значительно большей протяженностью и контрастностью, чем в аридных засушливых районах континентального засоления. Особенности миграции рудных компонентов в грунтовых водах различных геохимических ландшафтов подробно описаны в работах А. А. Бродского (1964), А. И. Перельмана (1962, 1963), М. А. Глазовской (1962), Е. Е. Беляковой (Белякова и др., 1962), П. А. Удодова (1962) и др.

Формирование же водных ореолов рассеяния глубоко залегающих (ниже местных базисов эрозии) рудных тел в глубоких трещинных водах регионального стока почти не зависит от местных климатических и геоморфологических условий. Так, например, в гумидных районах с нормальным увлажнением глубоко скрытые рудные тела нередко окаймляются глубокими трещинными водами с повышенной (до 5 г/л) минерализацией. Формирование химического состава этих вод не связано с локальным геохимическим ландшафтом и обычно обусловлено скрытой разгрузкой по глубоким дизъюнктивным нарушениям вод регионального стока, имеющих удаленные области питания.

Гидрохимические аномалии, возникающие в очагах разгрузки выходящих трещинных вод с повышенной или пониженной по сравнению с окружающими грунтовыми водами минерализацией, встречаются в пределах многих погребенных рудных полей Центрального и Восточного Казахстана, Урала, Северного Кавказа, Восточного Забайкалья, Закарпатья и других рудных районов.

Геоморфологические условия локализации рудных тел определяют скорость эрозионных процессов и интенсивность водообмена ореольных грунтовых вод, а также степень промытости верхней части рудовмещающих или надрудных образований.

В условиях горного расчлененного рельефа, как известно, наиболее широко развиты слабо минерализованные (до 0,2 г/л) гидрокарбонатные воды с $\text{pH} > 7$. В слабо расчлененных равнинных засушливых районах размеры водных ореолов рассеяния значительно сокращаются ввиду менее благоприятных условий замедленной миграции многих компонентов в минерализованных слабоагрессивных водах, процессов соленакопления и активного образования вторичных минералов.

Характер расчлененности рельефа определяет гипсометрическое положение местных базисов эрозии, а следовательно, и степень дренированности и окисляемости скрытого оруденения. Как правило, неокисляющиеся и слабо окисляющиеся рудные тела залегают ниже местных базисов эрозии.

Таблица 4

Сравнительная характеристика грунтово-трещинных вод слабо окисляющихся скрытых и погребенных рудных тел в различных геохимических ландшафтах

Типы месторождений	Ландшафтные условия	Поисковые типы вод	Минерализация, г/л	Содержание основных поисковых компонентов, мкг/л								Типичные месторождения	
				рН	SO ₄ , мг/л	Cu	Zn	Pb	As	Mo	F, мг/л	Si, мг/л	
1	2	Фоновые	0,3—0,8 0,5—0,8	5	6	7	8	10	11	12	13	14	Молодежное, Озерное (Южный Урал)
Среднегорный район с умеренно влажным климатом (до 450 мм в год)	Аномальные	Гидрокарбонатно-хлоридные и гидрокарбонатно-сульфатные*	7,2—8,4	40—160	10—200	30—200	10—25	2—4	2—3	≥0,75	0,025	Джуинское, Гайское (Южный Урал)	
Слабо расщлененный равнинный район с засушливым климатом (до 300 мм в год)	Аномальные	Хлоридно-сульфатные	7—8 6,5—8	140 196—530	10 30—300	100 200—1200	25 5—10	3—7	3—7	1	0,2	Джуинское, Гайское (Южный Урал)	
Среднегорный расщлененный район с умеренно влажным климатом (600 мм в год)	Аномальные	Гидрокарбонатные	7,1—8,2 6,9—8,2	40 50—150	15 17—140	35 37—1500	8 10—200	2 3—4	4 5—8	8 0,2	0,2	Тишинско-Иртышское (Рудный Алтай)	
Равнинный предгорный район с засушливым климатом (до 300 мм в год)	Фоновые Аномальные	Хлоридно-сульфатные	7,3—8,1 7,4—8,1	1511 1400	15 17—190	35 700	8 10—100	1 2—4	5 7,5—15	1	1	Орловское (Рудный Алтай)	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Высокогорный расчлененный район с много- летнемерзлыми грунтами (до 1000 м.м в год)	Фоновые 0,05—0,2	Гидрокарбо- натные	7,2—7,5	До 11,0	До 2,0	До 2	До 1	До 1,5	До 0,2	Доло- Модон- ское (Прибай- калье)			
Ано- мальные	0,05—0,25	Гидрокарбонатно- сульфатные	5,9—7,5	15—25	3—10	4—25	2—6	3—15	0,4				
Равнинный район с засушливым климатом (до 300 м.м в год)	Фоновые 0,4—6,0	Гидрокарбонат- ные и хлоридные	6,9—8	До 1400	2—10	5—100	До 2	До 4	До 2	До 0,3	Смирнов- ское (Тургай- ский прогиб)		
Ано- мальные	1,5—3,0	Гидрокарбонат- ные, сульфатные и хлоридно- сульфатные	6,2—8	До 1800	12—50	150—500	3—20	5—10	5—20	>1,0			

*. Здесь и далее название типа вод дается соответствию количественному содержанию химических компонентов (от большего к меньшему), как указывается в формуле химического состава воды.

Характеристика фоновых и аномальных значений основных поисковых компонентов в рудных районах с различными ландшафтными условиями приведена в табл. 4, из которой следует, что, несмотря на значительные различия ландшафтных условий, величины аномальных и фоновых значений основных поисковых компонентов в глубоких грунтово-трещинных водах различных районов скрытого оруденения весьма близки между собой. Наиболее повышены фоновые и аномальные значения меди, цинка, мышьяка и молибдена в грунтовых минерализованных хлоридно-сульфатных водах слабо расщепленных засушливых районов (по сравнению со слабо минерализованными грунтовыми гидрокарбонатными водами).

Значительное влияние на образование водных ореолов рассеяния оказывают также почвы, растительность, криогенные процессы и т. п. Поскольку влияние всех этих факторов, особенно первых двух, подробно рассмотрено в многочисленных специальных работах почвоведов и некоторых гидрогеологов, мы считаем целесообразным кратко остановиться лишь на особенностях формирования водных ореолов рассеяния в геологически закрытых районах развития мощных толщ многолетнемерзлых пород.

Наиболее подробно этот вопрос рассматривается в работах С. Л. Шварцева (1964) и В. П. Боровицкого (1962). По их данным, рудные месторождения (особенно сульфидного типа), погребенные под толщей мерзлых пород, образуют весьма отчетливые водные ореолы рассеяния в различных типах вод (над-, меж- и подмерзлотных). Конtrастность их определяется интенсивностью процессов разбавления, зависящих от времени таяния снежников и режима вод деятельного слоя. Одной из наиболее отличительных черт миграции рудных компонентов в водах районов многолетнемерзлых пород является резкое колебание микрокомпонентного состава в пределах даже небольших участков.

Воды деятельного слоя, подвергающиеся наиболее интенсивному воздействию процессов разбавления, характеризуются соответственно и наиболее низкими концентрациями рудных компонентов. Такие же слабоконтрастные ореолы наблюдаются в аллювиальных и поверхностных водах в период снеготаяния. Наиболее высокие концентрации рудных компонентов обнаруживаются в подземных водах до начала оттавания снежников и мерзлых пород.

Окисление скрытых под толщей мерзлых пород сульфидных и несульфидных месторождений, так же как и в других климатических районах (аридные, полуаридные и др.), сопровождается образованием вторичных минералов (ярозит, галотрихит, халькантит, эпсомит, мелантерит и др.). Наибольшее скопление их отмечается на контактах мерзлых грунтов и рудовмещающих пород и в очагах разгрузки глубоких ореольных трещинных вод. При этом, как правило, преобладает сульфатная группа новообразований вследствие наибольшей энергии гидратации сульфат-иона (Бугельский, 1962).

Воды районов с мерзлыми грунтами характеризуются повышенным по сравнению с ореольными водами южных аридных и гумидных районов содержанием свободной углекислоты. Это объясняется не столько процессами окисления сульфидов, сопровождаемых выделением агрессивной серной кислоты, наиболее интенсивно разлагающей карбонатные породы, как повышением растворимости углекислоты в холодных и переохлажденных водах. Так, например, в ореольных подмерзлотных и надмерзлотных пресных, слабокислых и щелочных водах северо-западных районов Сибирской платформы содержание свободной углекислоты колеблется в пределах 90—120 мг/л, в то время как среднее содержание ее в ореольных водах более южных рудных районов, лишенных мерзлых грунтов, не превышает обычно 50 мг/л.

Большое влияние на формирование химического состава подземных вод в толще многолетнемерзлых пород оказывают процессы окисления сульфидных минералов. По данным С. Л. Шварцева (1964), воды зоны окисления медно-никелевых месторождений Норильского района обогащены различными металлами (свинец, медь, цинк, никель и др.) и очень похожи по составу на воды интенсивно окисляющихся медно-колчеданных месторождений аридных районов Южного Урала. Так, в резокислых ($\text{pH} < 3$) рудничных водах медно-никелевого месторождения (Норильск-1) содержание никеля, по данным С. Л. Шварцева, достигает 500 $\mu\text{g/l}$, цинка 9800 $\mu\text{g/l}$, меди 400 $\mu\text{g/l}$. Эти же металлы концентрируются во льду, образуя своеобразные ледяные ореолы. Количество основных рудных компонентов во льду значительно превышает (в зоне разгрузки ореольных вод) их содержание в надмерзлотных водах. Очевидно, это обусловлено привносом в деятельный слой восходящими токами трещинных подмерзлотных вод легкорастворимых соединений металлов из более глубоко залегающих продуктивных горизонтов.

По глубоким разломам, пересекающим криогенные геохимические поля, могут подниматься воды, содержащие разнообразный комплекс микрокомпонентов, соответствующий химическому составу глубоко скрытых комплексов пород и рудных тел.

Детальные исследования водных ореолов рассеяния скрытых и погребенных молибденовых и вольфрамовых месторождений Джидинского рудного района (Западное Забайкалье) позволили нам установить особенности их проявления в различных типах вод в зависимости от мощности перекрывающих мерзлых пород, окисленности и состава рудных тел. Зоны окисления распространенных здесь вольфрамовых и молибденовых месторождений штокверкового типа с сопутствующей сульфидной минерализацией разнообразного состава находятся в ранней стадии развития. Это подтверждает положение Ю. Ю. Бугельского (1962) о преимущественном значении экзотермических реакций начальных стадий окисления в северных районах, характеризуемых небольшим притоком лучистой энергии.

На участках залегания окисляющихся полиметаллических, золото-рудных, молибденовых и других сульфидных залежей талики служат хорошим поисковым объектом опробования, являясь обычно очагами разгрузки глубоких трещинных вод. Количественный анализ микрокомпонентов позволяет устанавливать связь этих вод с рудными телами или их первичными ореолами.

Аномальные значения основных поисковых компонентов (молибден, вольфрам, фтор, бериллий, литий, свинец) в ореольных водах северных районов обычно в несколько раз превышают их фоновые величины (до 10–20 раз). Размеры водных ореолов рассеяния рудообразующих элементов и элементов-индикаторов достигают нескольких сотен метров в грунтово-трещинных и 1,5–2 км в поверхностных и аллювиальных водах. Содержание свободного кислорода в подмерзлотных водах снижается по сравнению с надмерзлотными в 10–15 раз и обычно не превышает 1–0,5 mg/l . На этом основании Л. С. Шварцевым высказано предположение относительно того, что главную роль в растворении рудных минералов в бескислородных подмерзлотных глубоких водах играют электрохимические процессы. Так, например, в ореольных надмерзлотных водах медно-никелевых руд влияние этих процессов проявляется в преобладании никеля над медью, несмотря на более высокое содержание ее в рудах. Преобладание никеля над медью в ореольных водах может быть, по нашему мнению, также объяснено и более хорошей по сравнению с медью миграционной способностью никеля в бескислородной обстановке.

Итак, приведенные данные свидетельствуют о небольшом снижении глубинности гидрогеохимического метода в районах развития многолет-

и немерзлых пород, а следовательно, и о целесообразности его использования при поисках перекрытых рудных тел в северных районах.

Глава 3.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ ОСНОВНЫХ ПОИСКОВЫХ МИКРОКОМПОНЕНТОВ

Поисковое значение каждого химического элемента определяется главным образом его миграционной способностью в различных геохимических условиях. Состав поисковой гидрохимической ассоциации элементов-индикаторов на один и тот же вид оруденения может изменяться в соответствии с конкретными минералого-геохимическими и гидрохимическими условиями. Поэтому при описании гидрохимии основных элементов-индикаторов наиболее изученных типов скрытого оруденения мы сочли целесообразным, используя и литературные данные, кратко охарактеризовать не только условия водной миграции элементов, но также и основные минералогические формы их находления в гипогенных и гипергенных условиях. Детальность описания каждого элемента определялась его поисковой значимостью и степенью гидрохимической изученности.

Литературные данные о закономерностях миграции большинства химических элементов в природных и особенно подземных водах скрытого оруденения весьма ограничены и освещают в основном содержание этих элементов в ореольных поверхностных водах. Описание гидрохимии микрокомпонентов иллюстрируется диаграммами и графиками различных зависимостей. Для случаев большого разброса точек рассчитаны корреляционные отношения и установлены тесноты зависимостей между анализируемыми показателями. Это позволило более объективно оценить влияние различных факторов на миграционную способность основных поисковых компонентов.

МЕДЬ

Медь является одним из наиболее хорошо гидрохимически изученных поисковых компонентов. Особенности ее миграции в подземных водах зоны активного водообмена и гипергенная минералогия описаны А. А. Бродским (1964), А. И. Германовым (1956), И. И. Гинзбургом (1962) и А. И. Перельманом (1963). Среднее содержание меди в земной коре, по данным А. П. Виноградова, $1 \cdot 10^{-2}$ (вес %). Атомный радиус меди равен $1,28\text{\AA}$ и близок к атомным радиусам железа ($1,27\text{\AA}$), кобальта ($1,26\text{\AA}$) и никеля ($1,24\text{\AA}$), что в известной мере обуславливает их химическое сродство.

Гипогенные минералы меди представлены почти исключительно сульфидами, среди которых наиболее часто встречаются халькопирит, халькозин, ковеллин и борнит. Поведение меди в зоне гипергенеза определяется различной устойчивостью ее соединений в зависимости от pH и Eh среды. Энергичнее всего она мигрирует в сернокислой среде и инертна в резковосстановительной. Этим, в частности, и объясняется образование вторичных сульфидов меди в зонах цементации вплоть до вторичного обогащения сульфидных месторождений.

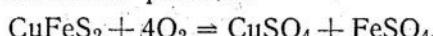
Медные минералы легко разлагаются в зоне окисления, образуя вторичные сульфиды, окислы, гидроокислы, сульфаты, карбонаты, фосфаты, арсенаты, силикаты и другие гипергенные минералы. Образование их происходит стадийно (С. С. Смирнов). Первая стадия — кислотная, вторая — переходная к нейтральной и слабощелочной, третья — щелоч-

ная. По мнению В. В. Щербины (1955), минеральные превращения меди происходят в следующей последовательности: халькопирит — борнит — ковеллин — халькозин — халькантит — элит — малахит — хризоколла — узбекит.

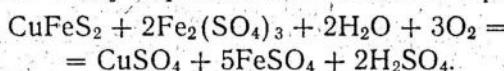
Многим, неглубоко залегающим медным месторождениям присущи зоны выщелачивания и вторичного обогащения. По мнению С. С. Смирнова, В. В. Щербины (1955), А. И. Германова (1956), А. А. Бродского (1957), С. И. Смирнова и других исследователей, мощность этих зон определяется:

- 1) интенсивностью развития древних и современных кор выветривания (как площадных, так и трещинных);
- 2) характером сезонных колебаний уровней подземных вод и активностью водообмена (чем больше скорость движения вод, тем активнее процесс выщелачивания);
- 3) ландшафтно-геохимическими условиями (увеличение активности выветривания, температура и влажность и т. п.).

В условиях окислительной обстановки в зоне гипергенеза сульфидных месторождений образование растворимых сульфатных соединений меди протекает по известной реакции



В присутствии сульфата окисного железа растворение медных минералов ускоряется ввиду образования свободной серной кислоты:



Содержание меди в природных водах контролируется главным образом присутствием карбонатов. Поэтому размеры ее водных ореолов рассеяния в отличие от ореолов рассеяния цинка в карбонатных породах очень небольшие.

Высокий потенциал ионизации наиболее растворимой двухвалентной формы меди обусловливает ее интенсивное поляризационное воздействие на анионы. Медь способна восстанавливаться до самородного металла при весьма низких значениях Eh . Одновалентная медь растворима слабо и поэтому плохо мигрирует в природных водах.

Диаграммы устойчивости меди при различных значениях Eh и pH, приводимые в работе Р. Гарелса (1962), иллюстрируют соотношения в системе медь — кислород — вода. Поле нахождения меди в виде иона двухвалентного металла сдвинуто в верхний левый угол диаграммы и определяется величиной Eh примерно (+0,2) — (+1,0) в и pH 0—6. Поле сульфидов глубоко проникает в пределы кислой среды при восстановительной обстановке, что согласуется с природным процессом образования халькозина при взаимодействии кислых обогащенных медью растворов с сульфидами в восстановительной обстановке.

Восстановление Cu^{2+} до Cu^{1+} происходит при более низком потенциале, чем восстановление Fe^{3+} и Mn^{4+} . Поэтому в кислых водах с $\text{pH} < 3$, обогащенных двухвалентным железом, медь остается в подвижной двухвалентной форме. Ее максимальные природные содержания в сильноакислых водах с $\text{pH} < 3$ достигают нескольких граммов на литр. Для восстановления меди в кислых водах необходимы очень высокие значения Eh . В щелочной среде восстановление меди происходит при более низких значениях Eh .

Результаты определений меди и других тяжелых металлов в орельных водах не выходящих на поверхность мединоколчеданных и полиметаллических месторождений при различных величинах pH приведены в табл. 5. Величины окислительно-восстановительного потенциала в орельных водах многих скрытых в эфузивных породах сульфидных месторождений колеблются в пределах (+2) — (+410) мв, а значения pH — от 2 до 9.

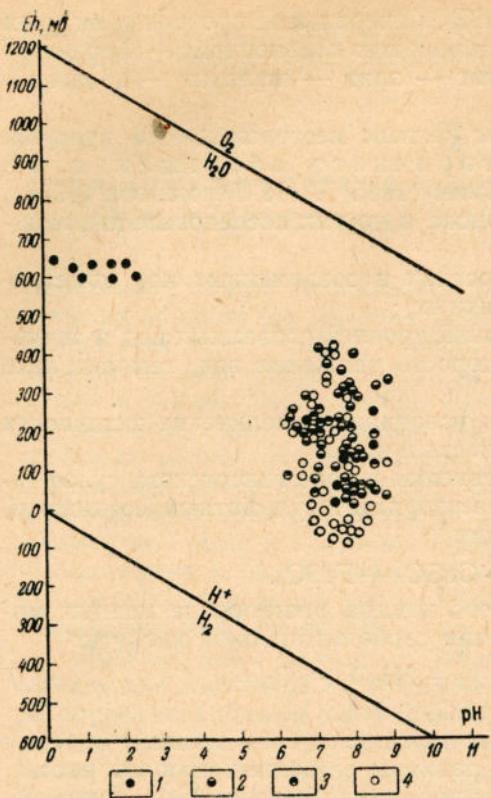


Рис. 3. Диаграмма изменения содержания меди в подземных водах районов скрытого оруденения в зависимости от Eh — рН среды

Содержание меди в мкг/л: 1 — более 1000; 2 — 100—1000; 3 — 10 — 100; 4 — менее 10.

Из диаграмм, иллюстрирующих изменение содержаний меди и цинка в природных водах, следует, что поведение меди и цинка в различных геохимических условиях сходно (рис. 3). В сильнокислых водах при высоких значениях Eh они встречаются в наиболее высоких концентрациях (более 1000 мкг/л), а в щелочных водах с низкими величинами Eh (более 50 мв) их содержания, как правило, не превышают 10 мкг/л. Это свидетельствует о формировании слабоконтрастных водных ореолов рассеяния меди и цинка в восстановительных условиях. Однако восстановительная обстановка с Eh менее 50 мв и высокими концентрациями сероводорода, при которой медь и другие тяжелые металлы (свинец, цинк, молибден и др.) становятся почти неподвижными ввиду образования труднорастворимых сульфидов, не характерна для эндогенных рудных месторождений, приуроченных к силикатным изверженным породам. Такие геохимические условия наблюдаются или имели место в районах распространения осадочных или осадочно-метаморфогенных пород,

обогащенных органическим веществом, необходимым для возникновения резковосстановительных условий.

Образующиеся в процессе окисления первичных сульфидов сульфаты металлов характеризуются различной устойчивостью, определяющей скорость их растворения природными водами. Так, медь, свинец и цинк в гипергенных условиях ведут себя различно. Цинк и медь, образующие хорошо растворимые сульфаты, активно выносятся водами из зоны окисления, что подтверждается большими концентрациями их в ореольных водах интенсивно окисляющихся сульфидных месторождений (см. табл. 5). Свинец же выносится и миграирует менее активно ввиду меньшей растворимости его сульфатных соединений.

Высокие содержания меди (150—200 мг/л) обнаружены в грунтовых водах интенсивно окисляющихся сравнительно неглубоко погребенных (до 100 м) медноколчеданных залежей с мощной зоной древнего окисления (пятая залежь Гайского месторождения). Такие же примерно количества меди были обнаружены Л. С. Шварцевым в подземных водах медно-никелевых месторождений, залегающих в толще многолетнемерзлых пород (Норильское и др.). Более распространенные слабокислые и слабощелочные ореольные воды скрытого оруденения содержат медь в количествах, не превышающих десятых долей, редко единиц миллиграммов на литр.

Коэффициент водной миграции меди в различных типах подземных вод районов скрытого оруденения, рассчитанный по формуле А. И. Перельмана, изменяется в пределах двух порядков ($K_x = 0,01—1$), увели-

Таблица 5

Содержание меди в подземных водах различных типов месторождений

Типы месторождений	Типы руд по степени окисления	Минерализация вод, г/л	рН	Фоновые содержания в водах, мкг/л		Аномальные содержания в водах, мкг/л	
				поверхностных и «аллювиальных»	грунтово-трещинных	поверхностных и «аллювиальных»	грунтово-трещинных
Медноколчеданные (Южный Урал)	Интенсивно окисляющиеся (Южно-Гайское)	1,0—250,0	2,5—5,0	10—15	20—50	100—2500	500—200000
То же	Слабо окисляющиеся	0,4—4,0	6,9—7,6	3—5	5—10	8—16	50—700
То же	Почти не окисляющиеся	1,0—1,6	7,2—8,6	1—3	5—7	5—8	10—50
Полиметаллические (Рудный Алтай)	Интенсивно окисляющиеся	0,2—4,0	3,0—6,5	5—8	8—10	15—80	25—15000
То же	Слабо окисляющиеся	0,2—5,0	7,1—9,0	3—5	5—7	9—12	10—140
Молибденовые (Западное Забайкалье)	Интенсивно окисляющиеся	0,2—1,5	5,1—6,9	5—8	10—15	15—35	50—70
То же	Слабо окисляющиеся	0,8—1,5	7,2—7,5	1—2	1,5—3,0	4—10	5—20
Вольфрамовые (Западное Забайкалье)	Интенсивно окисляющиеся	0,2—1,5	5,9—6,9	5—7	8—10	10—15	20—35
То же	Слабо окисляющиеся	0,5—1,0	7,2—7,5	3—5	5—7	9—12	15—25
Ртутные (Закарпатье)	Интенсивно окисляющиеся	5,1—7,3	2,7—6,3	3—5	5—8	10—25	30—350
То же	Слабо окисляющиеся	0,5—7,5	7,1—7,6	1—2	2—3	4—10	5—15

чиваясь в водах окислительной и снижаясь в водах восстановительной обстановок.

Наиболее растворимы сульфатные и хлоридные соединения меди. Самый высокий уровень гидрохимического фона меди наблюдается в водах химически слабоактивных эффиузивных и интрузивных силикатных пород и самый низкий — в водах карбонатных и глинистых пород.

Интервал рН выпадения гидроокиси меди из разбавленных растворов равен 5,4—6 и определяется как ее абсолютным содержанием в водах, так и присутствием свободной углекислоты, повышение концентрации которой увеличивает растворимость карбоната меди. Медь является активным комплексообразователем и поэтому находится в природных водах не только в виде простых ионов, но и в форме различных сложных неорганических и металлоорганических комплексов, которые пока почти не изучены.

В поверхностных и неглубоких грунтовых водах зоны активного водообмена медь может мигрировать не только в истинной форме, но также и в виде коллоидов и псевдоколлоидов. Так, по данным В. Я. Еременко, помимо гидратов окисей в водах рек Волги и Дона, а также в подземных водах, вскрытых скважиной в г. Целина, медь была обнаружена в виде коллоидов, адсорбированных кремнеземом, гидратами окисей железа и алюминия, а также в виде более сложных комплексных гуматов.

Сходные результаты были получены Е. Л. Быковой и И. Н. Воробьевой при изучении медноорганических соединений в отобранных нами пробах минеральных вод Предкарпатья. Экспериментальные работы, проведенные в полевых условиях, показали, что медь наиболее активно извлекается из данного типа вод изобутиловым спиртом. Следовательно, большая часть ее комплексных соединений присутствует в этих водах в виде гуматов. Сам же факт необычного присутствия меди в сероводородной воде (H_2S 70 мг/л) указывает на устойчивость медноорганических комплексов в восстановительной обстановке.

По нашим расчетным данным неорганических форм миграции меди, можно сделать вывод о преобладании в слабокислых и щелочных гидрокарбонатных (pH 6,3—8,5) водах преимущественно двухвалентных катионов Cu^{2+} и нейтральных карбонатных комплексов $[CuCO_3]$.

В кислых сульфатных водах с $pH < 5,4$ медь мигрирует главным образом в виде Cu^{2+} и $[CuSO_4]$. По мере увеличения минерализации воды, сопровождаемой возрастанием в воде хлоридных ионов, значительная часть меди может, вероятно, находиться в виде нейтральных $[CuCl_2]$ и положительно заряженных комплексов $CuCl^+$.

В глубоких водах в бескислородной и слабовосстановительной обстановках с пониженными значениями Eh (менее 100 мв) некоторую роль в миграции меди могут играть и одновалентные катионы.

В холодных углекислых водах, разгружающихся по глубоким тектоническим нарушениям вне пределов рудных полей, нами были обнаружены повышенные (до 50 мкг/л) содержания меди. Концентрация ее возрастила (до 650 мкг/л) в термальных углекислых рассолах, вскрытых на глубине 600 м в пределах рудного поля. Помимо меди на нижних интервалах в них были установлены также высокие количества цинка (12 000 мкг/л), ртути (150 мкг/л), стронция (78 000 мкг/л), лития (15 200 мкг/л) и рубидия (2730 мкг/л). В водовмещающих породах отмечены густые вкрапления разнообразных сульфидов.

Некоторые исследователи (С. И. Смирнов и др.) считают, что аналогичные высокие концентрации металлов в термальных рассолах могут возникать вне пределов рудных полей и вне связи с ювелирными процессами (Иркутский амфитеатр, Прикаспийская низменность, Калифорния и др.) в результате длительного накопления металлов в усыхающих водоемах предшествующих геологических эпох, но только в районах, сложенных породами с повышенным содержанием соответствующего комплекса металлов. В последующий этап растворения и выщелачивания этих погребенных лагунных образований происходит постепенный вынос металлов восходящими агрессивными термальными водами. Наиболее насыщенными металлами при этом, по данным Н. И. Хитарова (1964), М. Г. Валяшко (1965) и других исследователей, являются рассолы калиевого типа, так как растворимость большинства металлов в них является максимальной. В связи с высокой «компактностью» ионов в рассолах можно предполагать, что медь мигрирует в них в виде сложных хлоридных комплексов $[CuCl_4]^{3-}$ и $CuCl_2$.

Изменение содержания меди в водах с глубиной, так же как и других тяжелых металлов, в различных генетических типах вод происходит по-разному. В водах, вскрываемых скважинами на участках вне зоны влияния рудной минерализации (в слабоокислительной обстановке), по мере увеличения глубины залегания опробуемого водоносного горизон-

та содержание меди и других тяжелых металлов (цинк, никель, свинец и др.), миграция которых зависит главным образом от pH и Eh , заметно уменьшается.

Вертикальное распределение меди и других тяжелых металлов в ореольных водах рудных тел определяется глубиной залегания рудных тел и интенсивностью их разрушения, а поэтому носит более сложный характер. Возможность миграции меди в глубоких щелочных водах подтверждается наличием в трещинной коре выветривания таких вторичных минералов, как хризоколла, малахит и бирюза.

Влияние минерализации на содержание меди в подземных водах иллюстрируется рис. 4. Величина и знак коэффициента корреляции показывают, что между минерализацией и концентрацией меди в подземных водах в интервале изменений общей минерализации воды от 0,1 до 7 г/л связи почти не наблюдается.

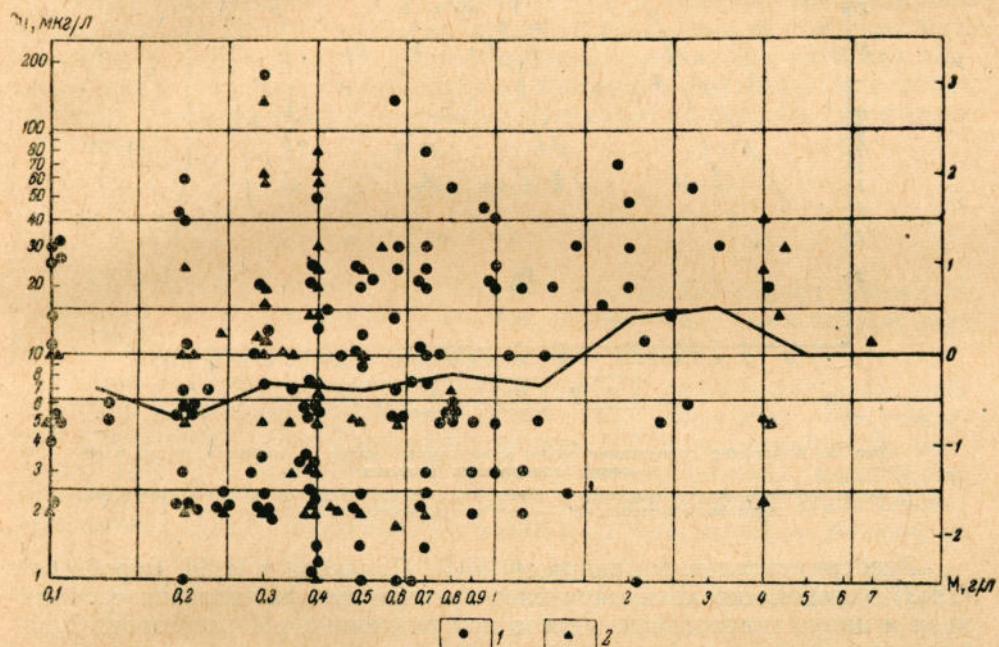


Рис. 4. Зависимость содержания меди от минерализации в подземных водах районов скрытого сульфидного оруденения

Анализы вод районов месторождений: 1 — многоколчеданных (Урал); 2 — полиметаллических (Алтай)

Наиболее контрастные водные ореолы рассеяния (см. табл. 5) образуются в подземных водах окисляющихся многоколчеданных и полиметаллических месторождений и менее контрастные в водных ореолах рассеяния молибденовых, вольфрамовых и ртутных месторождений. В связи с этим при гидрогеохимических поисках второй группы месторождений медь используется как второстепенный поисковый компонент, значение которого уменьшается по мере снижения активности процессов сернокислотного разложения. Однако при использовании достаточно чувствительных полевых методов анализа меди выявление ее водных ореолов рассеяния при поисках не только сульфидных, но и несульфидных типов месторождений (вольфрамовые и др.) помогает более правильно оценить перспективность выявленных гидрохимических аномалий.

Основными осадителями и сорбентами меди из природных вод является, как известно, карбонаты кальция (рис. 5), гидраты окиси железа и марганца, ванадаты, кремнезем и сероводород.

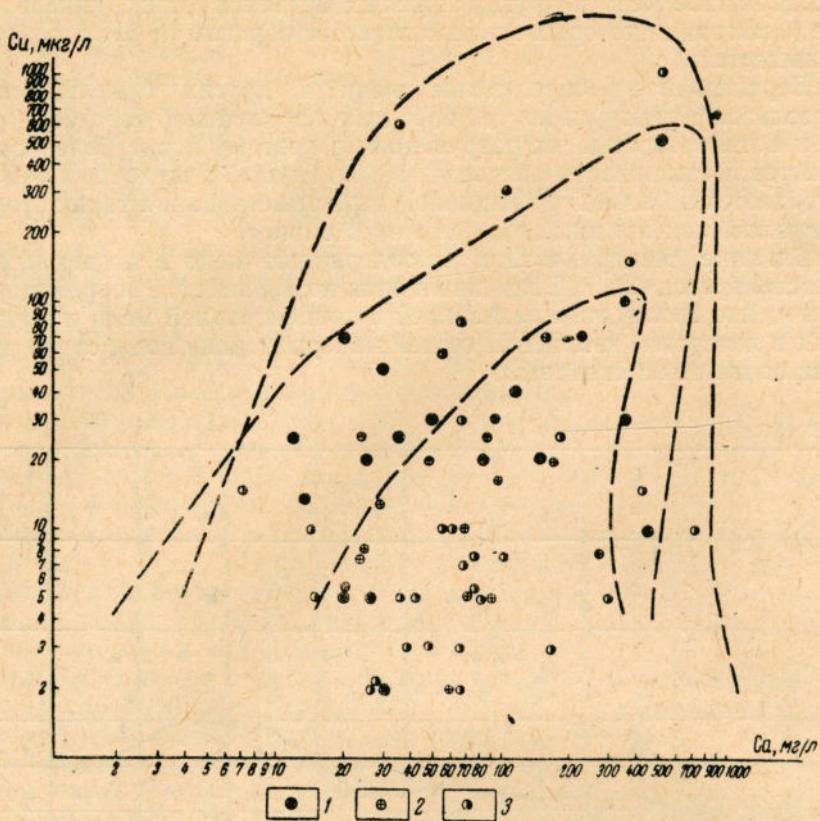


Рис. 5. Изменение содержания меди в подземных водах в зависимости от изменения содержания кальция

Воды районов месторождений: 1 — Гайского медноколчеданного; 2 — Джусинского медноколчеданного; 3 — полиметаллических Рудного Алтая

Экспериментальными работами В. А. Полякова и И. Н. Воробьевой (1962) установлено конкурирующее влияние сульфат-иона на сорбцию меди и цинка гидроокисью железа при различных pH растворов. Сульфат-ион ускоряет коагуляцию коллоидной гидроокиси железа и тем самым сорбционное воздействие его на медь и цинк несколько снижается.

В зоне окисления сульфидных месторождений наиболее часто образуются малахит $\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$, азурит $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$, хризоколла $\text{CuSiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, фольбортит $\text{CuCaVO}_4(\text{OH})$, атакамит $\text{CuCl}_2 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$, куприт Cu_2O , хальканит $(\text{CuFe})\text{SO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, брошантит $\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{Cu}(\text{OH})_3$ и трехводный сульфат меди $\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Выпадение меди из природных вод, по мнению С. С. Смирнова (1951), происходит также в результате взаимодействия CuSO_4 с различными сульфидами (FeS_2 , CuFeS_2 , ZnS , PbS и др.) по реакции: $\text{CuSO}_4 + \text{CuFeS}_2 = 2\text{CuS} + \text{FeSO}_4$.

По мнению В. В. Щербины, растворимость меди в бикарбонатно-фосфатных растворах выше, чем просто в бикарбонатных. Фосфат меди (эллит) растворяется сильнее, чем карбонат меди. Щелочные фосфатные соли (Na_2HPO_4) являются важными реагентами-посредниками в образовании вторичных минералов меди (азурит $2\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$ и др.).

На месте растворения вторичных минералов часто образуются пустоты выщелачивания в виде своеобразного сульфидного карста. Так же как и многие другие металлы, мигрирующие в природных водах преимущественно в катионной форме, медь адсорбируется из воды отрицательно заряженными глинистыми частицами. Повышенные концентрации меди часто отмечаются в битуминозных породах и тонкодисперсных отложе-

ниях с большой поглотительной способностью. Адсорбция металлов из воды носит обменный характер, проявляющийся в переходе щелочноzemельных и щелочных элементов из пород в воду, а металлов из воды в породы. В результате в зоне гипергенеза медноколчеданных, медно-никелевых и медно-молибденовых месторождений часто образуются глинистые медьсодержащие минералы (медмонтит, купроталлуазит и др.). Повышенные концентрации меди обнаружены также и в таких вторичных минералах в зоне окисления сульфидных месторождений, как вад, псиломелан, опал.

По мнению И. И. Антилова-Каратеева (Антипов-Каратеев и др., 1947), адсорбция меди глинистыми минералами носит необратимый характер благодаря образованию комплексных ионов крупных размеров $[Cu(OH)_{2+}]^{2+}$. Поглощенная медь слабо вытесняется из своих соединений другими металлами.

Итак, рассмотрение гидрохимических особенностей миграции меди показало, что, несмотря на некоторое снижение ее миграционной активности и контрастности гидрохимических аномалий в глубоких подземных водах под влиянием различных природных факторов, медь может являться одним из важных поисковых признаков на скрытое сульфидное оруденение.

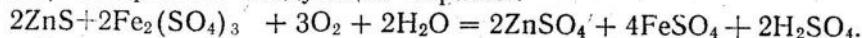
ЦИНК

Цинк является одним из наиболее распространенных элементов в рудных месторождениях. Среднее содержание его в земной коре $5 \cdot 10^{-3}$ вес. %, величина его ионного радиуса $0,83\text{\AA}$.

Наиболее распространенным сульфидным минералом цинка является сфалерит ZnS , присутствующий в рудах всех сульфидных месторождений. Значительно реже встречаются цинкит ZnO , смитсонит $ZnCO_3$, монгеймит $(Zn, Fe)CO_3$, виллемит Zn_2SiO_4 , каламин H_2ZnSiO_4 , франклинит $(Fe, Zn, Mn)Fe_2O_4$ и вюрцит ZnS . В сульфидах цинка в значительных количествах присутствуют галлий, индий и кадмий, имеющие близкие по размерам ионные радиусы ($Cd 1,03 \text{ \AA}$, $In 0,92 \text{ \AA}$, $Ga 0,62 \text{ \AA}$), поэтому в водных ореолах рассеяния свинцово-цинковых месторождений встречаются повышенные концентрации этих элементов.

В эндогенных условиях цинк, как известно, ассоциирует со свинцом, оловом, вольфрамом, мышьяком и золотом. Стадийность превращения сульфидов цинка в процессе химического выветривания представляет следующий ряд: сфалерит — смитсонит — каламин — монгеймит — лимонит (железистый смитсонит). Наиболее распространены в зоне гипергенеза цинковых месторождений смитсонит и каламин.

Реакция окисления сфалерита в процессе взаимодействия кислородсодержащих грунтовых вод с рудными минералами С. С. Смирновым (1955) изображена следующим образом:



В присутствии пирита вследствие большой разницы потенциалов процесс электрохимического растворения активизирует окисление сфалерита и образование его легкорастворимых сульфатных соединений. Растворимость сфалерита, по данным Вейгеля, $6,65 \cdot 10^{-6} \text{ г. моль/l}$ в чистой воде при $18^\circ C$. Образующийся при этом сульфат цинка характеризуется по сравнению с сульфатами меди и свинца большей растворимостью ($531,2 \text{ г/l}$ при $18^\circ C$).

Максимальные содержания цинка (до 1 г/l) обнаружены поэтому в резкоисых ($pH < 3$) сульфатных водах с $Eh 500 \text{ мв}$ неглубоко погребенных медноколчеданных месторождений (рис. 6). Однако вследствие высокой растворимости в широком диапазоне Eh и pH сульфаты

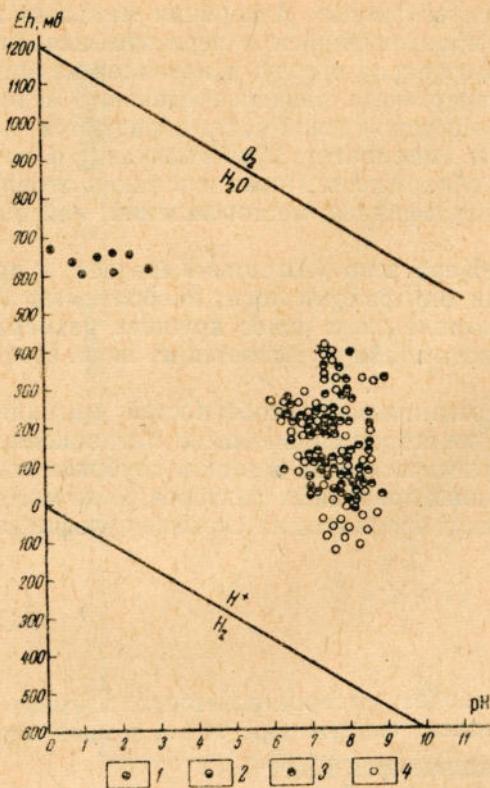
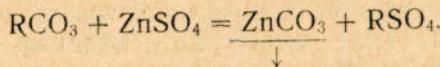


Рис. 6. Диаграмма изменения содержания цинка в подземных водах районов скрытого оруденения в зависимости от Eh — рН среды.

Содержание цинка в мкг/л: 1 — более 1000, 2 — 100—1000; 3 — 20—100; 4 — менее 20

переотложению», которая выражается в растворении его солевых ореолов рассеяния. Так, например, в процессе взаимодействия сульфатных или гидрокарбонатных цинкодержащих вод с карбонатными породами образуется относительно слаборастворимый ($0,4 \text{ г/л}$ при 18°C) карбонат цинка смитсонит. Схематично его образование протекает по следующей реакции:



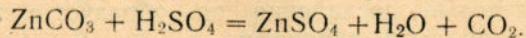
Однако, если фоновые значения цинка в водах исследуемых рудных районов не превышают сотых долей граммов на литр, то даже пониженная растворимость карбонатов цинка не оказывает существенного влияния на контрастность его водных ореолов рассеяния. Примером могут служить некоторые скрыто-погребенные медноколчеданные месторождения на Южном Урале. Несмотря на наличие известняков на крыльях рудовмещающих брахиантиклинальных складок, в грунтово-трещинных и трещинных водах этих месторождений обнаружен довольно протяженный (более 1,5 км) ореол рассеяния цинка. Это подтверждает точку зрения А. А. Бродского (1964) о переоценке сорбционного влияния карбонатных пород на некоторые рудные компоненты и главным образом цинк. В процессе длительного (в геологическом аспекте времени) движения по трещинам и порам карбонатных пород подземные воды, по его мнению, покрываются химически слабоактивными кремнистыми пленками, резко снижающими их сорбционную емкость.

цинка хорошо мигрируют также в глубоких нейтральных и слабощелочных водах. Содержания цинка в них нередко составляют сотни микрограммов на литр.

Судя по большей протяженности водных ореолов рассеяния цинка по сравнению с водными ореолами меди и свинца как в грунтовых, так и в поверхностных водах, цинк является одним из наиболее подвижных элементов-индикаторов сульфидных месторождений. В значительной мере это объясняется устойчивостью и растворимостью его химических соединений (особенно сульфатных и хлоридных) в водах зоны гипергенеза. Кроме того, в отличие от меди цинк, по мнению С. С. Смирнова, почти не образует в зоне вторичного сульфидного обогащения супергенных сульфидов, рассеиваясь ореольными водами далеко за пределами рудных полей.

Большую протяженность водных ореолов рассеяния цинка А. А. Бродский (1964) объясняет способностью цинка «к

При воздействии кислых вод с $\text{pH} < 6,2$ смитсонит способен растворяться с образованием сульфатов цинка и углекислоты по схеме:



Таким образом, цинк может вновь переноситься на некоторое расстояние дальше по потоку, пока вновь не выпадет из воды в виде смитсонита или более растворимого гидроцинкита $2\text{ZnCO}_3 \cdot 3\text{Zn}(\text{OH})_2$.

На участках, где карбонатные породы отсутствуют, цинк рассеивается в водах на наиболее значительное расстояние от рудных тел, достигающее 3—5 км. При взаимодействии слабощелочных гидрокарбонатных или слабокислых вод, не содержащих серной кислоты, с цинкосодержащими сульфидными рудами, залегающими в толще алюмосиликатных пород, образуются силикатные соединения цинка (каламин $2\text{ZnO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{HS}$ и виллемит Zn_2SiO_4).

В ореольных водах цинк мигрирует преимущественно в виде простых ионов и сложных комплексных неорганических и металлоорганиче-

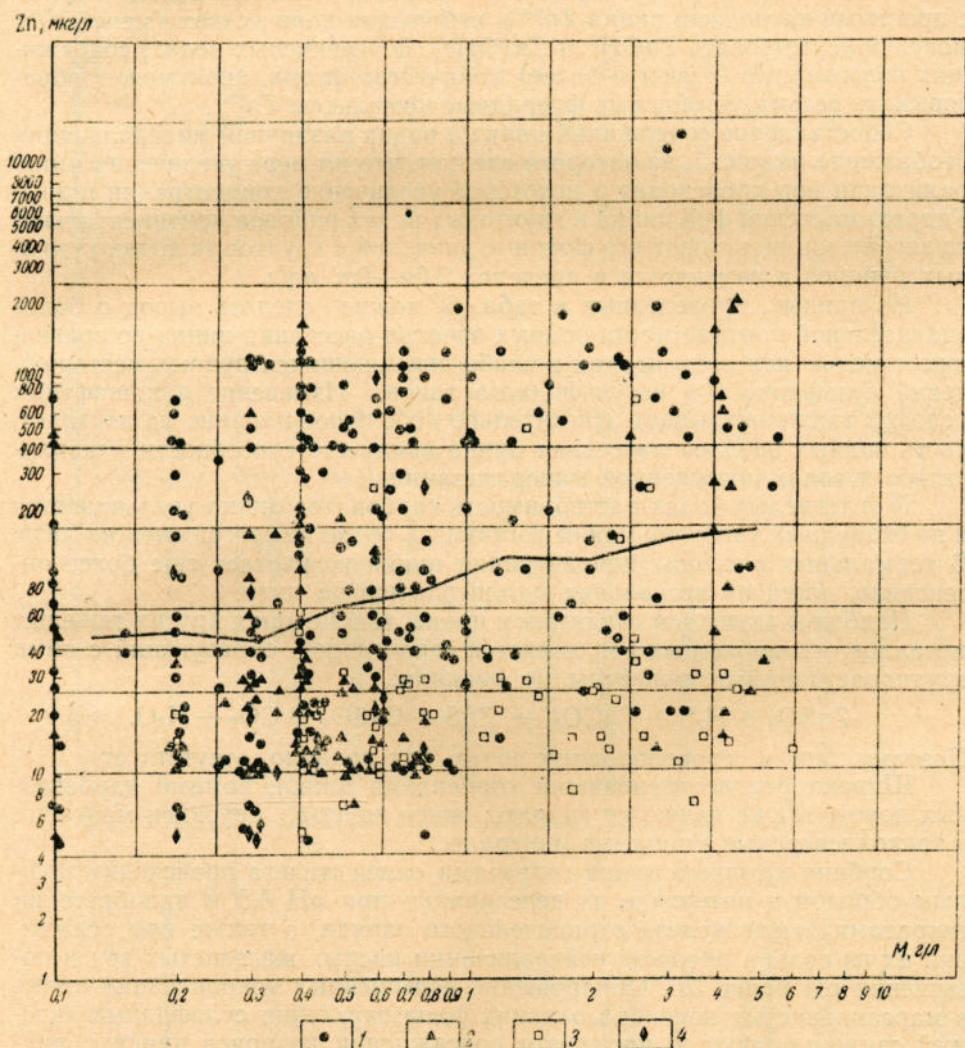


Рис. 7. Зависимость содержания цинка от минерализации

Анализы вод районов скрытых и погребенных месторождений: 1 — медноколчеданных (Урал); 2 — полиметаллических (Алтай и Закарпатье); 3 — ртутных (Закарпатье); 4 — вольфрамово-молибденовых (Забайкалье)

ских соединений. Способность цинка к комплексообразованию в значительной мере обусловлена его активной поляризацией в водах. Наиболее устойчивые комплексные соединения он образует с гидроксильными, сульфатными и хлоридными анионами.

Физико-химические расчеты форм миграции цинка, проведенные нами для различных типов природных вод (без учета металлоорганических соединений), позволяют сделать предположение о том, что в кислых сульфатных водах с $\text{pH} < 4$ преобладающая часть цинка (более 99%) находится в виде двухвалентных катионов Zn^{2+} . Данные электродиализа кислых рудничных вод с $\text{pH} 2,8-5,7$, проведенного Ю. Ю. Бугельским, также показали преобладание в них положительно заряженных ионов цинка и отсутствие коллоидов.

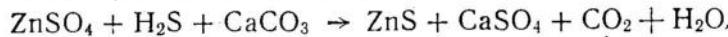
В слабокислых сульфатных водах с $\text{pH} > 5$, по расчетным данным, должны преобладать сульфатные комплексы цинка (ZnSO_4), а в хлоридно-сульфатных и хлоридных слабощелочных водах — нейтральные и положительные хлоридные комплексы (ZnCl^+ , ZnCl_2). В слабоминерализованных (до 0,5 г/л) щелочных гидрокарбонатных водах наряду с простыми катионами цинка Zn^{2+} в небольших количествах (менее 1%) могут присутствовать ZnOH^+ и Zn(OH)_2 . В углекислых водах, содержащих повышенные (5 мг/л и более) количества фтора, цинк может образовывать весьма устойчивые фторидные комплексы ZnF^+ .

Сопоставление содержаний цинка в водах различной минерализации отображено на рис. 7, из которого следует, что по мере увеличения минерализации вод происходит некоторое увеличение концентрации цинка. Гидрохимический фон цинка в грунтовых водах районов континентального засоления превышает его фоновые значения в грунтовых водах гумидных районов и изменяется в пределах 0,0 n —0,1 n мг/л.

Из данных, приведенных в табл. 6, можно сделать вывод о более значительной контрастности водных ореолов рассеяния цинка по сравнению с медью как активно, так и слабо окисляющихся рудных месторождений сульфидного и несульфидного типов. Изменение ландшафтных условий также оказывает относительно небольшое влияние на контрастность водных ореолов рассеяния цинка ввиду его способности накапливаться в водах повышенной минерализации.

В углекислых водах растворимость карбонатов цинка увеличивается и на безрудных участках может составлять сотни микрограммов на литр. В термальных рассолах концентрация цинка возрастает еще более интенсивно, достигая нескольких миллиграммов на литр.

Наиболее активным осадителем цинка, так же как и других тяжелых металлов, из природных вод является сероводород, образующий с ними труднорастворимые сульфиды по реакции:



Поэтому цинк в сероводородных водах, как правило, отсутствует.

Широко распространенный сорбентами цинка, помимо карбонатных пород, также являются гидраты окиси железа, двуокиси марганца и тонкодисперсные глинистые минералы.

Сорбция катионов цинка гидратами окиси железа происходит главным образом в интервале их перезарядки при $\text{pH} 5,5$ и приобретении гидратами окиси железа отрицательного заряда, а также при осаждении их из воды в процессе нейтрализации кислых железистых вод и повышении pH более 3,5. Обнаружение повышенных концентраций цинка в марганцовистых новообразованиях зоны окисления сульфидных залежей свидетельствует о частичном соосаждении катионов цинка с двуокисями марганца из ореольных вод. Однако в связи с тем, что цинк может мигрировать в природных водах в виде нейтральных неорганических комплексов (ZnCl_2 , ZnSO_4 и др.), слабо сорбируемых гидратами окисей железа или глинистыми минералами (обычно отрицательно заря-

Таблица 6

Содержание цинка в полезных водах различных типов месторождений

Типы месторождений	Типы руд по степени окисления	Минерализация вод, g/l^2	рН	Фоновые содержания в водах, $\mu\text{g/l}^4$		Аномальные содержания в водах, $\mu\text{g/l}^4$ грунтово-трещинных
				поверхностных и "забро- вильных"	группово- трещинных	
Медноколчеданные (Южный Урал)	Интенсивно окисляющиеся (Южно-Гайское)	0,1—250,0	2,5—5,0	10—50	30—70	100—5000
	Слабо окисляющиеся	0,4—4,0	6,9—7,6	50—70	80—100	100—500
	Почти не окисляющиеся	1,0—4,6	7,2—8,6	10—20	30—40	30—60
	Интенсивно окисляющиеся	0,2—4,0	3,0—6,5	7—20	10—30	40—500
	Слабо окисляющиеся	0,2—5,0	7,1—9,0	2—4	5—35	10—15
	Интенсивно окисляющиеся	0,2—1,5	5,1—6,9	5—10	15—20	10—25
Мolibденовые (Западное Забайкалье)	Слабо окисляющиеся	0,8—1,5	7,2—7,5	3—4	5—8	10—15
	То же	0,2—1,5	5,9—7,5	3—5	4—6	8—15
	Интенсивно окисляющиеся	5,1—7,3	2,7—6,3	20—25	20—25	30—100
Вольфрамовые (Западное Забайкалье)	Слабо окисляющиеся	0,5—7,5	7,1—7,6	10—15	15—20	20—50
	То же	0,5—5,3	6,5—7,2	8—10	15—20	25—200
Ртутные (Закарпатье)						
Золоторудные (Восточное Забайкалье)	Слабо окисляющиеся	0,5—7,5	7,1—7,6	10—15	15—20	30—250
	То же	0,5—5,3	6,5—7,2	8—10	15—20	30—300

женными), его водные ореолы рассеяния, как правило, сохраняют необходимую для их обнаружения контрастность.

Итак, на основании краткого рассмотрения закономерностей миграции и осаждения из природных вод цинка можно сделать вывод о важном поисковом значении этого элемента в связи с его высокой миграционной подвижностью в различных химических типах вод при широком диапазоне изменений окислительно-восстановительных условий. Это обстоятельство, подтвержденное данными поинтервального гидрохимического опробования глубоких скважин, имеет особенно важное значение при поисках глубоко залегающих рудных тел.

СВИНЕЦ

Геохимия свинца в подземных водах рудных месторождений изучена хуже, чем геохимия меди и цинка. Это в значительной мере объясняется сложностью химической методики, применяемой при его анализе в природных водах и, вероятно, недостаточной ее чувствительностью (2—2,5 мкг/л).

Свинцу присущи черты как халькофильного, так и литофильного элемента. Поэтому он активно участвует в образовании различных соединений с серой, селеном, теллуром и другими элементами (Sb, As, Bi, Cu, Ag и др.). Либофильные свойства свинца определяют его широкое распространение в различных породообразующих минералах: силикатах, галоидах, окислах, мanganитах, ферритах, карбонатах, фосфатах, ниобатах и др.

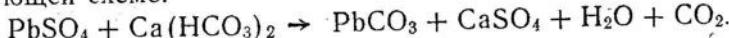
Ионный радиус двухвалентного свинца ($1,32 \text{ \AA}$) наиболее близок к радиусам ионов стронция ($1,27 \text{ \AA}$), бария ($1,43 \text{ \AA}$), калия ($1,33 \text{ \AA}$), кальция ($1,0 \text{ \AA}$) и других замещаемых им элементов. Главным гипогенным минералом свинца является галенит. В виде примесей в нем присутствуют серебро, висмут, марганец и сурьма.

Геохимические условия миграции свинца в зоне гипергенеза рассматриваются в работах С. С. Смирнова, А. И. Перельмана (1962), И. Н. Антипова-Каратая (Антипов-Каратай и др., 1947), Е. В. Рожковой и других исследователей. Так же как и другие металлы, свинец может мигрировать в водах в различной форме: истинной, коллоидной и в виде сложных комплексных металлоорганических и неорганических соединений. Наиболее изучена ионная форма миграции свинца.

Механические формы миграции свинца представляют различного типа гидрозоли и механические взвеси, образующиеся в результате гидродинамического воздействия воды на минералы свинца или в результате выделения дисперсной твердой фазы из гипергенных растворов, содержащих соединения свинца.

В процессе окисления галенита, происходящего после окисления сфалерита, образуется следующий последовательный ряд гипергенных минералов: англезит PbSO_4 — церуссит PbCO_3 — пиromорфит $\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$ — ванадинит $\text{Pb}_5(\text{VO}_4)_3\text{Cl}$.

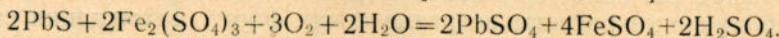
Растворение англезита и образование церуссита в зоне окисления сульфидных месторождений, по данным Б. С. Христофорова, протекает по следующей схеме:



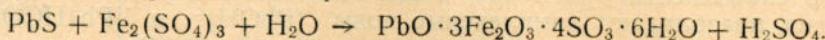
Растворимость церуссита очень мала (0,001 г/л при 18°C). Растворимость англезита несколько выше и, по данным Хемлей, равна 0,041 г/л при 18°C . В процессе окисления англезит не удаляется, а частично накапливается на поверхности окисляющихся сульфидов, замедляя тем самым процесс их окисления.

Растворение соединений свинца происходит как в щелочных, так и

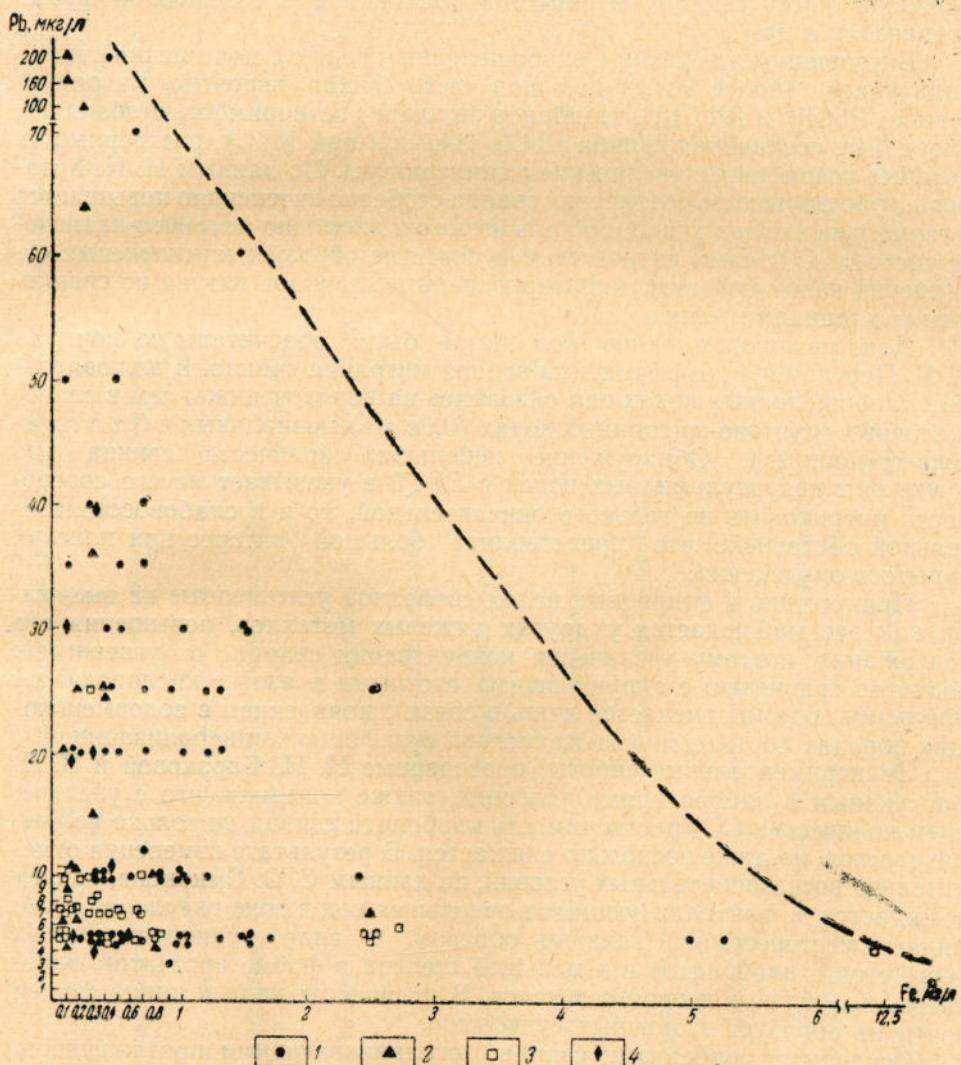
в кислых водах окисляющихся сульфидных месторождений в присутствии сульфатов железа и свободной серной кислоты по реакции:



При окислении сульфидов свинца сернокислым железом образуется вторичный минерал плюмбоярозит по схеме:



В связи с этим часть свинца осаждается из ореольных вод в виде данного типа новообразований. Однако анализ кислых вод медноколчеданных и полиметаллических месторождений показал, что содержание свинца в этих водах с $\text{pH} < 3,5$ остается достаточно высоким (до 6 мг/л) и значительно превышает его максимальные концентрации (0,2 мг/л) в слабокислых и щелочных ореольных водах сульфидных месторождений (табл. 7). Увеличение концентрации в них железа сопровождается снижением содержаний в воде свинца (рис. 8), что, вероятно, объясняется



сорбцией положительно заряженных ионов свинца отрицательно заряженными (при рН более 6,5) ионами трехвалентного железа.

Приближенные расчеты неорганических форм нахождения свинца в различных типах природных вод показали, что в кислых сульфатных водах с рН менее 4 свинец находится преимущественно в виде катиона Pb^{2+} . В слабокислых ($pH > 6,5$) и щелочных гидрокарбонатных водах, вероятно, преобладают комплексные ионы $[PbOH]^+$ и $[Pb(HCO_3)_2]^-$. Константа равновесия первого комплекса $K_1 = 6 \cdot 10^{-7}$, а второго $K_2 = 6 \cdot 10^{-6}$.

Карбонатные соединения свинца, так же как и цинка, достаточно устойчивы в природных водах и не осаждаются полностью даже в присутствии сероводорода. В виде этих форм цинк и свинец обычно мигрируют в районах развития карбонатных пород.

По мнению М. М. Константинова (1963) и других исследователей, свинец, так же как и цинк, может переноситься в виде растворимых органических соединений. В поверхностных водах при больших скоростях движения часть свинца мигрирует в коллоидной и взвешенной форме (гидрозоли и др.).

В хлоридно-сульфатных слабощелочных водах с повышенной минерализацией (более 2 г/л) большая часть свинца, вероятно, мигрирует в виде $[PbCl]^+$ и $[PbCl_3]^-$. Наиболее высокой растворимостью обладают хлоридные соединения свинца $PbCl_2$ (14,9 г/л при 18° С), растворимость которых возрастает с увеличением температуры. По данным Н. И. Хитрова, растворимость соединений свинца особенно интенсивно повышается в термальных водах хлоридно-кальциевого и хлоридно-натриево-калиевого состава. С ионами натрия свинец почти не образует комплексных соединений ввиду большей гидратированности хлоридов натрия по сравнению с хлоридами калия.

Для различных типов вод нами были подсчитаны по формуле А. И. Перельмана коэффициенты водной миграции свинца. В аллювиальных слабощелочных водах они оказались на порядок ниже, чем в слабощелочных грунтово-трещинных водах (0,0n в аллювиальных и 0,1n в грунтово-трещинных). Обнаружение небольших количеств свинца (до 5 мкг/л) в гидросульфидных водах с $Eh < 0$ в указывает на его способность мигрировать не только в окислительной, но и в слабовосстановительной обстановке, что представляет большой интерес при поисках скрытого оруденения.

Присутствие в природных водах свободной углекислоты не вызывает, как это наблюдается у других тяжелых металлов, повышения его содержания, поэтому увеличение концентрации свинца в углекислых водах по сравнению с окружающими азотными и азотно-кислородными пресными водами отмечается лишь в связи с появлением в водовмещающих породах соответствующего состава сульфидной минерализации.

Экспериментальные работы, проведенные Н. Н. Барановой и В. Л. Барсуковым в лабораторных условиях, также показали, что с увеличением количества CO_2 растворимость карбоната свинца не только не увеличивается, но даже несколько снижается. В результате изменения окислительно-восстановительных условий, по данным С. С. Смирнова, свинец осаждается из нейтрализующихся ореольных вод в зоне окисления сульфидных месторождений главным образом в виде труднорастворимых сульфатов и карбонатов и в меньшей степени в форме арсенатов, ванадатов, молибдатов и просто окислов. В отличие от меди и цинка свинец почти не образует вторичных сульфидов.

Основными сорбентами свинца, ограничивающими протяженность его водных ореолов рассеяния, являются различные органические вещества, гидроокислы железа, алюминия, марганца, карбонатные, фосфатные и тонкодисперсные глинистые минералы. В отличие от других двухвалентных металлов свинец легко десорбируется, занимая по десорбции

Таблица 7

Содержание свинца в подземных водах различных типов месторождений

Типы месторождений	Типы грунтов по степени окисления	Минерализация вод, г/л	рН	Фотометрическое содержание в водах, мкг/л		Атомизационное содержание в водах, мкг/л	
				поверхностных и "заливных"	грунтово-трещинных	поверхностных и "мелко-внадренных"	групп ово-трецниых
Медно-колчеданные (Южный Урал)	Интенсивно окисляющиеся (Южно-Гайское)	0,1—25,0	2,5—5,0	2—5	5—10	20—1500	30—60000
	Слабо окисляющиеся	0,4—4,0	6,9—7,6	5—10	5—12	10—15	25—80
	Почти не окисляющиеся	1,0—4,6	7,2—8,6	2—4	3—6	8—10	15—30
Полиметаллические (Рудный Алтай)	Активно окисляющиеся (Тишинское)	0,2—4,0	3,0—6,5	3—5	5—8	10—25	10—2000
	Слабо окисляющиеся	0,2—5,0	7,1—9,0	3—5	5—8	8—15	12—50
	Интенсивно окисляющиеся	0,2—1,5	5,1—6,9	1,5—2	2—3	4—5	8—40
Мolibденовые (Западное Забайкалье)	Слабо окисляющиеся	0,8—1,5	7,1—7,5	0,5—1,0	1,5—2	3—5	5—20
	Интенсивно окисляющиеся	0,2—1,5	5,9—7,5	2—4	5—8	5—10	15—40
Вольфрамовые (Западное Забайкалье)	Слабо окисляющиеся	0,5—5,3	6,5—7,2	2—3	3—5	5—8	6—15
(Восточное Забайкалье)							

в ряду свинец — медь — ртуть первое место, а по энергии поглощения — третье. В водных ореолах рассеяния рудных тел он занимает различное положение в зависимости от химического состава вод, зональности первичных ореолов и абсолютной концентрации в рудах.

На участках, где отсутствуют карбонатные и битуминозные породы, гидрохимические аномалии свинца чаще всего смещаются в периферийную часть рудных полей. При наличии их или при низких содержаниях в рудных телах свинец концентрируется во внутренней (околорудной) зоне рудных тел.

Из краткого описания гидрогоеохимии свинца можно сделать вывод, что он является одним из основных элементов-индикаторов сульфидной группы месторождений и особенно слабоокисляющихся и не выходящих на поверхность рудных тел. Кроме того, свинец нередко образует достаточно контрастные водные ореолы рассеяния и в подземных водах вольфрамовых и золоторудных месторождений, расположенных в гумидных районах.

МОЛИБДЕН

Молибден является одним из важных элементов-индикаторов многих типов рудных месторождений и особенно молибденовых. Геохимические закономерности его миграции в природных водах рудных районов и основные физико-химические свойства весьма подробно рассмотрены в работах А. А. Бродского (1964), Е. Е. Беляковой (Белякова и др., 1962), Н. И. Долухановой, А. А. Резникова, Е. П. Муликовской и др. Вопросы окисления и растворения основных минералов молибдена наиболее детально проанализированы С. С. Смирновым.

Среднее содержание молибдена в гидросфере $1 \cdot 10^{-7}$ вес.%. Наиболее распространены в породах сернистые соединения молибдена и соли молибденовой кислоты.

В гипогенных условиях молибден ведет себя как сидерофильный элемент, а в гипергенных — как литофильный. В зависимости от геохимии процессов молибден накапливается в кварцевых жилах, с сульфидами и кассiterитом в грейзеновых зонах, в гранитах и т. п.

Радиус атома молибдена ($1,4 \text{ \AA}$) наиболее близок к радиусу вольфрама ($1,41 \text{ \AA}$), что и определяет их химическое родство. Нейтральный атом молибдена имеет пять электронных оболочек. Это объясняет переменную валентность молибдена и наибольшую устойчивость его четырех- и шестивалентных соединений. Атом молибдена склонен к комплексообразованию. Молибден обладает большим сродством с серой и меньшим с кислородом. В первичных рудах эндогенных месторождений он представлен в основном четырехвалентными сульфидными соединениями, а в зоне окисления — кислородными шестивалентными.

Главным источником обогащения молибденом подземных и поверхностных вод являются молибденит (MoS_2) и образующиеся в результате его окисления молибдаты. Нередко источником молибдена являются также его изоморфные примеси в различных сульфидных минералах медноклещадных, медно-порфировых, полиметаллических, кварцево-вольфрамитовых, кварцево-кассiterитовых и других месторождений. Наименее активно выщелачивается молибден из молибденовых минералов, включенных в кварцевые породы грейзеновых штокверковых месторождений.

По мнению Е. Е. Беляковой (Белякова и др., 1962), содержание растворимых окисных форм молибдена в молибденитах зависит главным образом от структуры руд и в меньшей степени от глубины их залегания. Крупночешуйчатые молибдениты в кварце богаче окисными формами, чем мелкочешуйчатые, а поэтому при выщелачивании молибдена из по-

следних (при одинаковых гидрогохимических условиях) воды обычно обогащаются молибденом в меньшей степени.

По данным С. С. Смирнова, окисление молибдена сопровождается появлением следующего минералогического ряда: молибденит (MoS_2) → комплексное соединение ($\text{MoO}_2 \cdot \text{SO}_4$) → молибденовая кислота (H_2MoO_4) → молибдат железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{MoO}_3 \cdot 7,5\text{H}_2\text{O}$) → молибдат кальция (CaMoO_4) → ильземанит ($\text{Mo}_3\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

По сравнению с другими сульфидами (пирит, халькопирит и др.) молибденит окисляется в зоне гипергенеза рудных месторождений менее активно. Однако, по данным Н. И. Хитарова и Л. А. Иванова, Е. С. Усатой, В. И. Виноградова и других исследователей, скорость окисления молибденита достаточно высока, чтобы вызвать заметное обогащение подземных вод молибденом.

Наличие отчетливых водных ореолов рассеяния молибдена даже вокруг погребенных слабо окисляющихся месторождений, обогнанных вторичными минералами молибдена, подтверждает этот вывод.

Многие исследователи (В. И. Виноградов, А. А. Бродский, П. А. Удоводов, Е. Е. Белякова и др.) считают, что молибден мигрирует в природных водах преимущественно в виде аниона MoO_4^{2-} . Экспериментальные работы, проведенные В. Я. Еременко и некоторыми другими гидрохимиками, показали, что молибден может присутствовать в водах также в виде галлоидов, положительно заряженных простых и комплексных ионов (более 20%) и в весьма больших количествах (более 60%) в виде металлоорганических соединений. Устойчивые комплексы в водах с молибденом образуют многоосновные органические кислоты. В поверхностных слабощелочных потоках, обогнанных органикой, очевидно, преобладает анионная форма миграции молибдена.

В глубоких бескислородных подземных водах молибден, вероятно, может присутствовать в виде пятвалентного катиона. В сильнокислых

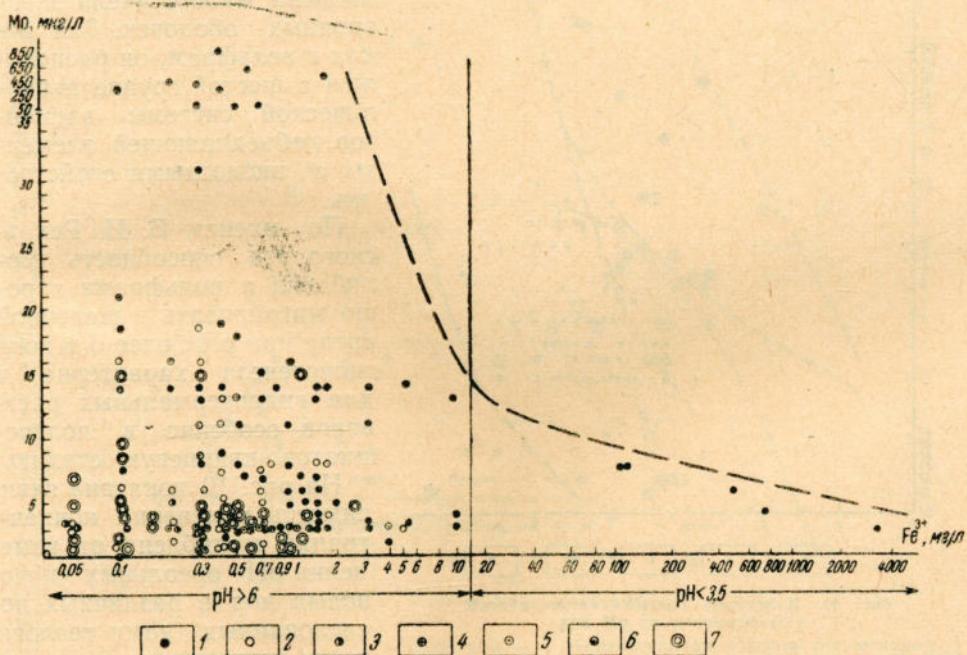
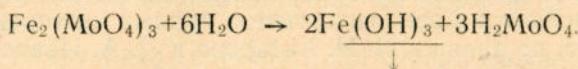


Рис. 9. Изменение содержания молибдена в водах в зависимости от различных концентраций трехвалентного железа

Анализы вод районов месторождений: 1 — медноколчеданных Урала; 2 — полиметаллических Алтая; 3 — ртутных Закарпатья; 4 — молибденовых Восточного Забайкалья; 5 — молибденовых Западного Забайкалья; 6 — вольфрамового Западного Забайкалья; 7 — золоторудных Восточного Забайкалья

водах с pH менее 3,5 молибден нами не обнаружен, что, вероятно, объясняется осаждением его в виде ферримолибдита. В водах с $\text{pH} \geq 3,5$ концентрация трехвалентного железа вследствие выпадения гидроокиси железа мала, и поэтому образования ферримолибдита почти не происходит (рис. 9).

В слабокислых, нейтральных и щелочных водах ферримолибдит подвергается гидролитическому разложению по схеме:



Гидроокись железа выпадает в осадок, а молибденовая кислота остается в растворе. Гидролиз минерала идет до $\text{pH} < 4$.

Разрушение его ускоряется при быстром выносе H_2MoO_4 . В результате гидролиза ферримолибдита могут образоваться более устойчивые молибденсодержащие гидроокислы железа. По мнению В. И. Виноградова, наличие ферримолибдита указывает на идущие в настоящее время процессы окисления, а гидроокислов железа — на прошедшие ранее процессы окисления рудных тел. Разрушение ферримолибдита, сопровождаемое образованием гидроокислов железа, является причиной длительного существования водных ореолов рассеяния молибдена, даже если все первичные молибденовые минералы оказываются полностью разрушенными.

Кислотные свойства анионов молибдена, обусловливающие более активную его миграцию в щелочных водах, объясняются, по мнению В. И. Виноградова, наличием вокруг атомов молибдена малого числа электронных оболочек. Так же как и вольфрам, он расположен в шестой группе периодической системы элементов, объединяющей элементы с кислотными свойствами.

По мнению В. И. Рехарского, эта способность молибдена и вольфрама хорошо мигрировать в щелочной среде при pH более 6 в зоне гипергенеза характерна и для гидротермальных растворов, особенно в полевошпатово-кварцевую стадию.

На рис. 10 показана зависимость изменения концентраций молибдена от изменения pH ореольных и фоновых вод в различных исследованных нами геологических закрытых рудных районах. Наиболее значительные содержания молибдена, достигающие нескольких де-

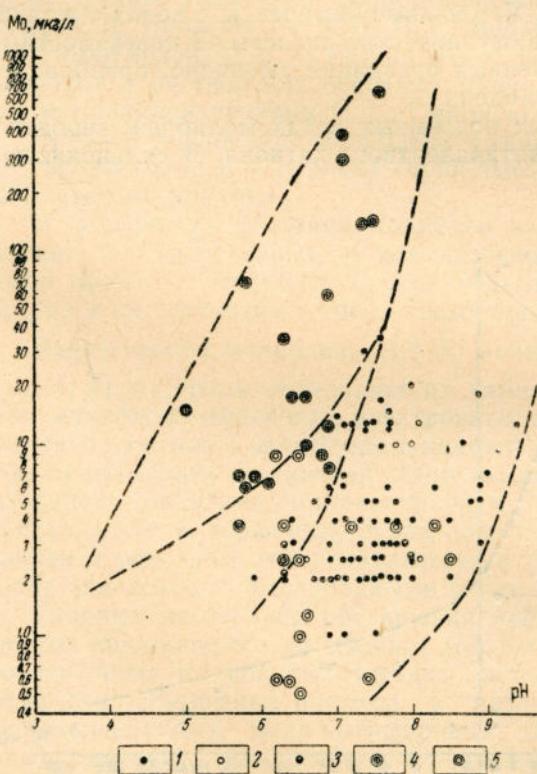
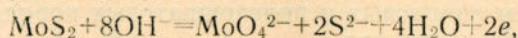


Рис. 10. Изменение содержания молибдена в зависимости от pH вод

Анализы вод районов месторождений: 1 — медноколчеданных Урала; 2 — полиметаллических Алтая; 3 — ртутных Закарпатья; 4 — молибденовых Забайкалья (Жирекен); 5 — золоторудных Забайкалья (Балей и Дарасун)

сятков микрограммов на литр, отмечаются в области щелочных значений pH (более 7).

Таро Такахаси (1960) приводит следующую схему реакции разложения молибденита в щелочных водах:



$$\Delta F^\circ = 46,8 \text{ ккал/моль}, E_B^\circ = 1,02 \text{ в.}$$

$$Eh = 1,02 - 0,03 \log (a_{\text{MoO}_4^{2-}} \cdot a_{\text{S}^{2-}}^2 / Q_{\text{MoS}_2} : a^8\text{OH}^-).$$

По мнению Е. Е. Беляковой (Белякова и др., 1962), между молибденом и сульфат-ионом наблюдается зависимость только в водах аридных районов в связи с процессами континентального соленакопления. Внутренняя же геохимическая связь между ними отсутствует. Данные наших исследований также показывают, что в нейтральных и слабощелочных водах скрытых слабо окисляющихся сульфидных месторождений прямой зависимости между содержанием молибдена и сульфатами в природных водах не наблюдается, несмотря на тенденцию роста концентраций молибдена по мере увеличения содержания сульфат-иона в водах отдельных месторождений. Сопоставление же изменения содержаний сульфата и молибдена в водах группы месторождений, находящихся в различной стадии окисления, показало, что высокие концентрации молибдена могут наблюдаться и в водах слабо окисляющихся месторождений.

Мо. мкг/л

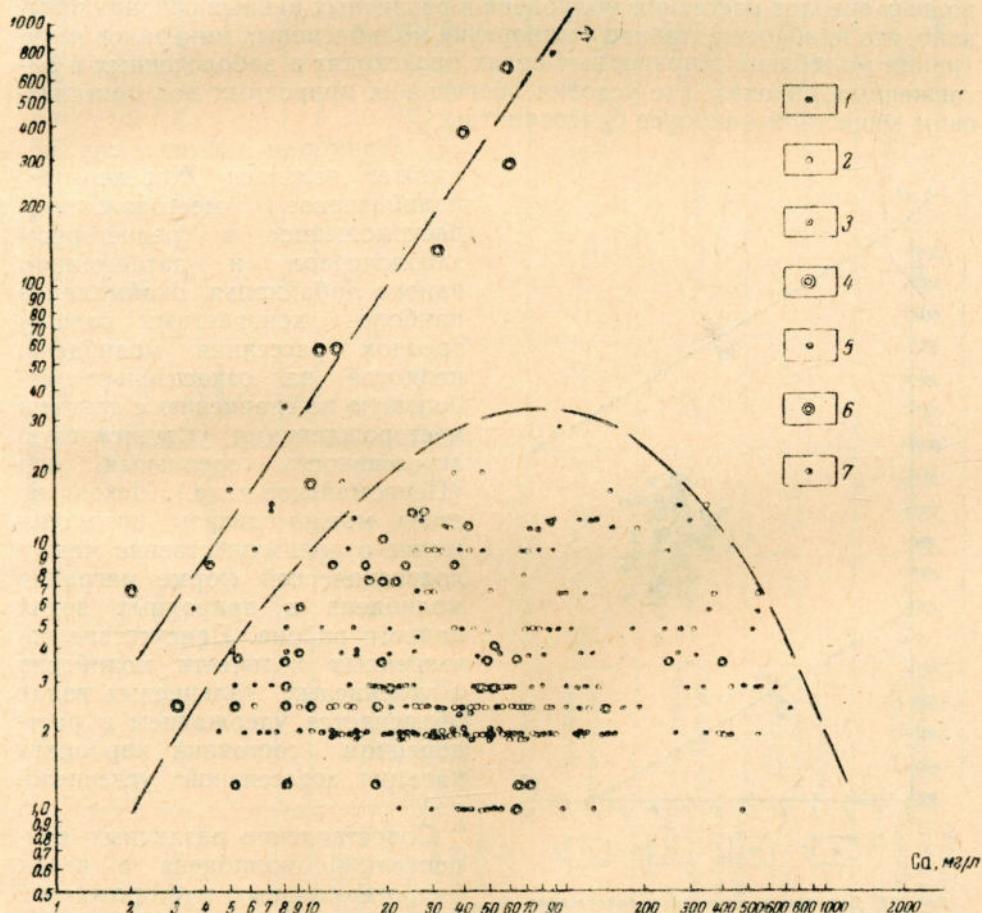


Рис. 11. Изменение содержания молибдена в водах в зависимости от концентрации кальция

Анализы вод районов месторождений: 1 — медноколчеданных Урала; 2 — полиметаллических Алтая; 3 — молибденовых Джидинского района; 4 — молибденового Жирекен; 5 — вольфрамового Холтосон; 6 — золоторудных Балей и Дарасун; 7 — ртутных Закарпатья

Отсутствие кислых вод в пределах молибденовых рудных полей обычно объясняется малым количеством легко окисляющихся сульфидов и широким развитием кварцевых и полевошпатовых пород, нейтрализующих кислотность ореольных вод.

Зависимость между минерализацией и содержанием молибдена в природных водах определяется главным образом составом и концентрацией отдельных компонентов минерализации, образующих труднорасторимые соединения (карбонаты и сульфаты кальция и т. п.). На рис. 11 показано изменение концентраций молибдена в подземных водах различных рудных районов с разнообразными ландшафтными условиями.

Анализ зависимостей, отраженных на этом рисунке, позволяет сделать вывод о неблагоприятных условиях формирования водных ореолов рассеяния молибдена в водах, обогащенных кальцием. Увеличение концентрации молибдена по мере роста минерализации, если кальций является одним из основных ее компонентов, происходит до определенного предела насыщения вод карбонатом кальция. Наиболее отчетливо эта зависимость выражена в водах с повышенной минерализацией (аридные районы Урала и Алтая). Максимальные концентрации молибдена ($700-800 \text{ мкг/л}$) отмечаются в агрессивных слабо минерализованных водах гумидных районов Забайкалья (Жирекенское месторождение).

Сопоставление ландшафтных условий, углекислотной агрессивности вод и общих гидрогеологических и геохимических условий формирования водных ореолов рассеяния молибдена в различных рудных районах показало, что наиболее активное растворение молибденовых минералов и миграция молибдена в природных водах происходят в заболоченных и затяженных районах, где условия обогащения природных вод органическим веществом наиболее благоприятны.

Примером в данном случае может являться Жирекенское молибденовое месторождение, расположенное в среднегорном заболоченном и затаеженном районе Забайкалья, окаймляемое наиболее контрастным водным ореолом рассеяния молибдена, несмотря на относительно небольшую по сравнению с другими месторождениями углекислотную агрессивность ореольных вод (Первомайское и др.). Исходя из этого, можно сделать предположение о преимущественно металлоорганической форме миграции молибдена в природных водах данного района. Присутствие повышенных количеств молибдена в углекислых кальциевых водах объясняется удержанием в растворенном состоянии карбоната кальция агрессивной углекислотой.

Сопоставление различных концентраций молибдена в водах гидротермальных месторождений в зависимости от изменения величин Eh и pH показало, что достаточные для выявления водных ореолов рассеяния концентрации

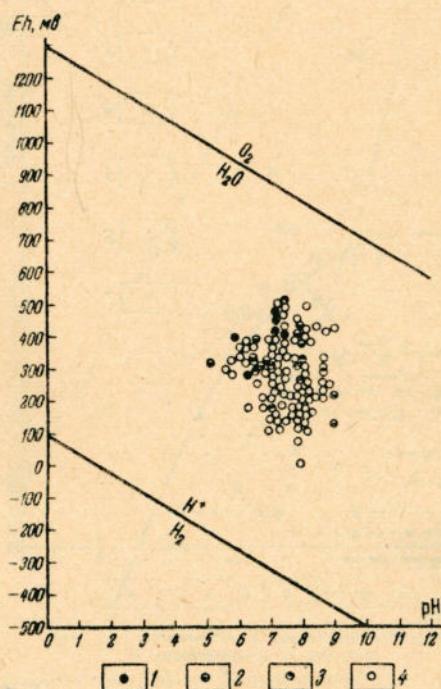


Рис. 12. Диаграмма изменения содержания молибдена в подземных водах районов скрытого оруденения в зависимости от Eh — pH среды

Содержание молибдена в мкг/л : 1 — более 50; 2 — 10 — 50; 3 — 5 — 10; 4 — менее 5; верхняя и нижняя границы устойчивости воды соответствуют 25°C и давлению 1 атм

Таблица 8

Содержание молибдена в природных водах некоторых
молибденовых месторождений Забайкалья

Район исследования	Генетические типы вод	Температура воды, °C	CO ₂ , мг/л	Типичный солевой состав воды			рН	Содержание молибдена, мкг/л	Коэффициент концентрации молибдена Mo·10 ³ в водах, $M_{\text{cp}}^{2,4}$	Средняя миграционная погрешность заражения земель, $(M_{\text{cp}}^{2,4})$
				свободная	агрессивная	максимальное				
1	Западное Забайкалье. Первомайское рудное поле (высокогорный, сильно расщепленный, гумидный с остромым развитием мерзлоты)	Грунтово-трещинные (в корне выветривания гранитов)	1,5—3,5 28—71	2,5—22,5	$M_{0,06-0,46} \frac{\text{HCO}_3^3 - 88 \text{SO}_4^4}{\text{Ca}_{46-79} \text{Mg}_{15-30}}$	5,1—7,0 17	2	8,5 8,5	36 36	0,235 0,235
Долгон-Модон-	Грунтово-трещинные	2,5—5,0 22,5—54	2,5—40	$M_{0,25-0,64} \frac{\text{HCO}_3^3 - 60 \text{SO}_4^4}{\text{Ca}_{44-77} \text{Mg}_{16-40}}$	6,5—7,5 12	2	7	4,5 4,5	15,7 15,7	0,445 0,445
Восточное Забайкалье. Жирекенский район (среднегорный, гумидный, туманный)	Грунтово-трещинные	1—3,5 2,5—3,5	5—7,5 2—3,5	До 7 До 4	$M_{0,05-0,310} \frac{\text{HCO}_3^3 - 86 \text{SO}_4^4}{\text{Ca}_{46-54} \text{Mg}_{35-46}}$ $M_{0,04-0,280} \frac{\text{HCO}_3^3 \text{SO}_2^4}{\text{Ca}_{54} \text{Mg}_{44}}$	5,9—7,5 15	1,5	7,5 8,4	41,6 41,6	0,480 0,480

Продолжение таблицы 8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
ний с островным развитием мералоты, заболоченный и затаеженный)	*Элювиальные-дельвинальные*	3,7	6—36	3—27	$M_{0,06-0,120} \frac{HCO_3^3}{Ca_{47-95} Mg_{33-39} Na_{11-44}} SO_4^{4-80}$	5,0—7,4	140	2	77	27,3	233	0,330
Южный Урал. Теренский рудный район (степной, слабо расчлененный, полурядный)	Грунтово-трещинные (кора выветривания эфузивных пород)	7,0—9,0	19—22	Не обн.	$M_{1600-2900} \frac{Cl_{52-82} SO_4^{4-31}}{Na_{34-75} Ca_{11-37}}$	6,5—8,0	30	4	15	1,8	6,6	2,250
*Аллювиальные	8—10	5—10	Не обн.	$M_{900-1900} \frac{Cl_{46} HCO_3^3}{Na_{35} Ca_{25}}$	6,8—7,2	7	2	3,5	1,4	2,5	1,400	

молибдена ($12-15 \text{ мкг/л}$) встречаются в широком диапазоне Eh (от $+450$ до -2 мв).

Из диаграммы, иллюстрирующей изменение содержания молибдена в природных водах в зависимости от изменения Eh и рН (рис. 12), можно сделать вывод о наиболее благоприятных условиях образования его контрастных ореолов рассеяния в интервале Eh ($+180$)—($+400$) мв и рН более 5. Концентрация молибдена в этих интервалах значений Eh и рН является наиболее значительной (более 50 мкг/л). При понижении Eh вод ниже 50 мв молибден начинает выпадать из воды и его концентрация становится весьма незначительной (менее 5 мкг/л), что отрицательно отражается на контрастности его водных ореолов рассеяния.

Сравнительная характеристика фоновых и аномальных концентраций молибдена в водах закрытых районов, различающихся как по металлогенезу, так и по ландшафтным условиям, приведена в табл. 8. Наиболее высокие аномальные содержания молибдена ($140-700 \text{ мкг/л}$) обнаружены в слабо минерализованных сульфатно-гидрокарбонатно-кальциево-магниевых водах слабо расщепленных гумидных районов Забайкалья. Значительно более низкие аномальные количества молибдена ($7-30 \text{ мкг/л}$) обнаружены в трещинных гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевых водах коры выветривания рудовмещающих пород в пределах высокогорных слабо залесенных районов Забайкалья и слабо расщепленных полуаридных степных районов Южного Урала. Величины коэффициентов концентраций молибдена указывают на формирование контрастных ореолов рассеяния молибдена в гумидных заболоченных районах и слабоконтрастных в полуаридных районах, несмотря на относительно высокие значения аномальных величин молибдена в минерализованных водах этих районов. Широкое развитие процессов вторичного соленакопления в аридных районах, сопровождающееся осаждением из вод карбонатных и сульфатных солей кальция, вызывает повышение фоновых значений молибдена до $6-10 \text{ мкг/л}$ в водах аридных районов и особенно в бессточных поверхностных водоемах. В гумидных районах гидрохимический фон молибдена обычно не превышает $2-3 \text{ мкг/л}$. В конечном итоге относительная контрастность водных ореолов рассеяния молибдена в этих районах понижается.

Существенное влияние на контрастность водных ореолов рассеяния молибдена, как и на все другие рудные компоненты, оказывают активность водообмена, концентрация в рудных телах и первичных ореолах. При замедленном водообмене содержание молибдена, как правило, возрастает (если не происходит интенсивного образования вторичных минералов). Повышение концентрации элемента в руде при благоприятных гидрогеохимических условиях способствует увеличению его содержания в ореольных водах.

В минеральных водах поведение молибдена изучено слабо. Наиболее значительные его содержания (до 40 мкг/л) на безрудных площадях были установлены в углекислых водах исследованных районов и меньшие ($15-16 \text{ мкг/л}$) в азотных термах Забайкалья. Анализ гидросульфидно-сероводородных вод Закарпатья показал наличие в них незначительных количеств (до 3 мкг/л) молибдена.

Поскольку концентрация молибдена обычно выше содержания свинца в ореольных водах молибденовых месторождений, осаждение из воды вульфенита не препятствует образованию водных ореолов рассеяния молибдена. Контрастность их в пределах влияния медноколчеданных и полиметаллических месторождений понижается в связи с повышением концентрации в водах свинца.

Из нейтральных и щелочных вод, обогащенных кальцием, молибден осаждается в виде повеллита ($\text{Ca}^{2+} + \text{MoO}_4^{2-} \rightarrow \text{CaMoO}_4$) и полимолибдатов ($\text{CaO} \cdot 3\text{MoO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и др.). Образование повеллита несколько снижает концентрацию молибдена в ореольных водах, однако остающая-

ся в них часть молибдена всегда выше фона. Растворимость повеллита значительно выше, чем растворимость вульфенита.

По данным В. И. Спицина, растворимость повеллита равна 28 мг/л (при 20°С). В хлоридных щелочных водах она возрастает до 98 мг/л.

Наиболее активное образование вторичных минералов происходит на участках замедленного движения вод. При растворении и переотложении их грунтовыми водами образуются смешанные по направлению движения вод ореолы рассеяния молибдена. Наибольшая амплитуда смешения водных ореолов рассеяния молибдена по отношению к рудному телу отмечается на участках переотложения минералов повеллита.

Итак, рассмотрение закономерностей миграции молибдена в природных водах закрытых районов с различной металлогенической специализацией позволяет сделать следующие выводы.

1. Молибден является одним из активно мигрирующих элементов-индикаторов в слабо минерализованных щелочных водах зоны гипергенеза многих типов рудных месторождений и особенно вольфрамовых, медноколчеданных, собственно молибденовых и полиметаллических.

2. Растворение молибденовых минералов при мономинеральном составе руд определяется обычными процессами химического и биохимического растворения. При полисульфидном составе руд в растворении молибденсодержащих минералов принимают участие и электрохимические процессы.

3. В водах гумидных областей молибден обычно мигрирует на более далекие расстояния от рудных тел (преимущественно в виде металлоорганических комплексов), чем в водах аридных районов, где его миграция ограничивается образованием карбонатных кор выветривания.

4. Свободная миграция молибдена в различных геохимических обстановках позволяет сделать вывод о возможности его использования в качестве основного поискового компонента на погребенные молибденовые и вольфрамовые месторождения и как дополнительного элемента-индикатора для других типов слабо окисляющихся сульфидных месторождений (медноколчеданные, полиметаллические и др.).

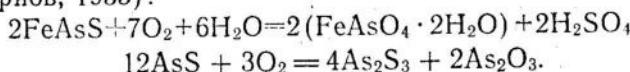
мышьяк

По химическим свойствам мышьяк является амфотерным элементом с преобладанием металлоидных свойств. Среднее содержание его в земной коре $5 \cdot 10^{-4}$ вес.%. Атомный вес мышьяка 74,91. В химических соединениях он может иметь валентность +5, +3, -3, реже +2, обладая средней химической активностью. В природе известны два кислородных соединения мышьяка — трехокись и пятиокись, которым соответствуют мышьяковистая и мышьяковая кислоты.

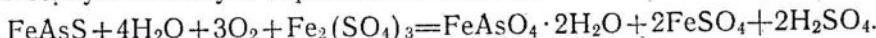
Наиболее повышенным содержанием мышьяка характеризуются осадочные породы ($6,6 \cdot 10^{-4}$ %). Среди изверженных пород первое место занимают ультраосновные ($2,8 \cdot 10^{-4}$ %). Мышьяк встречается как в самородном виде, так и в виде многочисленных минералов (более 140). Наиболее распространен из них арсенопирит. Менее распространенная часть мышьяковых минералов представлена арсенатами свинца, цинка, висмута, кобальта, меди, урана, кальция, магния и марганца, в которые мышьяк входит в виде трехвалентного аниона AsO_4^{3-} . В простых сернистых соединениях мышьяк играет роль катиона.

Мышьяковые минералы образуют промышленные скопления в широком температурном интервале. В близповерхностных условиях формируются эпимеральные месторождения реальгара и аурипигмента. В зоне гипергенеза многие мышьяковые минералы легко разлагаются, образуя вторичные минералы. В результате окисления арсенопирита (FeAsS), лёллингита (FeAsS_2), реальгара (AsS) и аурипигмента (As_2S_3) в зоне окисления сульфидных месторождений образуются же-

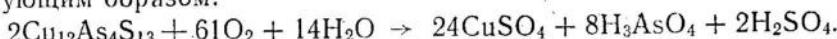
лезные охры со скородитом ($\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), арсенолитом (As_2O_3) и другими гипергенными мышьяковыми минералами по схеме (С. С. Смирнов, 1955):



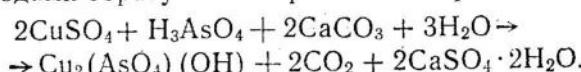
Процесс окисления и разложения мышьяковых минералов в зоне гипергенеза рудных месторождений особенно активно протекает при воздействии на них кислых сульфатных вод с $\text{pH} < 4$, содержащих свободную серную кислоту и сернокислое железо:



Окисление тениантита, по мнению многих исследователей, протекает следующим образом:



При дальнейшем взаимодействии медно-мышьяковистых вод с карбонатными породами образуются вторичные минералы следующего типа:



В результате последующего растворения образовавшихся вторичных мышьяковых минералов мышьяк выносится ореольными водами из зоны окисления сульфидных месторождений в виде анионов мышьяковой и мышьяковистой кислот (H_2AsO_4^- , H_2AsO_3^- , HAsO_4^{2-} , AsO_4^{3-} и др.).



Скопления мышьяка с сурьмой в виде сульфосолей в ассоциации с халькоzinом и аргентитом наиболее часто встречаются в зоне цементации сульфидных месторождений. В водных ореолах рассеяния окисляющихся медноколчеданных месторождений мышьяк присутствует в наиболее повышенных концентрациях, достигающих нескольких десятков миллиграммов на літр. В ореольных водах других типов месторождений он может отсутствовать или содержаться в очень небольших количествах (несколько единиц микрограммов на літр).

Наиболее благоприятные условия для водной миграции мышьяка в подземных и поверхностных водах создаются в зоне окисления медноколчеданных месторождений, приуроченных к химически слабоактивным силикатным породам и не сопровождающихся значительными примесями свинцовых минералов, которые, по данным С. С. Смирнова (1951), связывают мышьяковую кислоту и ее анионы в трудно растворимые арсениаты свинца (миметезит $\text{Pb}_5[\text{AsO}_4]_3\text{Cl}$ и др.).

Вероятно, по этой причине водные ореолы рассеяния мышьяка в грунтово-трещинных водах исследованных нами свинцово-цинковых месторождений Алтая имеют весьма ограниченную (несколько десятков метров) протяженность и слабую контрастность. Содержание мышьяка в слабокислых сульфатно-гидрокарбонатных ($\text{pH} 6-6,7$) водах этих месторождений не превышает нескольких единиц микрограммов на літр. По расчетным данным, он мигрирует в них преимущественно в виде AsO_4^{3-} . В то же время кислые сульфатные воды с pH менее 3,5 и Eh более 0,6 в зоне окисления многих медноколчеданных месторождений (Гайское и др.) содержат сотни миллиграммов на літр мышьяка (табл. 9). Экспериментальные исследования форм его нахождения в кислых водах с $\text{pH} 1,5$, проведенные Н. Л. Озеровой на отобранных нами пробах рудничных вод Блявинского месторождения, показали присутствие мышьяка в виде H_2AsO_4^- (376 мг/л) и H_2AsO_3 (167 мг/л). Общая минерализация исследованных сульфатно-алюминиево-железистых вод 253,91 г/л.

Соли мышьяковой кислоты с щелочными металлами хорошо растворя-

Таблица 9

Содержание мышьяка в подземных водах различных типов месторождений

Типы месторождений	Типы руд по степени окисления	Минерализация вод, г/л	рН	Фоновые содержания в водах, мкг/л		Аномальные содержания в водах, мкг/л	Грунтово-трещинных
				поверхностных и «заливных»	грунтово-трещинных		
Мелюколчеданные (Южный Урал)	Интенсивно окисляющиеся	0,1—250,0	2,5—5,0	2—4	4—10	10—20	100—400 000
	Слабо окисляющиеся	0,4—4,0	6,9—7,6	2—4	2—4	5—10	5—200
Полиметаллические (Рудный Алтай)	Интенсивно окисляющиеся (Тишинское)	0,2—4,0	3,0—6,5	1—2	1—2	Не обн.	4—12
	Слабо окисляющиеся	0,2—5,0	7,1—9,0	0—1	0—1	2—3	3—4
Молибденовые (Западное Забайкалье)	Интенсивно окисляющиеся	0,2—1,5	5,1—6,9	5—10	10—15	15—20	20—60
	Слабо окисляющиеся	0,8—1,5	7,2—7,5	2—3	3—4	4—5	5—6
Вольфрамовые (Западное Забайкалье)	То же	0,2—1,5	5,9—7,5	Не обн.	1—2	Не обн.	3—6
	Интенсивно окисляющиеся	5,1—7,3	2,7—6,3	1—2	2—3	3—12	5—200
Ртутные (Закарпатье)	Слабо окисляющиеся	0,5—7,5	7,1—7,6	1—2	2—3	3—6	4—50
	То же	0,5—5,3	6,5—7,2	15—18	20—25	20—50	40—600
Золоторудные (Восточное Забайкалье)							

римы в щелочных водах и поэтому водные ореолы рассеяния мышьяка образуются также в глубоких щелочных водах слабо окисляющихся потребленных месторождений. Аномальные количества его в околоврудной зоне достигают 100—200 мкг/л, снижаясь до нескольких десятков единиц микрограммов на литр в периферийных частях водных ореолов рассеяния.

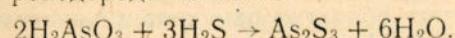
Водные ореолы рассеяния мышьяка в аллювиальных и поверхностных водах при значительных концентрациях его в рудах, как правило, превышают по размерам водные потоки рассеяния меди, свинца, цинка и других металлов. Если же концентрация мышьяка в рудных залежах и его первичных ореолах небольшая, то соответственно и размеры его ореолов рассеяния в водах небольшие.

Воды не выходящие на поверхность молибденовых штокверковых месторождений в районах развития островной мерзлоты содержат до нескольких десятков, а воды погребенных золоторудных месторождений — до нескольких сотен микрограммов на литр мышьяка. Вне зоны влияния рудных тел содержание его в водах может несколько возрастать при увеличении минерализации. Наиболее отчетливо эта зависимость проявляется в углекислых водах. Растворимость мышьяковистых соединений увеличивается при повышении в растворе свободной углекислоты. Мышьяковистая кислота является весьма слабо диссоциирующим соединением ($K = 5,7 \cdot 10^{-10}$) и в углекислых водах, имеющих, как правило, невысокий окислительно-восстановительный потенциал (+48—+250 мв), находится преимущественно в недиссоциированном виде (H_3AsO_3).

Однако, несмотря на пониженные значения окислительно-восстановительного потенциала, концентрация мышьяка в глубоких углекислых водах может достигать в зоне влияния рудных тел нескольких десятков

миллиграммов на литр. В качестве примера можно привести данные по содержанию мышьяка в углекислых водах Закарпатья (с. Квасы), вскрытых скважинами в меловых тuffогенных песчаниках и аргиллитах. Минерализация этих хлоридно-натриевых вод 30 г/л, pH 7,8, Eh (−35 мв). Суммарное содержание H_3AsO_3 в них 90 мг/л.

Исследование керна скважин показало присутствие в трещинах пород значительного количества включений реальгарса и ауропигмента. Образование их в очагах разгрузки мышьяковистых вод происходит в результате дегазации углекислых вод в приповерхностной зоне и смешения с небольшим количеством сероводорода по схеме:



Ниже зоны предельного давления углекислоты и сероводорода находятся в растворенном состоянии, что благоприятствует сохранению мышьяковистых соединений в глубоких щелочных и

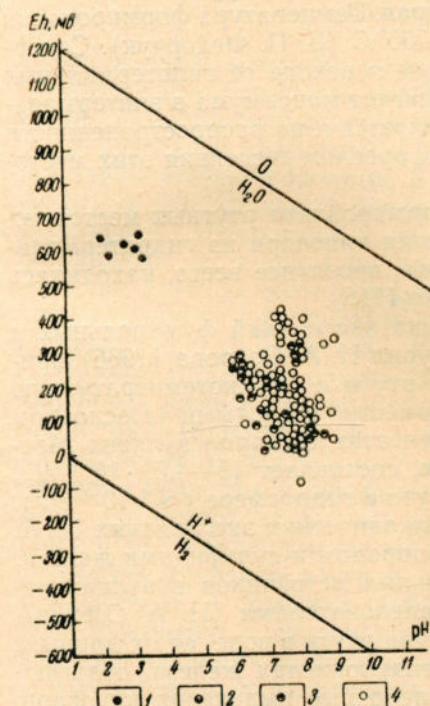


Рис. 13. Диаграмма изменения содержания мышьяка в подземных водах районов скрытого оруденения в зависимости от Eh—pH среды
Содержание мышьяка в мкг/л: 1 — более 100, 2 — 50—100; 3 — 5—50; 4 — менее 5.

слабокислых водах в виде хорошо растворимых тиоарсенитов и тиоарсенатов.

Из диаграммы, иллюстрирующей изменение содержания мышьяка в природных водах (рис. 13), можно сделать вывод о том, что высокие концентрации мышьяка могут встречаться в широком диапазоне изменения величин Eh и рН. Так, например, аномальные концентрации мышьяка (более 100 мкг/л) встречаются как в сильнокислых водах с $pH < 4$, так и в щелочных с $pH > 7,5$ при соответствующих изменениях Eh от +650 до -100 мв. Способность мышьяка хорошо мигрировать в различных геохимических условиях, особенно в восстановительных, позволяет отнести его к группе основных элементов-индикаторов скрытого оруденения.

Обнаружение водных ореолов рассеяния мышьяка с весьма значительной контрастностью (до 40—50) в районах расположения погребенных слабо окисляющихся ртутных, молибденовых и золоторудных месторождений значительно расширяет его поисковое значение для различных типов рудных месторождений.

РТУТЬ

Ртуть распространена в подземных водах многих сульфидных месторождений. Ее среднее содержание в земной коре, по данным А. А. Саукова (1951), $7,7 \cdot 10^{-6} \%$. Атомный вес ртути 200,6. Радиус ее двухвалентного иона 1,12 Å. Потенциал ионизации ртути очень высок и поэтому она легко восстанавливается из различных соединений, образуя самородный металл.

По последним данным Н. А. Озеровой и Н. Х. Айдиньян, ртуть в отличие от ряда других элементов не имеет четкой приуроченности к каким-либо литологическим комплексам пород. Температура формирования ртутных залежей 100—300 и реже 600—700°С (В. П. Федорчук). Содержание ее в минералах увеличивается при переходе от гипотермальных месторождений к мезотермальным и достигает максимума в эптермальных, что соответствующим образом отражается и на распространенности повышенных содержаний ртути в водных ореолах рассеяния этих месторождений.

По мнению А. А. Саукова (1951), формирование ртутных месторождений происходило в результате отложения киновари из гидротермальных щелочных растворов, в которых ртуть, вероятнее всего, находилась в виде комплексной растворимой соли Na_2HgS_2 .

На основании изучения вулканических экскаваций фумарольных и сольфатарных источников Камчатки и Курил Н. А. Озерова (1966) пришла к выводу о возможности миграции ртути в высокотемпературную стадию поствулканизма (280—700°С) совместно с кислыми (в основном серными и хлоридными) газами. В конденсатах фумарол вулкана Менделеева содержание ртути, по ее данным, составляет $(3—4,5) \cdot 10^{-6} \text{ г/л}$, что не намного превышает содержание ртути в гидросфере ($\sim 1 \cdot 10^{-6} \text{ г/л}$). Такое низкое содержание ртути в поствулканических экскавациях Н. А. Озерова объясняет осаждением ее сероводородом и сульфидами железа.

Отложение киновари вокруг термальных источников в вулканических областях отмечается многими исследователями (Н. А. Озерова, Д. Е. Уайт и др.). Максимальные количества ртути в воде, по их данным, колеблются от $n \cdot 10^{-6}$ до $n \cdot 10^{-5} \text{ г/л}$. В гидроокислах железа, отлагающихся вокруг источников, отмечаются пленочные выделения киновари. Общее содержание сорбируемой ими ртути, по данным Н. А. Озеровой, достигает 0,1%.

Наибольшее средство в гипогенных условиях ртуть обнаруживает с сурьмой, мышьяком, железом, свинцом, серебром, медью,

золотом, висмутом, селеном и цинком. Частое присутствие ртути в кристаллической решетке сфалерита объясняется близостью атомных радиусов цинка и ртути (Zn 1,87 Å, Hg 1,5 Å). Радиус ионов ртути близок также к радиусу ионов кальция, что обусловливает их изоморфизм (Hg^{2+} 1,12 Å, Ca^{2+} 1,06 Å).

В гипергенных условиях ртуть не образует вторичных минералов с марганцем, железом, серой, мышьяком и др. Величина корреляционного отношения мышьяка и ртути в ореольных водах скрытого сульфидного оруденения значительно ниже, чем цинка и ртути (табл. 10).

Таблица 10

Результаты корреляционного анализа зависимостей содержания ртути от различных химических компонентов

Химические компоненты (аргументы)	Корреляционные отношения (η)	Оценка достоверности связи $\left(\frac{\eta}{m\eta} \right)$
Cu	0,42	4,37
Zn	0,46	5,11
As	0,37	2,48
CO_2	0,44	3,38
$\frac{r SO_4}{r Cl}$	0,47	4,08
$\frac{r SO_4}{r HCO_3}$	0,77	15,40

Примечание. Связь считается достоверной, если $\frac{\eta}{m\eta} \geq 3$,

где $m\eta$ — вероятная ошибка;

η — корреляционное отношение.

Растворение киновари в водах зоны гипергенеза может протекать не только в окислительных условиях, но и при сравнительно низких величинах окислительно-восстановительного потенциала ($Eh < 50$ мв).

Из ореольных вод катионы ртути интенсивно сорбируются глинистыми и карбонатными породами. В связи с этим наиболее высокие количества ртути (50—70 мкг/л) обычно наблюдаются в ореольных водах рудных залежей, приуроченных к слабоактивным силикатным породам (сульфидные месторождения Урала и Алтая и др.). Ореольные грунтовые воды ртутных месторождений, приуроченные к карбонатным или песчано-глинистым флюшевым образованиям, содержат ртуть в количествах, не превышающих 20—25 мкг/л при фоне 1—4 мкг/л.

Данные анализов органических веществ в пробах ореольных вод, отобранных нами в районе ртутных месторождений Закарпатья, приведены в табл. 11, из которой следует, что во всех пробах воды, содержащих повышенные (более 5 мкг/л) количества ртути, присутствуют легкие гумусовые вещества, гидрофильные масла и нейтральные гидрофобные масла. Это позволяет сделать предположение о возможной водной миграции ртути в виде гуматов и более сложных органических комплексов.

Формы миграции ртути в природных водах изучены очень слабо. По мнению П. А. Удодова (1962), ртуть в природных водах мигрирует преимущественно в гидрокарбонатной форме. В поверхностных водах возможна миграция ее во взвешенном состоянии.

Проведенные нами расчеты для различных типов вод показали наличие ртути в кислых сульфатных водах ртутных месторождений преимущественно в виде двухвалентных катионов. В гидрокарбонатных слабо минерализованных щелочных водах она может мигрировать (по

расчетам) главным образом (более 65%) в виде гидроокисей $[Hg(OH)_2]$ и гидроксомеркуро-ионов $[HgOH]^+$. Константы диссоциации их соответственно равны: $K_1=2 \cdot 10^{-22}$ и $K_2=5 \cdot 10^{-11}$.

Хлоридно-гидрокарбонатные и хлоридно-натриевые щелочные воды с повышенной (более 5 г/л) минерализацией содержат главным образом (более 70%) хлоридные комплексы ртути: $HgCl^+(K=5,4 \cdot 10^{-6})$, $HgCl_2(K=1,7 \cdot 10^{-12})$ и $HgCl_3^- (K=1,2 \cdot 10^{-14})$. В присутствии даже небольших (менее 0,01 мг/л) количеств брома и йода в воде преобладают бромидные $HgBr^+(K=8,9 \cdot 10^{-10})$, $HgBr_2^-(K=5,4 \cdot 10^{-9})$, $HgBr^2 (K=4,8 \cdot 10^{-18})$ и йодидные $HgI^+ (K=10^{-14})$ комплексы ртути.

Таблица 11

Результаты определений органических веществ в подземных водах Шаянского ртутного месторождения

Водо-пункт	Газовый состав	Формула основного химического состава	pH	$N_{\text{опр.}}$	Нейтральные гидрофобные масла, мг/л	Люминесцирующие органические кислоты (в мг/л нефтепродуктов, кислот)	Гумусовые вещества	Гидрофильные масла, мг/л	$Hg^{II}, \text{мкг/л}$
Скв. 2р	CO_2	$M_{4,3} \frac{HCO_3^{3-} Cl_{25}}{Na_{88}}$	6,3	Не обн.	0,15	Меньше 0,1	Легкие гумусы	0,45	Не обн.
Скв. 4р	CO_2	$M_{6,1} \frac{HCO_3^{3-}}{Na_{84}}$	6,4	—	0,15	Следы	То же	0,45	5
Родник 2	O_2-N_2	$M_{2,53} \frac{HCO_3^{3-} Cl_{20}}{Na_{78} Ca_{17}}$	6,5	0,10	0,2	Нет	—	0,6	5—7
Закарпушка	O_2-N_2	$M_{7,24} \frac{SO_4^{4-}}{Na_{54} Ca_{24}}$	3,1	—	0,1	—	—	0,45	20
Карьер, штольни	O_2-N_2	$M_{5,06} \frac{SO_4^{4-}}{Na_{65} F_{19} Ca_{10}}$	2,7	0,28	Сл.	Следы	—	0,3	20

С повышением температуры растворимость хлоридных соединений ртути, так же как и многих других тяжелых металлов, возрастает, что подтверждается обнаружением максимальных ее концентраций (150 мкг/л) в хлоридных термальных водах в пределах ртутных полей (Закарпатье и др.).

Из ореольных вод большая часть ртути выпадает в виде самородной ртути, каломели, оксигалоидов и вторичных сульфидов (киноварь, метациннобарит и др.), меньшая — рассеивается в ионной, газообразной и коллоидной формах.

По мнению Н. Х. Айдиньян, содержание ртути в водах различных рудных месторождений редко превышает $1 \cdot 10^{-5}$ г/л (при чувствительности метода $1 \cdot 10^{-7}$ г/л). Этот вывод подтверждается также нашими данными, полученными в результате определения ртути в различных типах вод дитизоновым методом с чувствительностью $5 \cdot 10^{-7}$ г/л.

Наиболее повышенные (до 80 мкг/л) количества ртути были обнаружены в щелочных ($pH > 7,5$) сульфатно-хлоридных ореольных водах медноколчеданных месторождений Урала при локальном фоне 1—3 мкг/л. В сильноокислых (pH менее 3) сульфатных рудничных водах ртутных залежей Закарпатья содержание ртути не превышало 20—25 мкг/л вследствие карбонатности рудовмещающих пород. Наиболее распространенные аномальные и фоновые значения ртути в подземных водах различных районов приведены в табл. 12, из которой следует, что

Таблица 12

Содержание ртути в подземных водах различных типов месторождений

Типы месторождений	Типы руд по степени окисления	Минерализация вод, г/л	рН	Фоновые содержания в водах, мкг/л		Аномальные содержания в водах, мкг/л	
				поверхностных и «аллювиальных»	грунтово-трещинных	поверхностных и «аллювиальных»	грунтово-трещинных
Медноколчеданные (Южный Урал)	Интенсивно окисляющиеся	1,0—250,0	2,5—5,0	0—2	4—6	10—20	15—72
	Слабо окисляющиеся	0,4—4,0	6,9—7,6	1—3	1—3	5—7	5—25
Полиметаллические (Рудный Алтай)	Интенсивно окисляющиеся	0,2—4,0	3,0—6,5	0—1,5	1—2	3—5	5—20
	Слабо окисляющиеся	0,2—5,0	7,1—9,0	0—1,5	1—2	2,5—5	4—10
Ртутные (Закарпатье)	Интенсивно окисляющиеся	0,5—5,1	2,7—6,3	1—3	3—4	5—20	8—25
	Слабо окисляющиеся	0,5—1,0	7,1—7,6	2—3	3—4	4—6	6—10
Ртутьно-сульфидные (Средняя Азия)	Интенсивно окисляющиеся	0,3—3,0	7,1—8,0	0—0,5	0—1,0	0,8—2,0	3—5

относительно более контрастные водные ореолы рассеяния ртути образуются при сернокислотном разложении сульфидных месторождений и главным образом медных.

В ореольных водах молибденовых и вольфрамовых месторождений ртуть в аномальных количествах (более 3—5 мкг/л) встречается очень редко и поэтому не может являться надежным элементом-индикатором данного типа месторождений. Что же касается самих ртутных и ртутьно-сульфидных месторождений, то, как показали результаты изучения их водных ореолов рассеяния в различных геохимических ландшафтах, относительно более отчетливые и протяженные водные ореолы рассеяния образуются в гумидных районах. Контрастность периферической зоны водных ореолов рассеяния ртути в грунтовых водах весьма низкая и изменяется от 2,5 до 3, а околоврудной от 6 до 8. В аридных районах в связи с большей карбонатностью кор выветривания и активностью ее соосаждения с карбонатами кальция (рис. 14) концентрация ртути даже в рудничных водах не превышает 5 мкг/л. Это позволяет сделать вывод о нецелесообразности использования ртути в качестве основного элемента-индикатора на ртутные и ртутьно-сульфидные месторождения в аридных районах. Более интересные данные здесь могут быть получены на основании интерпретации гидрохимических аномалий ртути в связи с картированием погребенных разломов и других типов разрывных нарушений.

Дальнейшие более детальные исследования форм миграции ртути в природных водах и особенно ее металлоорганических комплексов, возможно, позволят усовершенствовать метод ее определения в водах и расширить область ее поискового применения.

ЗОЛОТО

Закономерности миграции золота в природных водах слабо изучены, поэтому имеющиеся по геохимии золота работы преимущественно харак-

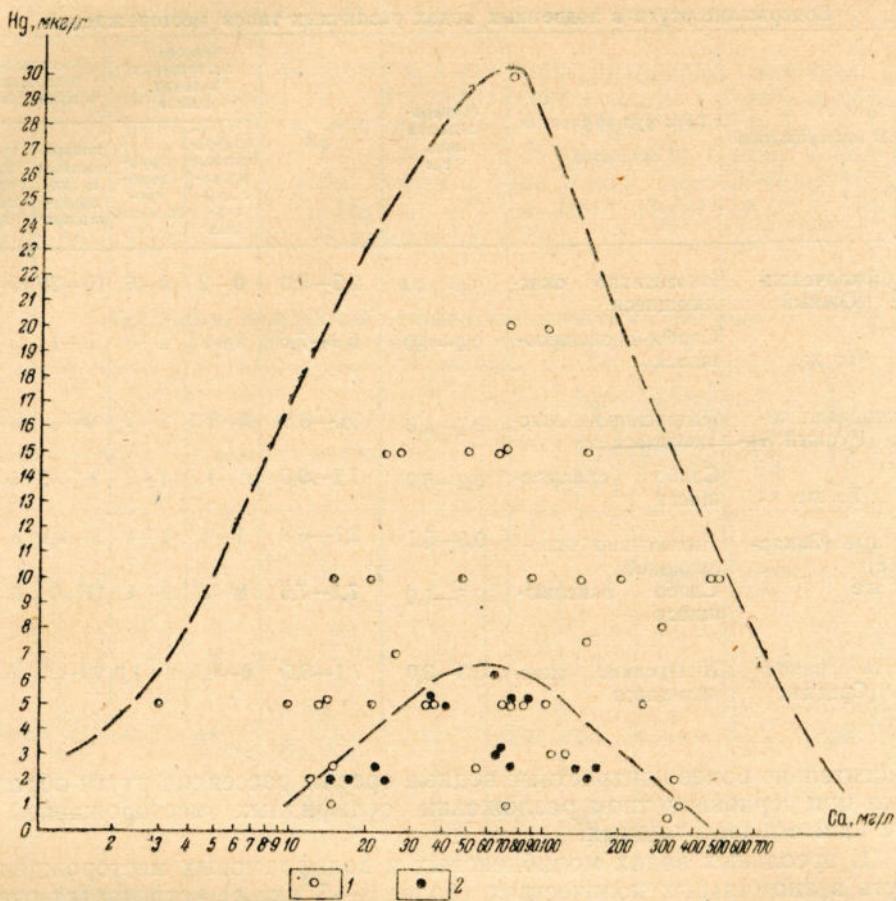


Рис. 14. Изменение содержания ртути в подземных водах в зависимости от изменения содержания кальция

1 — воды ртутных месторождений Закарпатья; 2 — воды медноколчеданных и полиметаллических месторождений

теризуют его распределение и минералогические формы нахождения в различных типах горных пород. Среднее содержание золота в земной коре $5 \cdot 10^{-7}\%$. В магматическом процессе оно ассоциирует с теллуром, селеном, серебром, серой, медью, висмутом, мышьяком и вольфрамом.

Большая часть металлического золота образует самостоятельные микроскопические выделения в силикатах и сульфидах интрузивных пород. Для многих районов устанавливается прямая корреляционная зависимость содержаний золота в интрузивных породах с изоморфными ему ванадием, железом, магнием, медью, марганцем и некоторыми другими тяжелыми металлами, что свидетельствует об известной сидерофильности золота.

Атомный радиус золота ($1,4 \text{ \AA}$) наиболее близок радиусам атомов серебра, мышьяка, висмута, меди и теллура, которые вследствие этого химического сродства чаще всего образуют примеси в самородном золоте и водные ореолы рассеяния его месторождений.

Несмотря на большой и давний интерес, проявляемый многочисленными исследователями к вопросам растворимости и переноса золота в гидротермальных и гипергенных растворах, формы миграции его в природных водах до сих пор остаются почти не изученными. Это в значительной мере объясняется отсутствием достаточно чувствительных и пригодных для полевых условий методов его анализа.

Проведенные различными авторами экспериментальные исследования по растворимости золота характеризуют его переход в растворенную форму преимущественно под воздействием сильных кислот и окислителей в далеких от природных условий концентрациях.

О миграционной активности золота в гидротермальных растворах в стадию рудообразования можно косвенно судить по размерам его первичных ореолов. По данным различных исследователей (А. Фахри, Попликарочкин и др., 1965), ширина первичных ореолов золота колеблется от нескольких единиц до нескольких десятков метров в зависимости от местных условий. Горизонтальная зональность первичных ореолов золота во многих районах (Казахстан и др.) характеризуется следующим рядом: $\text{Bi} < \text{Pb} < \text{Au} < \text{As}$. Содержание мышьяка и висмута при этом обычно падает с глубиной, а концентрация золота остается постоянной. По максимумам отложения на глубине эти элементы обычно располагаются в следующей последовательности (сверху вниз): $\text{Bi} — \text{Pb} — \text{As} — \text{Au}$. Различными исследователями было установлено уменьшение величины отношений Bi/Au с глубиной и увеличение As/Bi и As/Au , что позволяет использовать их для оценки геохимических аномалий при поисках скрытого оруденения.

По предложению О. А. Звягинцева (1941), золото в гидротермальных растворах могло мигрировать в виде комплексного аниона AuS_- , образующего с щелочными элементами легкорастворимые гидросульфидные соединения (Na_3AuS_3 , NaAuS_2 , K_3AuS_3) и зависящего от концентрации HS^- . В. В. Щербина (1956) указывает на возможность переноса золота в щелочных гидротермальных растворах преимущественно в виде $[\text{AuS}_3]^{3-}$ и $[\text{AuS}_2]^-$.

По данным И. А. Каковского (1957), при повышенных температурах под давлением кислорода в нейтральных и щелочных растворах сульфидная сера окисляется до сульфатной с образованием ряда промежуточных тиосульфатных соединений, способных образовывать растворимые тиосульфатные комплексы с золотом $[\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)]^{3-}$ и серебром $[\text{Ag}(\text{S}_2\text{O}_3)_2]^{3-}$.

Эти предположения о возможной миграции золота и серебра в тиосульфатной форме косвенно подтверждаются термодинамическими расчетами (Ф. А. Летников, 1965), указывающими на большую устойчивость S_2O_3 в общем ряду кислородных соединений серы. По величине отношения изобарного потенциала (ΔZ) к энтропии реакции (S) этот ряд имеет следующий вид по убыванию: $\text{SO}_4^{2-} — \text{S}_2\text{O}_3 — \text{S}_4\text{O}_6 — \text{S}_2\text{O}_5 — \text{SO}_3 — \text{S}_3\text{O}_6 — \text{S}_5\text{O}_6 — \text{S}_2\text{O}_4 — \text{S}_2\text{O}_8 — \text{H}_2\text{S}$. О миграции золота преимущественно в хлоридной форме в гипергенных растворах писали В. Линдгрен (1932) и Р. Блэнчард (1933).

По мнению В. Х. Эммонса (1937), катализирующую роль в процессах растворения золота в зоне окисления рудных месторождений, помимо хлора, играет и двуокись марганца. На несостоятельность хлоридной гипотезы миграции золота в кислых водах зоны окисления сульфидных месторождений справедливо указывает С. С. Смирнов (1951), основываясь на данных химических анализов этих вод, не содержащих в своем составе свободных молекул галоидных элементов (хлор, йод, бром). Отсутствие значительных количеств марганца в рудах многих гипергенных месторождений золота также говорит о преувеличении роли двуокиси марганца в растворении золота в природных условиях.

Другая группа исследователей предполагает возможность растворения золота в сульфатных водах под действием $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$, H_2SO_4 , CuSO_4 и т. п. в присутствии кислорода воздуха. Е. В. Фрейзе (1931) на основании изучения золоторудных месторождений Бразилии и экспериментальных работ пришел к выводу о значительном влиянии гумусовых соединений на миграцию золота. Произведенное нами экстрагирование золота из природных вод различными экстрагентами показало, что до 70%

золота извлекается хлороформом. Это позволяет считать, что золото в природных водах способно образовывать сложные металлоорганические комплексные соединения. По данным биогеохимических исследований Л. В. Разина и И. С. Рожкова (1963), в золе растений, произрастающих над золотоносными залежами, содержится до $4,5 \cdot 10^{-5}$ % золота. По мнению М. Н. Альбова (1960), К. Ф. Белоглазова и Е. С. Усатой (1938), устойчивость коллоидных частиц в природных водах повышается защитными пленками водных окислов железа и кремния.

Мелкодисперсное золото способно мигрировать во взвешенном состоянии в поверхностных водах на значительное расстояние. Так, в поверхностных потоках Балейского района нами обнаружено до 33% взвешенных частиц золота (по отношению к его общему содержанию в пробе) на расстоянии 250–270 м от золоторудных жил.

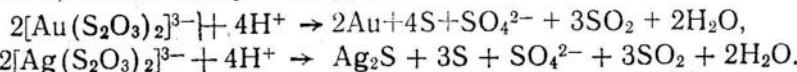
По наблюдениям Ф. В. Чухрова (1947), макроскопическое золото менее растворимо в природных водах ввиду малой удельной поверхности, чем субмикроскопические выделения золота в пирите, теллуридах или селенидах, которые благодаря большей удельной поверхности легче переходят в раствор и мигрируют в ионной и коллоидной формах.

Таким образом, из приведенных данных можно сделать вывод о том, что при разрушении пород золото может мигрировать в природных водах в различной форме: коллоидной, истинной и в виде взвеси.

Характерной химической особенностью водной миграции золота является его легкая восстанавливаемость и склонность к комплексообразованию (особенно с Cl^- , Br^- , J^- , $\text{S}_2\text{O}_3^{3-}$).

На основании указанных экспериментальных исследований растворимости золота в термальных водах при высоких давлениях, а также анализа распределения золота в гипергенных минералах В. М. Крейтер, А. А. Аристов (1958) и другие исследователи высказали предположение о возможной миграции золота и серебра в тиосульфатной форме также и в зоне скирдования сульфидных месторождений. На многих окисляющихся месторождениях данного типа установлена приуроченность максимальных концентраций золота к нижней части древних хорошо проработанных зон окисления. Это указывает косвенно на перенос золота подземными водами преимущественно в конечную стадию окисления сульфидных руд, когда сульфат закисного железа уже отсутствовал в гипергенных растворах.

При разрушении тиосульфатных комплексов в условиях пониженных температур и давлений в кислой среде вместе с металлическим золотом и элементарной серой выделяется часть серебра в виде сульфида Ag_2S . Схематично этот процесс изображается Н. Г. Тюриным и Ю. Б. Холманских (1962) в виде следующих уравнений:



При этом отмечается, что тиосульфатные комплексы золота в зоне гипергенеза более устойчивы по сравнению с аналогичными комплексами серебра.

По данным К. Б. Яцимирского и В. П. Васильева (1959), разложение тиосульфатного комплекса $(\text{S}_2\text{O}_3)^{3-}$ происходит при pH 3,2. Этим, вероятно, частично и объясняется образование гипергенных промышленных скоплений золота и серебра в зоне окисления сульфидных месторождений. Из верхней интенсивно окисляющейся части этих залежей сильно-кислыми сульфатными водами выносится разнообразный комплекс тяжелых металлов.

В слабощелочных ($\text{pH} > 7,2$) сульфатно-хлоридно-натриевых водах, вскрытых карьером и глубокими скважинами, в пределах Гайского рудного поля нами обнаружены наиболее высокие количества золота (до 6 мкг/л), ртути (до 72 мкг/л) и серебра (до 11 мкг/л). Присутствие та-

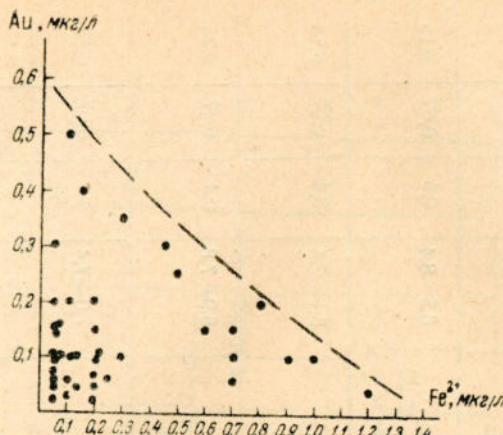


Рис. 15. Изменение содержания золота в подземных водах золоторудных районов Забайкалья в зависимости от концентрации двухвалентного железа

зо и др.) выносятся кислыми сульфатными водами.

Для выяснения форм миграции золота в хлоридных природных водах аридных районов значительный интерес представляет изучение его форм миграции в морской воде. Б. И. Пещевицкий, Г. Н. Аношин, А. М. Еренбург (1965) на основании термодинамических расчетов пришли к выводу, что золото присутствует в морской воде преимущественно в виде комплексного хлоридного аниона AuCl_2^- . В значительно меньшем количестве могут, по мнению авторов, присутствовать в морской воде простые ионы Au^{3+} , тиосульфатные $[\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2]^{3-}$, сульфидные $\text{AuS}^- (10^{-25})$ и различные галоидные и гидроксильные комплексы: $\text{AuClBr} (10^{-11})$, $\text{AuCl}(\text{OH})_2^- (9 \cdot 10^{-11})$, $\text{AuCl}_3\text{OH}^- (5 \cdot 10^{-12})$, $\text{AuJ}_2 (10^{-15})$, $[\text{Au}(\text{OH})_2] (10^{-16})$.

Из рассмотрения диаграмм устойчивости различных соединений золота в воде (Гаррелс, 1962; В. Н. Шемякин) можно сделать предположение о нахождении золота в природных водах с $\text{pH} 0,5-9,5$ и $Eh (-300)-(+700) \text{ мв}$ преимущественно в виде металла и в небольшом количестве в виде AuS^- (при $\text{pH} > 5$ и $Eh < 0 \text{ в}$).

По мнению В. Ц. Келли и П. Л. Клоке (1964), в сильнокислых водах с $\text{pH} < 3,8$ золото может мигрировать в виде трехвалентного катиона. Приводимые ими диаграммы позволяют также сделать вывод о неизменной распространности в природных водах неорганических простых и комплексных ионов золота (AuCl_4^- , AuCl_2^-), образующихся при редко встречающихся в природных условиях значениях Eh (более 0,8 в) и pH (менее 1).

Итак, мы присоединяемся к мнению тех авторов, которые отдают предпочтение органическим соединениям золота в природных водах, а следовательно, и биохимическим процессам его окисления при переводе в растворенное состояние. Дальнейшее изучение металлоорганических соединений золота в различных типах природных вод позволит более конкретно установить их роль в растворении и переносе золота в разнообразных геохимических ландшафтах.

В результате изучения водных ореолов рассеяния наиболее крупных золоторудных месторождений Забайкалья, как эродированных, так и скрытых в толще мезозойских осадочных и палеозойских изверженных пород, нами были установлены особенности миграции золота в поверхностных и подземных водах различного химического состава и генезиса. Сравнительная характеристика макро- и микрокомпонентного состава основных генетических типов вод гипергенных и гипогенных золоторуд-

ких больших количеств золота в ореольных водах окисляющихся медноколчеданных заливей подтверждает предположение относительно возможной миграции золота в виде тиосульфатных комплексных ионов в слабокислых и щелочных ореольных водах (рис. 15) сульфидных месторождений.

Различие гидрохимических особенностей миграции золота и других сопутствующих ему халькофильных элементов подчеркивается его относительно большей чистотой в верхних горизонтах зоны окисления сульфидных месторождений, из которых его элементы-примеси (медь, цинк, железо и др.) выносятся кислыми сульфатными водами.

Таблица 13

Распространение золота в природных водах районов некоторых золоторудных, колчеданных и ртутных месторождений

Район исследований	Генетические типы вод	СО ₂ , мг/л		Типичный ионный состав		рН	макси- маль- ное <i>C</i> _{max}	фоно- вое <i>C</i> _Ф	средне- ано- маль- <i>C</i> _a	Содержание золота, мкг/л
		темпер- атура, °С	свобод- ная агрес- сивная							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Восточное Забайкалье	Поверхностные	2—7	4—8	До 5	<i>M</i> _{0,05—0,2} HCO _{50—80} ³ Cl _{12—15} Ca _{50—70} Mg _{15—40}	6,5—7,7	0,2	0,05	0,01	
Балейский (среднегорный гумидный с островным развитием мерзлоты)	Алювиальные	0,4—5	4—38	До 25	<i>M</i> _{0,07—0,4} HCO _{55—92} ³ SO _{4—29} Ca _{48—65} Mg _{26—45}	6,5—7,6	0,2	0,05	0,1	
Дарасунский (среднегорный гумидный)	Грунтовые (в коре выветривания пород)	2—5,5	6—66	>40	<i>M</i> _{0,09—0,6} HCO _{66—78} ³ SO _{16—34} ⁴ Cl _{3—10} Na _{2—92} Ca _{5—70} Mg _{3—42}	6,5—8,4	0,5	0,07	0,15	
Трещинно-жильные (углексистые)	3—6,5	500—3000	>40	<i>M</i> _{0,9—12,1} HCO _{83—99} ³ SO _{14—15} Na _{42—57} Mg _{59—88}	6,1—7,4	0,4	0,07	0,15		
Дарасунский (среднегорный гумидный)	Грунтовые (в коре выветривания пород)	2,4—3,6	1—6	До 8	<i>M</i> _{0,3—1,4} HCO _{56—70} ³ SO _{25—29} Ca _{61—66} Mg _{29—33}	6,9—7,8	0,4	0,07	0,25	
Трещинно-жильные (азотные)	4,6—5,2	4—8	До 4	<i>M</i> _{1,0—1,6} SO _{4—98} Ca _{59—74} Na _{42—44}	7,0—7,4	0,5	0,07	0,15		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Хайдарканский (горный)	Грунтовые (в коре выветривания пород)	9	4,4	Нет	$M_{0,5-3,5}$ $\frac{\text{HCO}_3^3}{\text{Ca}_{43-50}}$ $\frac{\text{Cl}_{25-43}}{\text{Mg}_{23-45}}$ $\frac{\text{SO}_4^4}{\text{Na}_{13-25}}$	7,5—8,0	2,5	Не опр.	Не опр.
Коч-Булакский (горный)	Трещинно - жильные (азотные)	8,5	4,4	*	$M_{0,4-4,8}$ $\frac{\text{Cl}_{54-91}}{\text{Na}_{43-68}}$ $\frac{\text{HCO}_3^3}{\text{Ca}_{18-41}}$ $\frac{\text{SO}_4^4}{\text{Mg}_{16-25}}$	7,3—7,7	0,5	*	*
Гайский (аридный слоюхолмистый)	Грунтовые в нижней части зоны окисления медно - колчеданной залижи с гипогенными скоплениями золота	7,5	7	*	$M_{1,4-2,8}$ $\frac{\text{SO}_4^4}{\text{Na}_{50-62}}$ $\frac{\text{Cl}_{19-25}}{\text{Ca}_{20-22}}$ $\frac{\text{HCO}_3^3}{\text{Mg}_{20-24}}$	7,3—7,5	5,5	*	*

ных месторождений Урала и Средней Азии приведена в сводной табл. 13. Наиболее высокие количества золота (до 6 мкг/л) обнаружены в слабо-щелочных (рН 7,2) сульфатно-хлоридных и гидрокарбонатно-хлоридных грунтово-трещинных водах зоны окисления медноколчеданных залежей Урала, характеризующихся промышленными гипергенными скоплениями золота.

Весьма значительные содержания золота (до 2,5 мкг/л) обнаружены также в ореольных щелочных водах золоторудных месторождений Средней Азии, имеющих гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-кальциевый состав и часто повышенную (более 0,8 г/л) минерализацию.

На основании сопоставления химических анализов золота в подземных водах разной минерализации можно сделать предположение относительно слабого влияния минерализации на общую концентрацию золота в природных водах.

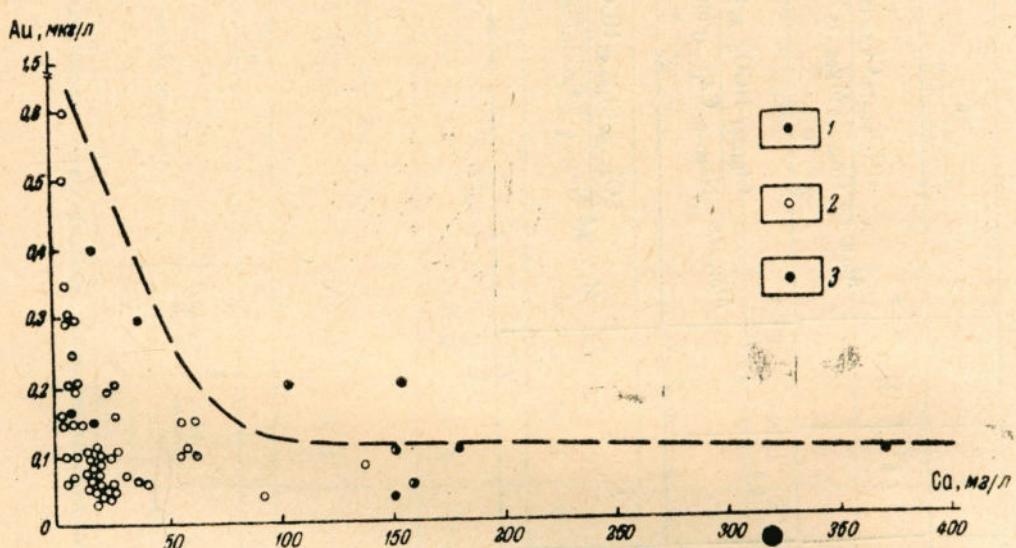


Рис. 16. Изменение содержания золота в зависимости от изменения концентрации кальция
1 — углекислые воды в пределах рудных полей Забайкалья; азотные ореольные воды золоторудных месторождений: 2 — Забайкалья; 3 — Средней Азии

Анализ миграционной подвижности золота и сопутствующих микроКомпонентов в подземных водах Балейского рудного района показал, что наименьшие по размерам водные ореолы рассеяния вокруг золотоносных жил образуют золото, свинец, сурьма и висмут. На большее расстояние от рудных тел мигрируют в грунтовых водах мышьяк, серебро и цинк. Наиболее отчетливую пространственную связь с золотоносными породами имеют водные ореолы рассеяния мышьяка и на отдельных участках висмута. Изменение содержаний золота в исследованных водах, как следует из рисунков 15, 16, наиболее отчетливо коррелируется с изменениями содержаний железа и кальция. Увеличение концентрации этих элементов в природных водах сопровождается уменьшением содержания золота. Вследствие этого процесса вторичные карбонатные и железистые минералы на участках миграции и разгрузки ореольных вод золоторудных месторождений обычно отличаются наиболее повышенными концентрациями золота.

К распространенным минералогическим осадителям золота обычно относят сульфиды (пирит, халькопирит и сфалерит), различные силикаты и гидроокислы марганца (С. С. Смирнов).

По данным К. Ф. Белоглазова и Е. С. Усатой, осаждение золота

из растворов минеральными соединениями происходит с различной интенсивностью. По убывающей способности осаждать золото они располагаются в следующем порядке: барит—кальцит—арсенопирит—кварц. Восстановителями золота в гидротермальных и гипергенных растворах являются сероводород, органические соединения и различные восстановленные формы металлов (Fe^{2+} , Mn^{2+} и др.).

Из коллоидных растворов золото также осаждается в результате коагуляции его коллоидов различными электролитами и сульфидами (особенно пиритом). Однако, несмотря на осаждение золота из воды указанными сорбентами и восстановителями, содержание его в ореольных водах золоторудных месторождений на один-два порядка превышает фоновые концентрации (табл. 14), что, вероятнее всего, объясняется миграцией золота в виде слабосорбируемых металлоорганических и неорганических комплексов.

При понижении интенсивности окислительных процессов с глубиной, проявляемой в виде уменьшения количества свободного кислорода в воде и значений Eh , содержание золота в воде обычно также уменьшается. Снижение миграционной способности золота в глубоких трещинных углекислых водах в некоторой степени компенсируется воздействием на золотосодержащие породы агрессивной углекислоты. В связи с этим максимальные аномальные концентрации золота обнаруживаются не только в грунтовых водах зоны окисления золоторудных месторождений, но и в более глубоких трещинных углекислых водах, пересекающих на глубине золоторудные жилы.

Все изложенное позволяет сделать вывод о возможности и целесообразности использования золота в качестве одного из главных элементов-индикаторов золоторудных месторождений. Стремление же некоторых исследователей ограничиться при выявлении водных ореолов рассеяния золота только его спутниками (As, Bi, Sb, Cu, Zn и др.) может привести к неверной интерпретации выделенных гидрохимических аномалий, так как причиной возникновения аномалий с аналогичной гидрохимической поисковой ассоциацией элементов в водах могут являться сульфидные и турмалиновые жилы, не содержащие золота.

Таблица 14
Фоновые и аномальные значения основных элементов-индикаторов в природных водах Балейского золоторудного района

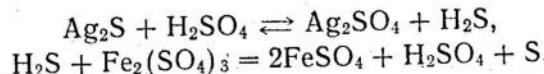
Типы вод	Поисковые градации вод	Содержание, $\mu\text{g/l}$				
		Au	Zn	As	Bi	Ag
Грунтово - трещинные и трещинно - жильные	Фоновые	<0,08	20	<20	<0,1	< 5
	Аномальные	>0,15	>30	>40	>1,5	>10
«Алювиальные» и поверхностные	Фоновые	<0,05	<10	< 5	<0,05	< 3
	Аномальные	>0,10	>15	>20	>1,0	> 6

СЕРЕБРО

Геохимия серебра в подземных водах изучена слабо. Среднее содержание его в земной коре $2 \cdot 10^{-5}$ вес. %.

В минеральных соединениях серебро как известно наиболее часто ассоциирует с серой, селеном, теллуром, свинцом, золотом, сурьмой, мышьяком и висмутом. В природных условиях преобладают сульфиды и сульфосоли серебра. Несколько меньше распространены его галоидные и сульфатные соединения. В зоне окисления сульфидных месторождений широко распространено самородное серебро. Главные эндогенные минералы серебра — аргентит Ag_2S , пирагирит $3Ag_2S \cdot Sb_2S_3$ и прустит Ag_3AsS_3 — слабо поддаются окислению. В присутствии серной

кислоты и сульфатов железа они легко окисляются и растворяются по схеме (Смирнов, 1951):



Образующиеся сульфаты серебра устойчивы только в сильнощелочных водах с pH менее 4 и $Eh > 0,4$ в, при увеличении pH и понижении Eh они восстанавливаются до самородного серебра. Образующийся в процессе реакции сероводород быстро окисляется сернокислым железом до H_2SO_4 . Помимо сульфатов железа катализатором окисления и растворения аргентита могут являться окислы марганца. Растворимость сульфата серебра при 18°C 7,7 г/л.

При наличии в водах небольших количеств галоидных анионов (Cl^- , Br^-) образуются трудно растворимые вторичные соединения серебра: мейерсит $\text{CuJ} \cdot 4\text{AgJ}$, йодирит AgJ , кераргирит AgCl , эмболит $\text{Ag}(\text{Cl}, \text{Br})$, бромаргирит AgBr и др. Растворимость галоидов серебра мала ($\text{AgCl} 1,6 \cdot 10^{-3}$ г/л при 18°C , $\text{AgBr} 1 \cdot 10^{-4}$ г/л, $\text{AgJ} 3 \cdot 10^{-6}$ г/л).

Поэтому наиболее протяженные и контрастные водные ореолы растворения серебра наблюдаются только в кислых сульфатных водах окисляющихся сульфидных месторождений. Аномальные количества серебра в них достигают 1000 мкг/л (табл. 15). Преобладающими формами миграции, вероятно, являются Ag^+ и коллоиды серебра.

В слабощелочных сульфатно-гидрокарбонатных водах появляются небольшие количества (менее 5—10%) сульфитов серебра $\text{Ag}^{+}(\text{SO}_3)_2^{3-}$ ($K=4,5 \cdot 10^{-8}$) и AgSO_3^- ($K=5 \cdot 10^{-6}$) и тиосульфатов $[\text{Ag}(\text{S}_2\text{O}_3)_2]^{3-}$ ($K=2,5 \cdot 10^{-14}$). В сильнощелочных водах тиосульфаты разрушаются по схеме, приведенной выше.

Таблица 15
Содержание серебра в природных водах различных типов месторождений

Типы месторождений	Типы руд по степени окисления	Минерализация, г/л	pH	Фоновые содержания в водах, мкг/л		Аномальные содержания в водах, мкг/л	
				поверхностных и "аллювиальных"	грунтово-трещинных	поверхностных и "аллювиальных"	грунтово-трещинных
Медноколчеданные (Урал)	Активно окисляющиеся	1,0—250,0	1,5—3,5	0,5—1,0	1,0—2,0	5—10	100—1000
	Слабо окисляющиеся	0,5—4,5	7,2—8,0	0,2—0,5	0,5—1,0	2—5	10—50
Полиметаллические (Алтай)	Активно окисляющиеся	0,2—4,0	3,0—7,0	0,2—0,3	0,3—0,5	1—2,5	2,5—8,0
	Слабо окисляющиеся	0,2—5,0	7,1—9,0	0,2—0,3	0,2—0,3	0,8—1,0	1,5—2,5
Золото-рудные (Забайкалье)	То же	0,5—5,3	6,5—7,2	0,5—1,0	2,0—5,0	5—8	10—30
Молибденовые (Забайкалье)	Активно окисляющиеся	0,2—1,0	5,1—7,1	Не обн.	0,1—0,3	0,5—1,0	2,5—3,0
	Слабо окисляющиеся	0,2—2,0	6,5—7,5	,	0,1—0,2	Не обн.	1,0—2,0

В щелочных водах миграция серебра протекает менее энергично, чем в кислых сульфатных водах, несмотря на весьма высокий pH осаждения гидроокиси AgOH ($\text{pH} 9$).

В щелочных гидрокарбонатных водах, помимо катионов серебра, присутствует и некоторое количество AgOH ($K=5 \cdot 10^{-3}$). В хлоридных водах, наименее благоприятных для образования водных ореолов рассеяния серебра, оно может мигрировать в виде хлоридных комплексов AgCl^- ($K=2 \cdot 10^{-2}$), AgCl_2 ($K=1,76 \cdot 10^{-5}$), AgCl_4^{-3} ($K=4,8 \cdot 10^{-6}$) и др. Однако, как показали количественные спектральные анализы сухих остатков вод, контрастность водных ореолов рассеяния серебра в хлоридно-гидрокарбонатных и сульфатно-хлоридных щелочных водах ($\text{pH} 7,2-8,5$) сульфидных месторождений сравнительно слабая. Аномальные количества его изменяются в пределах 8—50 $\mu\text{g/l}$ при фоне 0,2—2,5 $\mu\text{g/l}$.

В условиях восстановительных процессов в нижней части зоны окисления на границе с первичными сульфидными и арсенидными рудами серебро восстанавливается до аргентита или самородного состояния по схеме (Смирнов, 1951): $\text{Ag}_2\text{SO}_4 + \text{RS} = \text{Ag}_2\text{S} + \text{RSO}_4$. Поэтому редко обнаруживаются высокие концентрации его в глубоких трещинных водах с повышенными значениями pH (более 7,5) и пониженными Eh (0,1в).

По мнению В. В. Щербины, К. Б. Краускопфа (1958) и других исследователей, серебро так же, как и золото, может мигрировать в водах в виде коллоидов и легкорастворимых органических комплексов.

Итак, по условиям водной миграции, серебро больше всего напоминает медь. Но в отличие от меди оно не имеет такого же важного поискового значения на данной стадии изученности ее основных форм миграции в природных водах.

В качестве вспомогательного элемента-индикатора серебро наиболее целесообразно использовать при гидрохимических поисках окисляющихся погребенных медноколчеданных, полиметаллических и золоторудных месторождений в гумидных районах со слабым развитием хлоридных вод с повышенной минерализацией.

НИКЕЛЬ

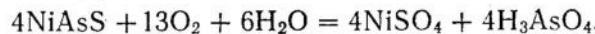
Никель является весьма распространенным элементом-индикатором многих сульфидных месторождений, особенно приуроченных к ультраосновным породам. Высокий кларк никеля в них ($1,2 \cdot 10^{-1}\%$) обусловливает и наиболее повышенный региональный гидрохимический фон никеля в поверхностных и подземных водах серпентинитовых массивов.

Радиус иона никеля ($0,78 \text{ \AA}$) наиболее близок к ионным радиусам кобальта ($0,72 \text{ \AA}$), железа ($0,74 \text{ \AA}$) марганца ($0,80 \text{ \AA}$) и цинка ($0,74 \text{ \AA}$), что объясняет ассоциацию никеля в геохимических процессах с этими металлами. Известно более 45 минералов никеля. Наиболее распространены из них являются пентландит $(\text{Fe},\text{Ni})_9 \text{ S}_8$, гарниерит $\text{Ni}_4(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, герсдорфит NiAsS , никелин NiAs , миллерит NiS и хлоантит NiAs_2 .

Формы миграции никеля в природных водах на примере подземных и поверхностных водоносных горизонтов в коре выветривания серпентинитовых массивов освещены в работах Ю. Ю. Бугельского (1965). На основании полевых и экспериментальных исследований автор приходит к заключению, что никель может мигрировать в природных водах как во взвешенном, так и в воднорастворенном состоянии. Ведущую роль в водной миграции растворенной части никеля часто играют формы коллоидная и органо-минеральная, появление которой обусловлено наличием в природных водах гумусовых веществ, преобразуемых при

определенных гидрогеологических и биохимических условиях в никель-органические комплексные соединения. В зависимости от состава органического вещества, активности водообмена и общих физико-химических условий среди миграции образование никельорганических соединений будет приводить либо к его рассеянию, либо к накоплению в зоне гипергенеза.

По данным С. С. Смирнова (1955), в зоне окисления сульфидных месторождений наиболее легко окисляется NiAsS по схеме



Образующиеся сульфаты никеля легко растворимы в природных водах. В дистиллированной воде их растворимость составляет 274,8 г/л при 22°C. Интенсивность растворения никелевых минералов возрастает с понижением рН вод.

В отличие от сульфатов железа сульфатные соединения двухвалентного никеля устойчивы в зоне гипергенеза. Они не окисляются и не гидролизуются, что способствует активному выносу никеля в подземных и поверхностных водах из зоны окисления рудных месторождений. Исходя из величин констант нестойкости комплексных соединений никеля (NiOH^+ , NiSO_4 , NiS_2O_3 , NiF^+ , NiP_3O_9^- и др. и диаграмм Eh —рН, можно сделать вывод о хорошей способности его соединений к диссоциации как в кислых, так и в щелочных водах в широком диапазоне Eh —(+0,8)—(−0,4) в.

Так, в глубоких рассолах нефтяного типа содержание никеля иногда достигает $n \cdot 10^{-2}$ г/л. Подвижность никеля несколько снижается в щелочных водах — в связи с образованием труднорастворимых карбонатов и гидроокисей никеля ($\text{PR}_{\text{NiCO}_3}=1,3 \cdot 10^{-7}$; $\text{PR}_{\text{Ni(OH)}_2}=6,3 \cdot 10^{-16}$). Содержание никеля в этих водах обычно не превышает $n \cdot 10^{-5}$ г/л.

В сильноокислых водах с $\text{pH} < 4$ интенсивно окисляющиеся медно-колчеданных месторождений Урала, погребенных под толщей мезокайнозойских пород, содержание никеля достигает нескольких тысяч микрограммов на литр при локальном фоне 5—7 мкг/л (табл. 16). По данным С. Л. Шварцева (1964), в кислых рудничных водах медно-никелевых месторождений Норильского района, залегающих в толще многолетнемерзлых пород, содержание никеля достигает 30 000 мкг/л, а в слабощелочных — не превышает 500 мкг/л. В ореольных водах слабо окисляющихся полиметаллических месторождений Алтая и Закарпатья, по нашим данным, аномальные количества никеля составляют десятки микрограммов на литр при тех же примерно величинах фона.

Размеры водных ореолов рассеяния никеля изменяются в зависимости от конкретных геологических и гидрогеологических условий в пределах 0,1—1 км. В сероводородных водах, распространенных в пределах рудных полей, никель отсутствует вследствие осаждения из воды в виде слаборастворимого сульфида NiS . В углекислых водах вне зоны влияния рудной минерализации содержание никеля составляет тысячные доли миллиграмма на литр.

Главными осадителями никеля из природных вод, снижающими размеры водных ореолов рассеяния никеля, являются тонкодисперсные глинистые минералы. Из коллоидных растворов никель осаждается в виде гелей в результате коагуляции. Поэтому в зоне окисления никель часто находится в повышенных количествах в разнообразных минералах коллоидного происхождения (халцедоны, опалы, псиломеланы и др.).

Вторичные карбонатные минералы никеля, так же как и кобальта, встречаются очень редко, что говорит о сравнительно малом влиянии карбонатных соединений на миграцию никеля и кобальта в зоне гипергенеза. Более широко распространены в зоне окисления сульфидных месторождений арсенитные минералы никеля и кобальта (анибергит $3\text{NiO} \cdot \text{As}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, эритрин $3\text{CoO As}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$).

Таблица 16

Содержание никеля и кобальта в ореольных водах основных типов сульфидных месторождений

Типы месторождений	Типы вод	Минерализация, г/л	Ионный состав вод.	рН	Содержание никеля, мкг/л		Содержание кобальта, мкг/л	
					аномальное	фоновое	аномальное	фоновое
Медноколчеданные (Урал) активно окисляющиеся погребенные	Поверхностные	0,5—3,0	$\frac{\text{SO}_4^2-}{\text{Al Fe Ca}}$	3,0—6,2	10—7000	2—5	10—6700	2—4
	Грунтово-трещинные	0,4—3,2	$\frac{\text{SO}_4^2-}{\text{AlFeMg}} ; \frac{\text{SO}_4^2\text{HCO}_3^-}{\text{NaCa}}$	2,7—6,6	12—40000	5—	20—20000	3—6
	Трещинно-жильные	1,9—2,9	$\frac{\text{SO}_4^2-}{\text{Na Ca}}$	7,2—8,0	15—5	3—6	12—25	2—5
Полиметаллические (Алтай и Закарпатье) слабо окисляющиеся погребенные	Поверхностные	0,2—0,4	$\frac{\text{HCO}_3^-}{\text{Ca Mg}}$	7,2—7,8	10—30	2—4	8—10	2—4
	Грунтово-трещинные	0,5—4,6	$\frac{\text{Cl SO}_4^2-}{\text{Na Mg}}$	7,2—8,1	20—47	5—8	12—20	4—6
	Трещинно-жильные	0,3—4,5	$\frac{\text{HCO}_3^-}{\text{CaMg}} ; \frac{\text{ClSO}_4^2-}{\text{Na}}$	7,8—8,0	30—37	3—5	5—15	3—5
Ртутные активно окисляющиеся погребенные	Поверхностные	0,4—0,6	$\frac{\text{HCO}_3^-}{\text{Ca}}$	7,2—7,6	10—15	2—5	4—6	2—3
	Грунтово-трещинные	2,8—5,2	$\frac{\text{SO}_4^2-}{\text{NaFe}}$	2,7—4,0	300—360	5—10	20—25	3—5
	Трещинно-жильные	2,8	$\frac{\text{HCO}_3^-}{\text{Na}}$	7,9—8,1	150—180	3—6	5—12	2—4

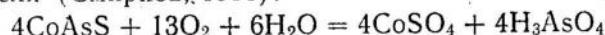
В коре выветривания ультраосновных пород никель осаждается из ореольных вод в виде разнообразных силикатных минералов. При этом часть никеля изоморфно замещается магнием, определяющим основной катионный состав вод (гарниерит $\text{NiO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, конарат $2\text{NiO} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Однако образование всех указанных гипергенных минералов приводит лишь к частичному выпадению никеля из ореольных вод, не препятствуя образованию достаточно отчетливых для обнаружения водных ореолов рассеяния никеля в подземных и поверхностных водах различных типов скрытого оруденения. Это позволяет рекомендовать использование никеля в качестве основного элемента-индикатора скрытого никелевого оруденения и вспомогательного поискового компонента на другие типы сульфидного оруденения, характеризуемые наличием никелевых рудных минералов или его изоморфных примесей в сульфидных рудах.

КОБАЛЬТ

Гидрогоеохимия кобальта изучена очень слабо из-за отсутствия достаточно чувствительной полевой методики его определения в водах. Физико-химические свойства кобальта и его поведение в геохимических процессах весьма сходны с таковыми никеля и железа (Co^{2+} близок к Fe^{2+} , а Co^{3+} к Fe^{3+}). Весовой кларк кобальта в земной коре равен $2 \cdot 10^{-3}$.

Гипогенные минералы кобальта, так же как и никеля, входят в группу сульфидов, окислов, карбонатов, арсенидов и силикатов. Наиболее распространеными из них являются кобальтин CoAsS , смальтин CoAs_2 и линнент Co_3S_4 . Повышенные фоновые количества кобальта, так же как и никеля, отмечаются в водах ультраосновных пород, имеющих наиболее высокий кларк кобальта ($2 \cdot 10^{-2}\%$).

Разложение кобальтовых минералов в зоне окисления сульфидных месторождений протекает по схеме, аналогичной схеме окисления минералов никеля (Смирнов, 1951):



Если кислотность вод оказывается значительной, образующиеся арсениаты кобальта переходят в сульфатные более растворимые соединения и выносятся за пределы рудного поля подземными и поверхностными водами. Растворимость CoSO_4 265,8 г/л при 20°C. Сульфаты кобальта, так же как и сульфаты никеля, легко диссоциируют в растворе. Их константы диссоциации очень близки: $K_{\text{CoSO}_4} = 3,4 \cdot 10^{-3}$; $K_{\text{NiSO}_4} = 4 \cdot 10^{-3}$. В слабокислых и щелочных водах с $\text{pH} > 6$ в небольшом количестве (менее 5%) появляются тиосульфаты и гидроксокомплексы кобальта ($K_{\text{Co}_2\text{S}_2\text{O}_3} = 9 \cdot 10^{-3}$; $K_{\text{Co(OH)}_2} = 4 \cdot 10^{-5}$). В ореольных водах рудных месторождений неорганическая истинно растворенная часть кобальта, по приближенным расчетным данным, представлена в широком диапазоне Eh и pH преимущественно положительно заряженными двухвалентными ионами кобальта. По аналогии с никелем можно предполагать также перенос кобальта в поверхностных и неглубоких грунтовых водах зоны активного водообмена в виде коллоидов и взвешенных частиц.

По данным С. М. Манской, Т. В. Дроздовой (1964) и других исследователей, кобальт способен образовывать в водах устойчивые соединения с органическими веществами и особенно с гуминовыми кислотами, которые весьма широко распространены в коре выветривания и являются наиболее активными комплексообразователями. Закомплексованные ионы кобальта, так же как и других металлов, обладают меньшей способностью вступать в химические соединения с другими ионами и сорбироваться глинистыми минералами. Поэтому они могут мигрировать в природных водах на большие расстояния по сравнению с простыми ионами. При наличии в водах сероводорода или других восстановителей (FeS , CuS и др.) кобальт восстанавливается до труднорастворимого сульфида CoS . Хлоридные и бикарбонатные соединения кобальта хорошо растворимы в природных водах.

Как следует из табл. 16, максимальные содержания кобальта (десятки тысяч микрограммов на литр) характерны для сильнокислых сульфатных рудничных вод окисляющихся сульфидных залежей. По мере удаления от рудных тел или по мере увеличения глубины движения вод содержание его снижается до нескольких десятков микрограммов на литр. Фоновые значения кобальта в водах различных геологических районов колеблются в очень небольших пределах (единицы микрограммов на литр) и определяются главным образом его средним содержанием в породах и активностью процессов сернокислотного или углекислотного разложения пород.

Сведений о содержании кобальта в подземных водах рудных

месторождений очень мало. По данным А. И. Германова (1947), в рудничных водах медных месторождений Азербайджана и Армении обнаружено до 21 мкг/л кобальта. Д. П. Малюга и Н. С. Петрунина установили в кислых рудничных водах (рН 2,4—2,6) кобальт-никелевых месторождений с сульфоарсенидной минерализацией $8,9 \cdot 10^{-6}$ г/л кобальта и $5 \cdot 10^{-5}$ г/л никеля. Сопоставление концентраций кобальта и сульфат-иона в этих водах показало, что максимальным величинам сульфат-иона соответствует и наибольшая концентрация кобальта.

Протяженность и контрастность водных ореолов рассеяния кобальта меньше, чем у никеля. Обычно гидрохимические аномалии кобальта отмечаются в околоврудной зоне водных ореолов рассеяния рудных тел. Наименьшей протяженностью и контрастностью водных ореолов рассеяния кобальта отличаются месторождения, приуроченные к карбонатным и тонкодисперсным глинистым породам. Это объясняется частичным осаждением кобальта из ореольных вод труднорастворимыми карбонатами кальция и сорбцией отрицательно заряженными глинистыми частицами. Извлечение кобальта из раствора при нейтрализации кислых ореольных и рудничных вод увеличивается в интервале осаждения его гидроокиси $\text{Co}(\text{OH})_2$ (рН 6,8—7).

В отличие от никеля, соосаждающегося преимущественно с гидроокисью трехвалентного железа, кобальт более селективно соосаждается с гидроокисью марганца, что, вероятно, объясняется близостью произведений растворимости их гидроокисей ($\text{PfMn(OH)}_2 = 4 \cdot 10^{-14}$, $\text{PfCo(OH)}_2 = 1,3 \cdot 10^{-15}$, $\text{PfNi(OH)}_2 = 8,7 \cdot 10^{-19}$).

В результате соосаждения гидроокисей марганца, никеля и кобальта образуются вторичные минералы асболана типа $m(\text{Co}, \text{Ni})\text{O} \cdot \text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. При наличии в ореольных водах значительных количеств мышьяка кобальт также осаждается из воды в виде вторичных мышьяковистых образований (эритрин $\text{CO}_3(\text{AsO}_4) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ и др.).

Анализ немногочисленного фактического материала по водным ореолам рассеяния кобальта в водах рудничных месторождений позволяет на данной стадии его гидрохимической изученности рекомендовать использование кобальта в качестве вспомогательного элемента-индикатора сульфидных руд лишь на стадии детализации выявленных гидрохимических аномалий. Выявление его водных ореолов рассеяния помогает уточнять их зональность и оконтуривать околоврудную (внутреннюю) гидрохимическую зону.

МАРГАНЕЦ

Марганец относится к числу распространенных в природных водах химических элементов. Среднее содержание его в земной коре составляет 0,1%. Наиболее повышенным содержанием марганца отличаются основные породы. Так же как и железо, марганец является типичным представителем группы сидерофильных элементов. Ионный радиус двухвалентного марганца ($0,91\text{\AA}$) близок к ионному радиусу двухвалентного железа ($0,8\text{\AA}$), что и вызывает их изоморфизм.

Минералогия марганца весьма разнообразна (окислы, карбонаты, силикаты и др.). В сульфидных рудах марганец присутствует в виде изоморфных примесей двухвалентного металла. В зоне окисления преобладают трех- и четырехвалентные минеральные соединения марганца. В природных водах он мигрирует в коллоидной, ионной и комплексной неорганической и металлоорганической формах.

В поверхностных и подземных потоках до 16% марганца, по данным В. Я. Еременко (1964), мигрирует в виде коллоидов и псевдоколлоидов, адсорбированных коллоидным кремнеземом. Большая же часть марганца (80—85%) может находиться в природных водах в виде прос-

тых положительно заряженных ионов Mn^{2+} и очень небольшая (менее 5%) часть — в виде комплексных неорганических — $[Mn SO_4]$, $[MnCl]^{2+}$, $[MnOH]^+$, $[MnS_2O_3]$, $[MnF]^{2+}$, $[MnCl]^{2+}$ — и органических ($[Mn(C_2O_4)]$, $[Mn(C_2O_4)_2]^{2-}$ и др.) соединений. Из приведенных неорганических комплексов марганца, судя по величине константы нестойкости, наиболее легко диссоциируют хлоридные комплексы $[MnCl]^{2+}$. Их константа нестойкости равна 10^{-96} , в то время как $K_{[MnOH]} = 5 \cdot 10^{-4}$ и $K_{[MnF]} = 3,3 \cdot 10^{-6}$.

Наиболее энергично миграция марганца протекает в кислых сульфатных водах в зоне окисления сульфидных месторождений. Растворимость его сульфатных соединений очень высока (393 г/л при 25°C). Максимальные концентрации марганца (30—35 мг/л) поэтому были обнаружены в сульфатных ореольных и рудничных водах окисляющихся медноколчеданных залежей.

В щелочных водах с $pH > 7,5$ марганец гидролизуется и выпадает в осадок в виде труднорастворимых окислов. В отличие от многих других металлов марганец способен мигрировать в восстановительных условиях в слабокислых водах с $pH < 7$ в виде двухвалентных катионов. Его концентрация в глубоких хлоридных высокоминерализованных водах достигает значительных величин ($n \cdot 10^2$ мг/л). В сероводородных водах также встречаются повышенные по сравнению с другими металлами содержания марганца (несколько единиц миллиграммов на літр).

Содержание марганца в подземных водах трудновыщелачиваемых изверженных пород вне зоны влияния рудопроявлений, по нашим данным, не превышало сотых долей миллиграммов на літр. Наиболее низкие фоновые концентрации (единицы микрограммов на літр) наблюдались в поверхностных водах горноскладчатых районов. В районах размещения рудных месторождений содержание марганца в ореольных водах изменяется в зависимости от состава и интенсивности окисления рудных тел, а также состава вод и рудовмещающих пород. Так, в слабокислых ($pH 6,8$) сульфатно-гидрокарбонатных ореольных водах молибденовых и вольфрамовых месторождений содержание его в водах не превышает 2 мг/л в связи со слабым сернокислотным разложением рудных минералов и кристаллических трудновыщелачиваемых пород.

По сравнению с железом марганец более легко переходит в растворенное состояние и труднее осаждается. Осаджение его гидроокиси $Mn(OH)_2$ из воды происходит при $pH 9$. Выпадая в осадок, гидроокись марганца соосаждает разнообразный комплекс металлов (Cu, Co, Li, Zn, Pb и др.).

Силикатные, карбонатные и другие гипергенные минералы марганца в конечном итоге переходят в наиболее устойчивые в зоне окисления рудных месторождений гидроокислы марганца: пиролюзит MnO_2 , мanganит $Mn_2O_3H_2O$, псиломелан $mMnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$. В слабоминерализованных гидрокарбонатных водах образуется бикарбонат марганца $Mn(HCO_3)_2$, который, так же как и сульфат $MnSO_4$, быстро гидролизуясь, осаждается в виде золя гидроокиси (Смирнов, 1951).

Краткий анализ распределения марганца в различных типах природных вод рудных месторождений показал возможность его использования в качестве дополнительного элемента-индикатора скрытого сульфидного оруденения. Однако слабая контрастность и расплывчатость водных ореолов рассеяния марганца в глубоких гидрокарбонатных щелочных водах изверженных пород несколько снижает его поисковую ценность на глубоко погребенные рудные тела. Миграционная активность марганца возрастает в водах, обогащенных органическим веществом. В связи с этим использование марганца в качестве элемента-индикатора при гидрогеохимических поисках сульфидных и марганцевых руд осадочного генезиса представляет значительно больший интерес.

ВОЛЬФРАМ

Геохимия вольфрама в подземных водах скрытого оруденения изучена слабо. Значительно больше данных (С. Р. Крайнов, Н. Г. Петрова) имеется по водным ореолам рассеяния вольфрамовых месторождений, обнажающихся на поверхности в высокогорных районах. Отдельные сведения о содержании вольфрама в водах редкометальных месторождений приводятся в работах Е. Е. Беляковой (Белякова и др., 1962) и П. А. Удодова (1962).

В целях выяснения возможности использования вольфрама при поисках скрытого оруденения нами были проанализированы закономерности его распределения в подземных водах некоторых скрытых и погребенных молибденовых, вольфрамовых и золоторудных месторождений Забайкалья, а также ореольные, рудничные и минеральные воды Урала, Алтая и Закарпатья. Гипогенные минералы вольфрама, представленные вольфрамитом, шеелитом, гюбнеритом, ферберитом, молибдошешелитом, являются основным его источником в природных водах.

Наиболее активно гипогенные минералы вольфрама разлагаются под воздействием агрессивных щелочных вод, приобретающих на глубине высокую температуру. Под воздействием вод, содержащих агрессивную углекислоту, происходит углекислотное ($\text{pH} > 5,5$) разложение минералов вольфрама с выделением его из кристаллической решетки минералов главным образом в виде аниона WO_4^{2-} .

В зоне окисления сульфидных месторождений гипогенные минералы вольфрама трудно растворимы, что подтверждается нахождением многих из них в шлихах. Появление небольших (до 5 $\mu\text{г}/\text{л}$) количеств вольфрама в ореольных водах сульфидных месторождений объясняется обычно выщелачиванием его изоморфных примесей из сульфидов. Вторичные минералы вольфрама (тунгстит $\text{WO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, вольфраматовые охры) встречаются весьма редко.

Указания на увеличение растворимости вольфрамовых минералов в щелочных растворах вследствие хорошей растворимости вольфраматов натрия и калия (Na_2WO_4 , K_2WO_4) приводятся в работах С. С. Смирнова (1951), Р. Гаррелса (1962) и других исследователей.

Амфотерные свойства вольфрама отчетливо иллюстрируются в виде больших геохимических полей иона WO_4^{2-} на диаграммах К. Линна, приводимых в работе Р. Гаррелса (1962). Исходя из этих диаграмм, можно сделать вывод о неустойчивости соединений вольфрама в кислых растворах при значениях Eh (0,0) — (+1,0) в и $\text{pH} < 4$. Ион WO_4^{2-} устойчив в слабокислых и щелочных водах с $\text{pH} > 5,5$ при очень большом (природном) диапазоне Eh ($-0,5 \div +0,7$ в), что представляет особенно большой интерес с точки зрения выяснения возможности использования вольфрама при поисках скрытого оруденения. С этой целью нами были опробованы на вольфрам все основные генетические типы вод, развитые в геологически закрытых рудных районах Забайкалья и Закарпатья.

При изучении миграционных свойств вольфрама в природных водах этих районов нами использовалась методика А. И. Марковой, основанная на колориметрировании окрашенного соединения пятивалентного вольфрама с цинк-дитиолом. Чувствительность методики меняется в зависимости от объема пробы от 0,1 до 0,5 $\mu\text{г}/\text{л}$.

Проведенные исследования показали, что даже в высокогорных районах Забайкалья с широким развитием агрессивных слабоминерализованных вод, содержащих агрессивную углекислоту, протяженность водных ореолов рассеяния скрытых вольфрамовых яил весьма небольшая (первые сотни метров). Разложение наиболее распространенных здесь вольфрамовых минералов гюбнерита и шеелита слабокислы-

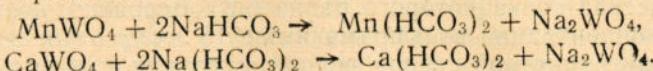
Таблица 17

Распределение вольфрама в различных типах глубоких вод
районов скрытого оруденения

Генетические типы вод и состав рудной минерализации	Водопункт	Температура, °C	Химический состав воды	pH	Eh, мв	Содержание вольфрама, мкг/л
Углекислые воды рутных и мышьяковых рудопроявлений (Закарпатье)	Квасы (скв 167)	8	$M_{2,6} \frac{\text{HCO}_3^3 \text{Cl}_{32}}{\text{Na}_{45} \text{Ga}_{24}}$	6,5	+155	1,25
	Майдан (источник 74)	9	$M_{1,8} \frac{\text{HCO}_3^3 \text{Cl}_{35}}{\text{Ca}_{46} \text{Na}_{37}}$	6,3	Не опр.	1,0
	Свалява (скв. 6)	26	$M_{24,1} \frac{\text{HCO}_3^3 \text{Cl}_{15}}{\text{Na}_{98}}$	7,9	•	2,5
	Вышково (скв. 1 т)	42	$M_{13,0} \frac{\text{Cl}_{96}}{\text{Na}_{90}}$	6,3	+15,0	0,5
Азотные термальные воды вольфрамово-молибденового пояса Западного Забайкалья	Аршан-Бурхатай (источник)	38,5	$M_{1,3} \frac{\text{SO}_4^4 \text{Cl}_{14}}{\text{Na}_{80}}$	7,9	Не опр.	25,0
	Питателевский (скв. 1)	70	$M_{1,9} \frac{\text{SO}_4^4 \text{Cl}_{19}}{\text{Na}_{81}}$	7,5	•	8,0
	Аршан-Шарын	32	$M_{1,2} \frac{\text{SO}_4^4 \text{Cl}_{14}}{\text{Na}_{80}}$	7,9	•	20,0
Азотные холодные слабо минерализованные трещинные воды вольфрамовых и молибденовых месторождений (Западное Забайкалье)	Скв. 780	9	$M_{0,75} \frac{\text{SO}_4^4 \text{HCO}_3^3}{\text{Ca}_{77} \text{Mg}_{16}}$	7,1	•	48,0
	Скв. 516	4,5	$M_{0,77} \frac{\text{SO}_4^4 \text{HCO}_3^3}{\text{Ca}_{56} \text{Mg}_{24} \text{Na}_{20}}$	7,1	+38	5,0
	Скв. 398	3	$M_{0,70} \frac{\text{SO}_4^4 \text{HCO}_3^3}{\text{Ca}_{53} \text{Na}_{22} \text{Mg}_{21}}$	6,5	+198	4,4
	Скв. 780	2,5	$M_{0,5} \frac{\text{SO}_4^4 \text{HCO}_3^3}{\text{Ca}_{53} \text{Mg}_{24} \text{Na}_{23}}$	7,3	Не опр.	6,0
	Скв. 482	3,5	$M_{0,6} \frac{\text{HCO}_3^3 \text{SO}_4^4}{\text{Ca}_{44} \text{Mg}_{40} \text{Na}_{16}}$	7,5	•	24,0
	Скв. 758	7	$M_{0,6} \frac{\text{SO}_4^4 \text{HCO}_3^3}{\text{Ca}_{64} \text{Mg}_{18} \text{Na}_{18}}$	7,1	•	16,0

Примечание. Величина минерализации M дана в граммах на литр.

ми (pH 6,6—6,9) и слабощелочными (pH 7,1—7,5) водами в условиях слабоокислительных и слабовосстановительных процессов (Eh от +0,04 до +0,26 в) протекает весьма медленно и слабо по следующей схеме:



Десятки микрограммов на литр (48—25 $\mu\text{g/l}$) вольфрама обнаружены только в трещинных слабощелочных гидрокарбонатных водах околоврудной зоны вольфрамовых и молибденовых месторождений. В этих же пробах установлены и наиболее высокие содержания лития (660 $\mu\text{g/l}$), бериллия (290 $\mu\text{g/l}$), фтора (19 000 $\mu\text{g/l}$), рубидия (290 $\mu\text{g/l}$), цезия (142 $\mu\text{g/l}$) и стронция (1000 $\mu\text{g/l}$). Минерализация вод изменялась от 0,5 до 0,8 g/l (табл. 17).

Фоновые значения вольфрама в трещинных водах очень низкие и обычно не превышают 0,5—1 $\mu\text{g/l}$. Контрастность его водных ореолов в околоврудной зоне колеблется от 20 до 50, а в периферийной части водного ореола снижается до 2—3. Наиболее распространенные средние аномальные значения вольфрама находятся в пределах 8—10 $\mu\text{g/l}$.

Максимальная протяженность водных ореолов рассеяния вольфрама в трещинных водах, пересекающих вольфрамовые жилы в слабоактивных силикатных породах, не превышает 150—200 м.

В неглубоких грунтовых водах протяженность и контрастность водных ореолов рассеяния глубоко скрытых вольфрамовых жил еще меньше. Нередко они проявляются только в виде гидрохимических аномалий фтора, молибдена и других более хорошо мигрирующих в зоне гипергенеза элементов.

В поверхностных водах ореолы вольфрама проявляются очень слабо и только в непосредственной близости от очагов разгрузки ореольных трещинных вод. Развитию контрастных и протяженных водных ореолов рассеяния вольфрама в поверхностных и грунтовых водах препятствуют процессы сорбции и разбавления. Особенно энергично высаживается вольфрам из воды универсальным осадителем металлов — карбонатом кальция. Присутствующие в подземных водах катионы кальция и железа стремятся связывать ионы WO_4^{2-} в труднорастворимые соединения CaWO_4 и FeWO_4 . Поэтому между содержанием

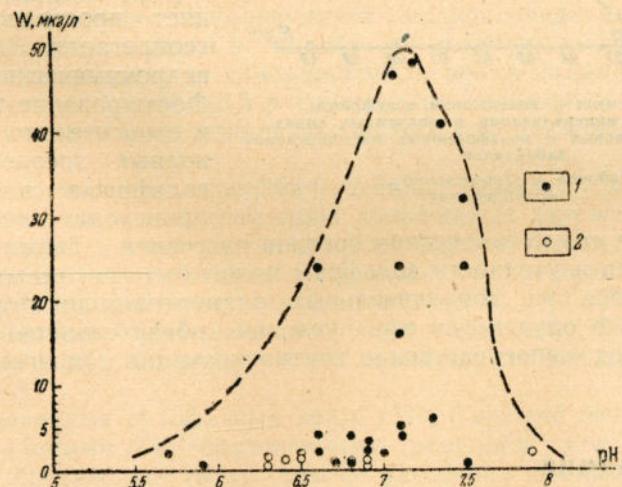


Рис. 17. Зависимость содержания вольфрама от pH в подземных водах районов скрытого оруденения

1 — анализы азотных вод районов молибдено-вольфрамовых месторождений Западного Забайкалья; 2 — анализы углекислых вод районов ртутных месторождений Закарпатья и Забайкалья.

этих ионов в растворе существует отрицательная корреляционная связь. Особенно активно процесс высаживания вольфрама протекает в интервале pH 5–6,5 (рис. 17), т. е. в интервале перезарядки железа, изоэлектрическая точка которого равна 6,25. Вероятно, поэтому в кислых водах концентрации вольфрама выше 15 мкг/л нами не обнаружены. Более благоприятной средой водной миграции вольфрама является щелочная.

Исследованные минеральные источники в районах, где вольфрамовая минерализация отсутствует, содержат очень небольшие количества вольфрама. Так, в углекислых и термальных водах Закарпатья, где неизвестна вольфрамовая минерализация, его содержания изменяются в небольших пределах (0,6–2,5 мкг/л). В термальных же азотных водах Забайкалья встречаются повышенные (до 25–30 мкг/л) количества вольфрама. Растворимость вольфрамовых соединений в термальных водах увеличивается.

Анализ влияния на концентрацию вольфрама минерализации вод показал, что в натриевых водах, недонасыщенных карбонатами кальция, содержание вольфрама возрастает по мере увеличения минерализации (рис. 18).

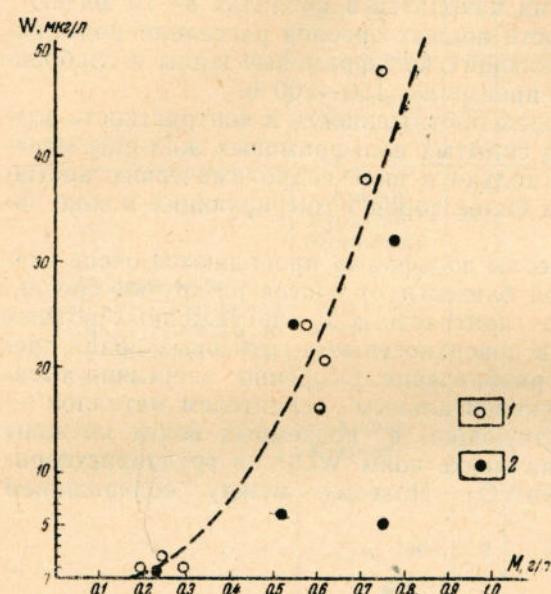


Рис. 18. Зависимость содержания вольфрама от изменения минерализации в подземных водах районов молибденовых и вольфрамовых месторождений Забайкалья

Анализы вод районов месторождений: 1 — вольфрамовых; 2 — молибденовых

ках развития его механических ореолов рассеяния. Таким образом, на данной стадии изученности вольфрам может быть рекомендован лишь в качестве одного из дополнительных элементов-индикаторов скрытого вольфрамового оруденения при условии обязательного опробования подземных вод, непосредственно контактирующих с рудными жилами.

КАДМИЙ

Условия миграции кадмия в подземных водах рудных месторождений изучены слабо, что, с одной стороны, объясняется сравнительной редкостью его встречаемости в количествах, превышающих чувствительность полуколичественного спектрального анализа, а с другой —

Говорить о целесообразности использования вольфрама при гидрохимических поисках скрытого оруденения пока еще рано, так как данных недостаточно. Весьма существенным недостатком являются прерывистость и малая контрастность водных ореолов рассеяния вольфрама в основных поисковых водоносных горизонтах (грунтово-трещинный, аллювиальный, поверхностный), что затрудняет пространственную интерпретацию выявляемых гидрохимических аномалий. Формирование протяженных и относительно контрастных водных ореолов рассеяния вольфрама в этих водах происходит лишь на участ-

широким использованием его сульфида CdS для приготовления водных концентратов.

Некоторые закономерности миграции кадмия в зоне гипергенеза сульфидных месторождений описаны С. С. Смирновым. По его мнению, кадмий плохо мигрирует в восстановительных условиях. В различных природных средах, и в том числе в водной, кадмий двухвалентен. По своим химическим свойствам он является халькофильным элементом и имеет в предпоследнем слое 18 электронов. Потенциал ионизации кадмия меньше потенциалов ионизации цинка, меди, индия, галлия, таллия и наиболее близок к потенциальну ионизации железа.

В природных геохимических процессах кадмий ассоциирует в основном с цинком и закисным железом, так как pH осаждения гидроокисей этих элементов и их произведения растворимости очень близки.

Минералы кадмия пока обнаружены только в зоне гипергенеза сульфидных месторождений. Обычно они представлены кадмоселитом CdSe, гринокитом CdS и ставитом CdCO₃. Изоморфные примеси кадмия в повышенных количествах обычно отмечаются в сфалерите, обладающем максимальной изоморфной емкостью по отношению к кадмию. В связи с этим аномальные количества кадмия наиболее часто встречаются в ореольных водах цинковых руд.

В зоне гипергенеза сульфидных месторождений кадмий мигрирует в различной форме. По расчетным данным, в сильноисльфатных (pH менее 3,5) сульфатных водах преобладают сульфатные комплексы CdSO₄, а в слабокислых (pH 5—6) — двухвалентные катионы кадмия. Исходя из общих теоретических представлений, в слабокислых и щелочных водах можно предполагать также наличие тиосульфатных соединений кадмия CdS₂O₃ ($K=1,21 \cdot 10^{-4}$) и Cd(S₂O₃)₂²⁻ ($K=3,6 \cdot 10^{-7}$). В гидрокарбонатных щелочных водах кадмий мигрирует слабо в связи с образованием труднорастворимых и слабодиссоциирующих его соединений Cd(OH)₂ ($K=2,3 \cdot 10^{-14}$) и CdCO₃ ($K=2,5 \cdot 10^{-14}$). В щелочных водах, содержащих повышенные количества Cl-иона, образуются хлоридные хорошо растворимые и легкодиссоциирующие комплексы кадмия CdCl⁺ ($K=1,67 \cdot 10^{-2}$), CdCl₂ ($K=2,3 \cdot 10^{-3}$) и др.

В отличие от цинка кадмий слабо гидролизуется, обладая более низким ионным потенциалом. Наиболее высокие его концентрации (до 20 мг/л) обнаружены в резкокислых (pH 2,7, Eh более +0,5 в) сульфатных водах интенсивно окисляющихся медноколчеданных залежей (табл. 18). Отношение цинка к кадмию в этих водах достигает 625. В ореольных пейтральных и слабощелочных водах полиметаллических залежей с pH 7—8,5 и Eh < 0,3 в содержание кадмия не превышает 300 мкг/л (Рудный Алтай, Закарпатье и др.) при локальном фоне 1—2 мкг/л.

Протяженность водных ореолов рассеяния кадмия в слабокислых и щелочных водах глубоко залегающих сульфидных залежей не превышает первых сотен, а в случае повышенной карбонатности пород — десятков метров. Во всех исследованных водных ореолах рассеяния скрытого оруденения кадмий присутствует в аномальных количествах только во внутренней (околорудной) гидрохимической зоне. В поверхностных ореольных водах гидрохимические аномалии его выявляются очень редко.

Из сильноисльфатных вод с pH < 4 кадмий почти не извлекается минеральными новообразованиями трещинной коры выветривания. Поэтому протяженность его ореолов рассеяния в этих водах иногда достигает нескольких километров (2,5—3 км). При уменьшении кислотности вод кадмий начинает соосаждаться гидроокисями железа и при pH > 6 гидроокисями марганца, карбонатами цинка и свинца. В связи с этим в лимонитах, арсенатах, антимонитах и в гидроокислах марганца содержания кадмия весьма повышены. В осадочных породах

Таблица 18

Наиболее типичные содержания кадмия в ореольных водах скрытого сульфидного оруденения

Типы месторождений	Типы водопунктов	Типы вод	Минерализация, г/л	Типичный ионный состав	pH	Содержание кадмия, мкг/л
Медноколчеданные (Южный Урал)	Скв. 575	Грунтово-трещинные	202,9	$\frac{\text{SO}_4^{2-} \text{Cl}_5}{\text{Na}_{41} \text{Fe}_{28}}$	2,7	20 000
	Скв. 367	То же	0,445	$\frac{\text{HCO}_3^{3-} \text{Cl}_{31} \text{SO}_4^{2-}}{\text{Na}_{84} \text{Ca}_9}$	7,9	44
	Скв. 1016	Трещинно-жильные	3,313	$\frac{\text{Cl}_{61} \text{SO}_4^{2-}}{\text{Na}_{47} \text{Ca}_{27}}$	7,2	33
	Закопушка № 4	*Аллювиальные*	1,24	$\frac{\text{Cl}_{47} \text{HCO}_3^{3-}}{\text{Na}_{59} \text{Ca}_{21}}$	7,2	12
	Скв. 1043	Грунтово-трещинные	0,54	$\frac{\text{HCO}_3^{3-} \text{Cl}_{22}}{\text{Na}_{62} \text{Ca}_{18} \text{Mg}_{18}}$	7,9	5,4
	Скв. 552	То же	0,493	$\frac{\text{HCO}_3^{3-} \text{SO}_4^{2-}}{\text{Na}_{68} \text{Mg}_{18}}$	7,9	5,9
	Шахта	Трещинно-жильные	2,931	$\frac{\text{SO}_4^{2-} \text{Cl}_{41}}{\text{Na}_{54} \text{Mg}_{27} \text{Ca}_{19}}$	7,5	27,9
	Скв. 47	Грунтово-трещинные	4,026	$\frac{\text{Cl}_{59} \text{SO}_4^{2-}}{\text{Na}_{50} \text{Mg}_{26} \text{Ca}_{15}}$	7,9	9,3
Полиметаллические (Рудный Алтай)	Шахта	То же	0,398	$\frac{\text{HCO}_3^{3-} \text{SO}_4^{2-}}{\text{Ca}_{54} \text{Mg}_{26} \text{Na}_{19}}$	7,7	261,0

(песчаники, известняки и др.) кадмий концентрируется главным образом в прослоях, обогащенных серой или селеном. Наиболее частое присутствие его в симитоните объясняется слабой растворимостью карбоната кадмия соосаждаемого карбонатами цинка. По мнению С. И. Смирнова (1964), совместное осаждение кадмия с цинком начинается при достижении отношения $\text{S}\text{ZnCO}_3 : \text{SCdCO}_3 \leq 38$ ($\text{P}\text{R}_{\text{SCdCO}_3} = 10^{-11,28}$, а $\text{P}\text{R}_{\text{S}\text{ZnCO}_3} = 10^{-9,7}$.

Приведенные краткие сведения об особенностях миграции кадмия в природных водах рудных районов позволяют сделать вывод о возможности его использования в качестве элемента-индикатора скрытого сульфидного оруденения. В связи же с небольшой протяженностью его водных ореолов рассеяния выявление гидрохимических аномалий кадмия позволяет уточнять местоположение околоврудной зоны ореола, а тем самым и самого перспективного участка с предполагаемым месторождением.

СЕЛЕН

Несмотря на большой интерес, проявляемый в последнее время многими геологами к геохимии селена в зоне гипергенеза, закономерно-

сти его миграции и распространения в водных ореолах рассеяния почти не изучены. Отдельные сведения о содержании селена в рудничных водах сульфидных месторождений приводятся в работах Н. Д. Синдеевой (1964), Н. А. Читаевой (1965), И. Б. Дьячковой, а в водах некоторых аридных районов — в работе В. Д. Сидельниковой (1966). Нами делается первая попытка охарактеризовать особенности формирования водных ореолов рассеяния селена вокруг различных типов скрытого оруденения и его распространения в основных типах минеральных вод.

Низкий кларк селена в земной коре в известной мере обусловливает его относительно низкую концентрацию в природных водах вне зоны влияния рудной минерализации. Наличие шести электронов на внешней оболочке определяет его металлоидные свойства. Химическое средство с серой в гипогенных процессах проявляется в нахождении значительной части селена в виде изоморфной примеси в сульфидах и объясняется близостью их ионных радиусов (серы 1,74 Å, селен 1,93 Å). Селениды по своим физико-химическим и кристаллографическим особенностям сходны с сульфидаами (Н. Д. Синдеева). Наиболее известны из них селениды железа (ферроселит FeSe_2), меди (клокманнит CuSe), свинца (клаусталит PbSe) и ртути (тимманит HgSe). Парагенетическая связь селенидов и сульфидов тяжелых металлов нередко проявляется в совместном их нахождении в аномальных количествах в глубоких термальных водах рудоносных разломов (термальные воды Вышковского рудного поля).

В гипогенных условиях поведение серы и селена различны. Селен в отличие от серы окисляется при очень высоком окислительно-восстановительном потенциале и значительно быстрее восстанавливается. Вероятно, поэтому содержание селена в природных водах с низкими значениями Eh весьма незначительно.

На диаграмме (Coleman, Delevaux, 1957), значительную часть поля природных значений Eh и pH занимает элементарный селен. Не исключена возможность нахождения его в водах в указанных пределах Eh и pH в виде коллоида. Из диаграммы следует, что в сильнокислых водах с $\text{pH} < 3$ и $Eh > 0,7$ в селен будет находиться в виде селенистой кислоты H_2SeO_3 . Константы ее диссоциации равны: $K_1 = 4 \cdot 10^{-3}$, $K_2 = 0,9 \cdot 10^{-8}$. При $\text{pH} 3-7$ и $Eh < 0,7$ в появляются продукты диссоциации селенистой и селеновой (H_2SeO_4) кислот — гидроселенит-ион HSeO_3^- и селенат-ион SeO_4^{2-} . В щелочных водах с $\text{pH} > 7$ и $Eh < 0,4$ в селен будет частично мигрировать в виде селенит-иона SeO_3^{2-} . Однако, селенит-ион очень неустойчив и быстро восстанавливается до Se^0 .

Таким образом, исходя из данной диаграммы, рассчитанной для близкой к природным условиям концентрации селена $7,9 \cdot 10^{-5} \text{ g/l}$, можно сделать предположение о том, что в природных водах селен в интервале $\text{pH} 2,5-9,5$ и $Eh (-0,4) - (+0,7)$ будет находиться преимущественно в виде коллоида (элементарный селен), кислоты H_2SeO_3 и ионов HSeO_3^- и SeO_4^{2-} .

Вопрос о возможности миграции селена в природных водах в коллоидной форме должен быть выяснен в результате специальных экспериментов, так же как и сам процесс его окисления и перехода в растворимое состояние. Вполне возможно, что как и родственный селену теллур селен мигрирует в природных водах в виде комплексных соединений с серой, хромом и другими галогенами. Исходя из общих геологических и химических предпосылок (концентрация в битуминозных отложениях, образование искусственных сelenоорганических комплексов и т. п.), можно предполагать также перенос селена в природных водах в виде комплексных органических соединений. Немаловажное значение в процессах окисления и водной миграции селена, по-видимому, играют и микроорганизмы. Интересные экспериментальные исследования форм

миграции селена в минеральных водах были проведены К. Пейнтер (табл. 19).

Таблица 19
Формы нахождения селена в минеральных водах
района Рош-Позе

Источник	ΣSe , $\mu\text{кг}/\text{л}$	$\text{Se}^{4+} + \text{Se}^{6+}$	Se^{4+}	$\text{Se}_4^{\circ} + \text{Se}^{4+}$	Se^{6+}
Сен-Савен	35,5	36	2,7	33	33
Сен-Киприен	40,5	40	3,2	36	36
Дю Геслен	40,5	41	4,0	37	37

Точность проведенных экспериментальных исследований, как видно из табл. 19, составляет для различных форм селена 3—10%. Около 90% селена в исследованных минеральных источниках находится в форме Se^{6+} .

Для определения селена в процессе изучения подземных вод скрытых месторождений нами использовался флуоресцентный метод с 3,3-диаминобензидином, усовершенствованный В. В. Лушниковым. В качестве возбудителя флуоресценции применялся люминесцентный осветитель ОЛ-1 со светофильтром ФС-1. Чувствительность метода 0,5 $\mu\text{кг}/\text{л}$.

Наиболее высокие содержания селена (300 $\mu\text{кг}/\text{л}$) были обнаружены (рис. 19) в кислых сульфатных водах медноколчеданных месторождений.

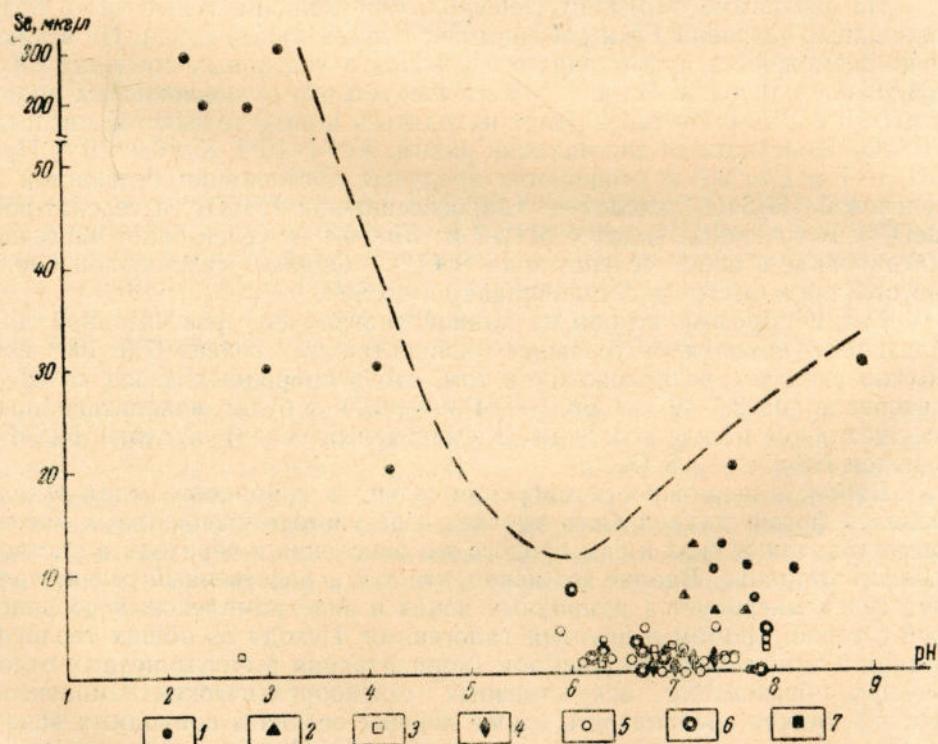


Рис. 19. Зависимость содержания селена в водах от pH

Анализы вод районов месторождений: 1 — медноколчеданных; 2 — полиметаллических; 3 — ртутных; 4 — золоторудных; 5 — вольфрамо-молибденовых; 6 — анализы углекислых вод; 7 — анализы сероводородных вод

Таблица 20

Поисковые градации селена в подземных водах различных типов месторождений

Типы месторождений	Типы руд по степени окисления	Минерализация вод, г/л	рН	Фоновые содержания в водах, мкг/л		Аномальные содержания в водах, мкг/л	
				поверхностных и алювийальных*	грунтово-трещинных	поверхностных и алювийальных*	грунтово-трещинных
Медно-колчеданные (Южный Урал)	Интесивно окисляющиеся	3,0—250,0	2,6—4,0	0,5—1,0	3,5—6,0	10—100,0	50—300
То же	Слабо окисляющ.	0,4—4,0	6,9—7,6	Не обн.	0,5—1,0	5—10,0	10—50
Полиметаллические (Рудный Алтай)	Окисляющиеся	0,2—4,0	6,0—7,0	..	1,5—2,5	Не обн.	10—25
То же	Слабо окисляющ.	0,2—5,0	7,1—9,0	..	1,0—2,0	..	5—8
Мolibденовые (Западное Забайкалье)	Окисляющиеся	0,2—1,5	5,1—6,9	0,5—1	0,5—1,5	8—12	12—16
То же	Слабо окисляющ.	0,8—1,5	7,1—7,5	Не обн.	0,5—1,0	Не обн.	3—5
Ртутные (Закарпатье)	Интесивно окисляющиеся	5,1—7,3	2,7—6,3	..	0,5—1,0	..	5—8
То же	Слабо окисляющ.	0,5—7,5	7,1—7,6	..	0,5—1,0	..	2—3
Золоторудные (Средняя Азия)	..	0,8—5,0	7,3—7,7	Не опр.	2,0—3,0	Не опр.	10—20
Ртутно-сурьмяные (Средняя Азия)	..	0,4—4,3	7,5—8,0	..	1,5—2,5	..	6—20

дений Урала, имеющих рН 2,6—3 и Eh (+0,5) — (+0,7) в (табл. 20). Общая минерализация этих вод колеблется от 3 до 250 г/л. По мере удаления от рудных тел содержание селена в ореольных водах снижается и в периферийной части водных ореолов колчеданных месторождений составляет 8—12 мкг/л. В более глубоких щелочных водах, окаймляющих слабо окисляющиеся скрытые рудные тела, содержание его не превышает 30—50 мкг/л при фоне 0,5—1 мкг/л.

Несколько повышенный гидрохимический фон селена в грунтовых водах коры выветривания (зона окислительных процессов)рудовмещающих пород в аридных районах Средней Азии, очевидно, объясняется более высоким средним содержанием селена в породах данного региона. Высокая контрастность ореолов рассеяния селена в водах активно окисляющихся медноколчеданных залежей связана не только с сильной кислотностью вод, но также и с концентрированием селена в пиритах (ранняя стадия развития сульфидного процесса данного типа залежей). Значительно менее контрастные гидрохимические аномалии селена отмечаются в слабокислых и щелочных водах полиметаллических, золоторудных и ртутных месторождений. Несмотря на повышен-

Таблица 21

Химический состав некоторых селенсодержащих минеральных вод

Тип водопункта и район его расположения	Температура, °C	pH	Eh, мв	CO ₂ , мг/л	Se, мкг/л	Формула химического состава
Квасы, источник						Углекислые воды
	—	6,2	+250	1214	1,2	$M_{1'1} \frac{Cl_{61} HCO_3^{3-}}{Na_{62} Ca_{21}}$
Квасы, скважина	10,5	6,9	+30	1794	1,2	$M_{36:4} \frac{Cl_{67} HCO_3^{3-}}{Na_{75} Mg_{15}}$
Варгедь, родник	10,5	6,0	+220	1210	8	$M_{05} \frac{HCO_3^{3-} SO_4^{4-}}{Ca_{44} Na_{33}}$
Соль-Яворницкая скважина	9,2	6,7	—	1068	2	$M_{13:2} \frac{Cl_{62} HCO_3^{3-}}{Na_{80} Ca_{16}}$
Рахов, источник	10	6,7	+260	1030	2	$M_{4:3} \frac{HCO_3^{3-} Cl_{29}}{Na_{56} Ca_{35}}$
Кобылецкая поляна, источник	9,8	6,3	+255	1140	2	$M_{1:8} \frac{HCO_3^{3-} Cl_6}{Ca_{74} Na_{15}}$
Драгово, скважина	8,5	6,9	+10	950	2	$M_{8:6} \frac{HCO_3^{3-} Cl_{49}}{Na_{85} Ca_{11}}$
Варгедь, источник	11,5	6,3	—	950	3	$M_{2:3} \frac{HCO_3^{3-} SO_4^{4-}}{Ca_{51} Na_{29}}$
Свалява (скв. 6)	36,4	7,9	+29	1044	4	Термальные углекислые воды
						$M_{24:1} \frac{HCO_3^{3-} Cl_{15}}{Na_{98}}$
Ростоки, скважина	38	7,9	+33	364	2	Термальные азотные воды
Ташкент, скважина	53	7,0	+29	—	6	$M_{0:8} \frac{HCO_3^{3-} SO_4^{4-} Cl_{21}}{Na_{92}}$

ное содержание селена в рудных минералах этих месторождений (галенит, висмутин, киноварь), контрастность его водных ореолов рассеяния не превышает 5—10. Самые низкие содержания селена были установлены в ореольных водах молибденовых месторождений, особенно погребенных под многолетнемерзлыми породами, так как рудные минералы этих месторождений отличаются низкими содержаниями селена и процессы сернокислотного разложения их весьма слабы.

Определение селена в углекислых водах различных рудных районов показало, что изменение газонасыщенности этих вод почти не влияет на содержание селена и его миграционные свойства. Максимальное содержание селена в холодных углекислых водах Закарпатья не превышает 8 мкг/л. В термальных натриевых водах Средней Азии были обнаружены также повышенные (до 6 мкг/л) содержания селена вне зоны влияния известных рудных месторождений (табл. 21). Соединения селена с щелочными металлами (натрий, калий и др.) хорошо растворимы в воде и особенно в термальной.

Анализы растворенных газов сероводородных вод серных месторождений Предкарпатья показали присутствие весьма значительных ($0,2 \text{ мг/л}$) количества селенистого водорода H_2Se . Величина Eh этих вод изменяется в пределах ($-0,05$) — ($-0,1$) в при общей концентрации свободного сероводорода 100 — 250 мг/л . В углеводородно-азотных трещинных водах с повышенной (до 15 г/л) концентрацией хлоридов натрия вне зоны сульфидной минерализации содержание селена не превышает 3 — 5 мкг/л .

На протяженность и контрастность водных ореолов рассеяния селена, помимо рассмотренных природных факторов, большое влияние оказывают процессы сорбции. В связи с этим значительный интерес представляют данные Н. А. Читаевой (1965) о закономерности распределения селена в породах и минералах зоны окисления медноколчеданных месторождений Южного Урала. Сопоставление этих данных с результатами исследований водных ореолов рассеяния селена тех же месторождений показало, что формирование и протяженность водных ореолов рассеяния селена в зоне окисления медноколчеданных руд определяются в значительной мере особенностями ее палеогидрогеологического и палеогеохимического развития. На начальной стадии развития зоны окисления наиболее активно селен сорбируется из слабокислых ореольных вод ковеллиновыми и пиритовыми сыпучками.

В последующую сульфатную (более кислую) стадию развития зоны окисления меньшая часть селена сорбируется ярозитами, алюнитами и гидроокислами железа, а большая часть выносится из зоны окисления кислыми водами вместе с другими тяжелыми металлами (медь, цинк, свинец, никель и др.), восстанавливаясь за пределами рудного поля до элементарного состояния. Протяженность водных ореолов селена достигает в этих водах нескольких сотен метров и реже 2 — 3 км . На конечной стадии развития зоны окисления, характеризующейся образованием бурых железняков, селен наиболее энергично осаждается (уже ближе к рудным телам) гидроокисями железа. Процент соосаждения определяется его валентностью.

Лабораторные опыты, проведенные на дистиллированной воде В. Н. Плотниковым, показали, что четырехвалентный селен почти полностью сорбируется гидроокисью железа в широком диапазоне pH ($3,5$ — 9). Шестивалентный селен сорбируется гидроокисью железа на 100% только при $\text{pH} 6$. При дальнейшем увеличении pH раствора сорбция селена, мигрирующего в виде аниона сильной селеновой кислоты, несколько снижается в связи с изменением заряда поверхности гидроокиси железа в щелочной среде на отрицательный. Контрастность его ореолов в более глубоких щелочных водах при Eh менее $0,2$ в снижается на один-два порядка и обычно не превышает в окорудной зоне 20 — 30 , а в периферической 3 — 5 . Протяженность водных ореолов рассеяния в слабокислых и щелочных водах небольшая (до 50 — 100 м).

В кислородсодержащих сульфатно-хлоридных водах аридных районов Средней Азии содержание селена, по данным В. Д. Сидельниковой (1966), колеблется от $n \cdot 10^{-6}$ до $n \cdot 10^{-5} \text{ г/л}$. В бескислородных водах восстановительной обстановки его содержание менее $1 \cdot 10^{-6} \text{ г/л}$, что также подтверждает вывод о снижении подвижности селена в восстановительных условиях. В бессточных озерах и водоемах селен накапливается в процессе испарительной концентрации. Содержания его в рапе озер достигают нескольких миллиграммов на литр.

Подводя итоги результатов исследований селена в природных водах рудных районов, мы приходим к выводу о необходимости дальнейшего изучения форм его водной миграции в ореольных водах главным образом медноколчеданных, ртутных и полиметаллических месторождений, при поисках которых он может быть использован на стадии деталь-

ных работ (масштаба 1 : 50 000 и 1 : 10 000) в качестве элемента-индикатора сульфидных руд.

ГЕРМАНИЙ

Геохимия германия в гипергенных рудных процессах изучена слабо, что затрудняет выяснение условий его миграции и осаждения из подземных вод рудных месторождений. Некоторые данные о содержании и возможных формах миграции германия в различных типах природных вод приводятся в работах В. В. Щербины (1956), С. А. Эль-Вардани (1957), Е. П. Муликовской, О. Н. Толстихина (1958), В. А. Назаренко и А. Н. Андрианова, С. Р. Крайнова, Г. А. Волкова и М. Х. Корольковой (1966), А. С. Жуковой (1964) и др.

В целях выяснения закономерностей распространения германия в подземных водах рудных месторождений и установления его поискового гидрохимического значения нами были изучены его водные ореолы рассеяния в различных генетических типах ореольных вод медно-колчеданных, полиметаллических, молибденовых и ртутных месторождений. Для определения особенностей его миграции в разных геохимических зонах были также опробованы распространенные в районах расположения этих месторождений минеральные воды (углекислые, сероводородные, азотные термы и др.). При анализе германия в водах применялась колориметрическая методика, основанная на анализе цветной реакции с фенилфлуороном в кислой среде. Чувствительность метода 0,5 $\mu\text{g/l}$.

Как известно, германий относится к группе рассеянных элементов. Невысокая концентрация его в природных водах в значительной мере объясняется низким кларковым содержанием в земной коре (0,0002%). В зависимости от геохимических условий германий может проявлять халькофильные, литофильные и сидерофильные свойства.

Сидерофильность германия, по мнению А. С. Жуковой, проявляется лишь в восстановительной среде и связана с изоморфизмом ионов двухвалентного германия и железа. В гипогенных и гипергенных условиях германий может быть двух- и четырехвалентным. Наиболее устойчивы соединения четырехвалентного германия, имеющего на внешней оболочке 18 электронов и являющегося поэтому сильным поляризатором.

В природных геохимических процессах германий ассоциирует с элементами, имеющими близкие кристаллохимические свойства. Четырехвалентный германий, например, ассоциирует в породах с Si^{4+} (0,42 Å) и As^{5+} (0,47 Å), так как их ионные радиусы наиболее близки (Ge^{4+} 0,53 Å). Двухвалентный германий, имеющий ионный радиус 0,73 Å, изоморфно замещает свинец, медь, цинк, молибден и поэтому часто обнаруживается в их минералах и разрушающих эти минералы подземных водах. Весьма распространенными гипогенными минералами носителями германия являются силикаты (полевые шпаты, гранаты, слюды и др.) и сульфиды (цинка, меди, свинца и др.).

Наиболее частое повышенное содержание германия в глубоких трещинных водах медноколчеданных месторождений, вероятно, обусловлено растворением его первичных сульфидных минералов германита $\text{Cu}(\text{Ge},\text{Fe})\text{S}_4$, реньерита $\text{Cu}_3(\text{Ge},\text{Fe})\text{S}_4$ и содержащих германий в виде изоморфных примесей различных сульфидов. Из этих и других гипогенных минералов германий выщелачивается подземными водами как в слабовосстановительных (Ge^{2+}), так и в окислительных (Ge^{4+}) условиях. В щелочных водах германий переносится в виде хорошо растворимых щелочных германатов NaGeO_2 .

Формы миграции германия в ореольных водах рудных месторож-

дений изучены очень слабо. Вследствие легкой гидролизуемости он мигрирует в виде различных комплексных ионов в зависимости от pH и Eh среды.

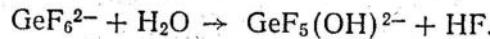
Так же как и кремний, германий образует с кислородсодержащими лигандами различные комплексы, выполняя при этом роль катиона. С молибденом и вольфрамом германий образует гетерополикислоты, а с сероводородом — различные сульфидные комплексы.

По мнению С. А. Эль-Варданы (1957) и других исследователей, перенос германия в зонах повышенных температур и давлений может происходить в виде GeO_2 и хлористых комплексов, которые, так же как и сульфиды германия, наиболее растворимы в щелочных растворах и мигрируют в них в виде тиосолей.

Наиболее высокие концентрации германия (до 100 мкг/л) были обнаружены в азотных и углекислых термальных водах, приуроченных к германиеносным комплексам пород районов молодого вулканизма (Е. П. Муликовская, О. Н. Толстихин, С. Р. Крайнов, Г. А. Волков, М. Х. Королькова). По нашим данным, в углекислых и азотных термах, вскрытых глубокими скважинами в пределах сульфидных полей, содержание германия доходит до 50 мкг/л (табл. 22). Вне зоны влияния рудной минерализации его концентрация в водах аналогичного типа не превышает 3—5 мкг/л. На концентрацию германия в природных водах главное влияние оказывают состав вмещающих пород и интенсивность их разрушения. Сравнение этих основных факторов показало, что высокие концентрации германия в водах появляются только на участках выщелачивания германиеносных пород и минералов, агрессивными углекислыми и термальными водами. При отсутствии какого-либо из этих факторов содержание германия в водах, как правило, не превышают нескольких единиц микрограммов на літр.

По расчетным данным (с учетом изменений pH и Eh), основными формами миграции германия в природных водах, имеющих pH 6,5—7,6 и Eh менее 0,5 в, являются германиевая кислота H_2GeO_3 ($K=9 \cdot 10^{-10}$) и гидрогерманат-ион HGeO_3^- ($K=1,9 \cdot 10^{-13}$). Увеличение температуры усиливает ионизацию германиевой кислоты, что и объясняет наиболее высокие концентрации германия в термальных водах германиеносных пород.

В азотных и углекислых термальных водах, содержащих повышенные количества фтора (более 1 мг/л), образуются фторидные комплексы, легко растворяющиеся в щелочных водах по схеме (И. В. Тананаев и К. А. Авдуевская)



Образующийся ион $\text{GeF}_5(\text{OH})^{2-}$ быстро гидролизуется, что приводит к осаждению германия из воды в виде трудно растворимых окислов. Вероятно, этим и объясняется некоторое снижение содержания германия в водах по мере увеличения концентрации фтора (рис. 20).

Сложные комплексные соединения германия могут образоваться также с фосфатными и сульфатными ионами. В интервале pH 7—9 могут, например, возникать $[\text{GeO}_2(\text{SO}_4)]^{2-}$ и $[\text{HGeO}_2(\text{PO}_4)]^{2-}$. В водах зоны гипергенеза сульфидных месторождений в зависимости от Eh и pH среды германий также мигрирует в различной форме. В кислых сульфатных водах с pH < 3,5 и Eh > +0,5 в германий мигрирует главным образом в виде Ge^{4+} . В щелочных водах с pH более 7,2, но менее 9,4, и Eh менее +0,4 в преобладают ионы HGeO_3^- и H_2GeO_3 . В сильнощелочных (pH > 9) редко встречающихся в природе карбонатных водах германий, судя по экспериментальным данным Т. И. Сендульской и М. Я. Шпирт, может мигрировать и в виде анионов пентагерманиевой кислоты (гидропентагерманат-ион $\text{HGe}_5\text{O}_{11}^-$, $K=1 \cdot 10^{-10}$ и пентагерманат-ион $\text{Ge}_5\text{O}_{11}^{2-}$, $K=1 \cdot 10^{-13}$).

Таблица 22

**Содержание герmania и некоторых ассоциирующих с ним элеменТОв-индикаторов
в минеральных водах различных рудных районов**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Барито-полиметаллическое	Углекислье	14,5	2,907	$\frac{\text{Cl}_{67}\text{HCO}_{15}^3\text{SO}_{15}^4}{\text{Na}_{88}}$	7,9	+52	1,0	2	13	120	250	1	
	Субтермальные	17,0	2,597	$\frac{\text{Cl}_{72}\text{HCO}_{28}^3}{\text{Na}_{3}\text{Ca}_{15}\text{Mg}_{15}}$	7,8	+75	50	10	450	340	380	1,5	
Вольфрамово-молибденовое	Азотные	70,0	1,9	$\frac{\text{SO}_{80}\text{Cl}_{19}}{\text{Na}_{81}}$	7,5	+62	0,50	Не обн.	5	7000	Не обн.	Не обн.	
	Термальные	38,5	1,31	$\frac{\text{SO}_{78}^4}{\text{Na}_{90}}$	7,9	+105	2,4	Не обн.	10	10000	Не обн.	1	
Озокеритовое	Углеводородно-углекислье	10,0	1,641	$\frac{\text{SO}_{57}^4\text{HCO}_{91}^3}{\text{Ca}_{37}\text{Na}_{34}\text{Mg}_{29}}$	7,1	-5	6	7	12	160	1100	Не обн.	
Серное	Сероводородные	9,0	2,34	$\frac{\text{SO}_{72}^4}{\text{Ca}_{88}}$	7,0	-52	1	1,5	7	8	180	Не обн.	

Содержание германия в ореольных
сульфидных

Типы месторождений	Типы руд по степени окисления	Гидрохимическая зона водного ореола	Геотермические типы вод
Медноколчеданные (аридный район)	Интенсивно окисляющиеся	Внутренняя (околорудная)	Грунтово-трещинные
	Слабо окисляющиеся	Внешняя (периферийная)	
Полиметаллические (гумидный район)		Внутренняя	То же
		Внешняя	"Аллювиальные"
Ртутные (гумидный район)	Интенсивно окисляющиеся	Внутренняя	Грунтово-трещинные
	Слабо окисляющиеся	Внешняя	"Аллювиальные"
Мolibденовые (гумидный район)		Внутренняя	Грунтово-трещинные
		Внешняя	"Аллювиальные"

Помимо неорганических комплексов германий способен образовывать в природных водах (Манская, Дроздова, 1964) и более сложные комплексные органические соединения с гуминовыми кислотами, танином и другими пока почти не изученными органическими веществами.

Сравнительно наиболее контрастные водные ореолы рассеяния германия обнаруживаются в грунтово-трещинных водах медноколчеданных и полиметаллических месторождений. В аллювиальных водах рудных полей этих месторождений аномальные содержания германия встречаются редко, что свидетельствует о большом влиянии на его миграцию различных процессов сорбции, разбавления и др. Контрастность водных ореолов рассеяния германия в периферической их части невысокая, что вызывает большие затруднения в установлении их границ. В сильноокислых сульфатных водах ($\text{pH} < 3$) активно окисляющиеся медноколчеданных месторождений содержания германия достигают несколько десятков микрограммов на литр (табл. 23). По мере нейтрализации кислых ореольных вод и повышения pH отрицательно заряженные в слабокислых ($\text{pH} > 6$) и щелочных водах ионы германиевой кислоты (HGeO_3^-) сорбируются положительно заряженными ионами железа Fe^{3+} (рис. 21). Поэтому содержание германия в ореоле быстро снижается до фонового.

Экспериментальные исследования, проведенные И. Н. Воробьевой и Н. Л. Озеровой на отобранных нами пробах ореольных вод сульфид-

Таблица 23

водах основных типов
месторождений

рН	Минерализация, г/л	Типичный ионный состав вод	Содержания германия, мкг/л	
			аномальные	фоновые
2,7—3,0	250—3,8	$\frac{\text{SO}_4^4}{\text{Al Fe Ca}}$	18,0—40,0	0,5—3,0
4—6,0	1,5—2,8	$\frac{\text{SO}_4^4}{\text{Ca Fe}}$	6,0—10,0	
7,2—8,0	1,6—3,9	$\frac{\text{SO}_4^4 \text{Cl}^-}{\text{Na Ca}}$	4,0—6,0	0,5—2,0
7,6—9,0	1,0—3,0	$\frac{\text{SO}_4^4 \text{Cl}^-}{\text{Na Ca}}$	2,5—3,5	
7,4—7,7	0,1—0,5	$\frac{\text{HCO}_3^3 \text{SO}_4^4}{\text{Ca Mg}}$	5,0—25,0	0,5—1,5
7,6—8,0	0,3—0,6	$\frac{\text{HCO}_3^3 \text{SO}_4^4}{\text{Ca Na}}$	2,5—4,0	
2,7—3,0	5,0—6,0	$\frac{\text{SO}_4^4}{\text{Fe Al Ca}}$	2,5—10,0	0,5—1,5
7,4—8,6	0,5—1,0	$\frac{\text{HCO}_3^3 \text{SO}_4^4}{\text{Ca Na}}$	1,0—2,5	
6,5—7,2	0,3—0,8	$\frac{\text{SO}_4^4 \text{HCO}_3^3}{\text{Ca Na}}$	3,0—3,5	0,5—1,5
7,6—8,0	0,6—1,0	$\frac{\text{HCO}_3^3 \text{SO}_4^4}{\text{Ca Mg}}$	2,0—2,5	

ных месторождений, показали, что при рН более 5 содержание германия, сорбированного гидроокисью железа, превышает 70—72% (от его первоначального содержания). Результаты экспериментальных исследований согласуются с выводами А. С. Жуковой относительно концентрации германия гидроокислами железа в зоне окисления свинцово-цинковых месторождений Казахстана и данными Н. А. Читаевой, установившей максимальный процент содержания германия в ярозитах и лимонитах зоны окисления медноколчеданных месторождений Южного Урала.

Сопоставление содержаний германия в слабокислых и щелочных водах сульфидных месторождений с концентрациями кальция позволяют сделать предположение о сорбции германия осаждающимися карбонатными минералами. Это предположение в известной мере подтверждается частым присутствием высоких (0,005—0,05%) концентраций германия в карбонате свинца церрусите PbCO_3 , распространенном в основании зоны вторичного сульфидного обогащения. Кроме того, одно из наиболее крупных германиевых месторождений Тзумеб (Фрондел и Ито, 1962) также отличается обогащенностью карбонатных пород германием.

В восстановительных условиях германий мигрирует в основном в двухвалентной форме, образуя со свинцом и некоторыми другими металлами вторичные минералы (флейшерит $\text{Pb}_3\text{Ge}^{2+}[(\text{OH})_4 (\text{SO}_4)_2] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$)

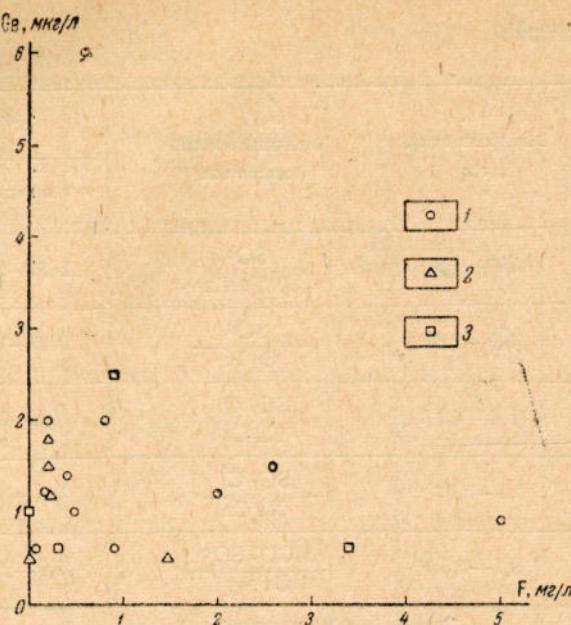


Рис. 20. Изменение содержания германия в подземных водах в зависимости от изменения концентраций фтора
Анализы вод районов месторождений: 1 — медноколчеданных; 2 — полиметаллических; 3 — ртутных

и др.). Присутствие повышенных количеств германия в нефтяных водах Предкарпатья указывает на способность германия мигрировать не только в окислительных условиях, но и в зоне восстановительных процессов, что представляет большой интерес с точки зрения использования его в качестве элемента-индикатора на скрытое оруденение.

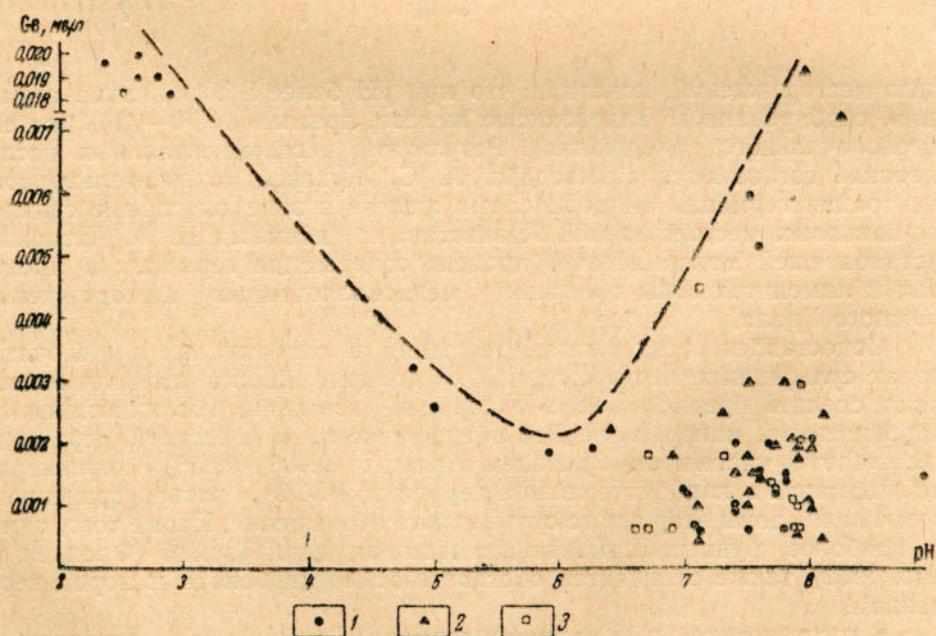


Рис. 21. Изменение содержания германия в подземных водах в зависимости от изменения рН
Воды районов месторождений: 1 — медноколчеданных; 2 — полиметаллических; 3 — ртутных

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЛИТИЯ, РУБИДИЯ, ЦЕЗИЯ, БЕРИЛЛИЯ, СТРОНЦИЯ, ФТОРА, БОРА И ЙОДА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

Указанные элементы не являлись предметом специального изучения и поэтому мы ограничимся краткими сведениями о распространении их в различных типах природных вод наиболее изученных районов с погребенными месторождениями преимущественно сульфидного типа.

Определение первого комплекса микрокомпонентов — лития, стронция, берилия, цезия и рубидия — проводилось количественными химическими и спектральными методами главным образом в природных водах районов размещения молибденовых, вольфрамовых и ртутных месторождений. Эти районы характеризуются наибольшим развитием интрузий грейзенизованных гранитов и гранодиоритов и поэтому представляют большой интерес для гидрохимического опробования подземных вод на данный комплекс микрокомпонентов.

Распространение второго комплекса микрокомпонентов — фтора, йода и бора, помимо указанных районов, изучалось также в водах медноколчеданных и полиметаллических месторождений, приуроченных к вулканогенным и вулканогенно-осадочным образованиям палеозойского возраста.

Литий

Переход лития в растворенное состояние наиболее энергично происходит при сернокислотном разложении его основных минералов сподумена $\text{LiAl}(\text{SiO}_3)_2$ и петалита $\text{Li}(\text{AlSi}_4\text{O}_{10})$.

Менее интенсивно растворяются литиевые минералы под влиянием только углекислотного выветривания или гидролиза на участках, где отсутствуют окисляющиеся сульфидные минералы.

Главенствующая роль сернокислотных процессов в образовании водных ореолов рассеяния лития в пределах рудных полей сульфидных месторождений подтверждается наличием положительной корреляционной связи между литием, величиной pH и сульфат-ионом. Наиболее отчетливо рост содержаний лития по мере увеличения кислотности и сульфатности вод наблюдается в грунтово-трещинных водах сульфидных месторождений (медно-колчеданные, полиметаллические, ртутные). Наибольшее распространение повышенных (по сравнению с фоновыми) содержаний лития отмечено в водах молибденовых и вольфрамовых месторождений, генетически связанных с мезозойскими интрузиями гранитов и гранодиоритов. Содержания лития в грунтово-трещинных водах этих месторождений изменяются от 40 до 1500 мкг/л при локальном фоне 8—15 мкг/л. В аллювиальных и поверхностных водах контрастность ореолов лития снижается до 1,5—2 (табл. 24). В грунтовых водах зоны окисления ртутных месторождений максимальное содержание лития 85—100 мкг/л установлено в сильнощелочных (pH 2,6) сульфатных рудничных водах.

В водных ореалах рассеяния медноколчеданных и полиметаллических месторождений повышенные содержания лития (70—95 мкг/л) также отмечаются в кислых сульфатных водах (при фоне 5—10 мкг/л). Это указывает на интенсификацию процессов выщелачивания лития из глинистых минералов коры выветривания под влиянием сернокислотных процессов.

Большое влияние на содержание лития в природных водах оказывают также их газовый состав и минерализация. Сопоставление содержаний лития в различных типах минеральных вод показало его преобладание в наиболее агрессивных термальных и углекислых водах. Рост минерализации вод при этом сопровождается и увеличением содержа-

Содержания лития, стронция, рубидия и цезия в азотных ореольных водах

Типы месторождений	Генетические типы вод	Минерализация, г/л
Молибденовые штокверковые в гранитах и вулканогенно-осадочных породах	«Аллювиальные»	0,14—0,35
	Грунтово-трещинные	0,06—0,7
Вольфрамовые в гранитах и экзоконтактах с эфузивно-осадочными породами	«Аллювиальные»	0,2—0,8
	Грунтово-трещинные	0,07—1,24
Ртутные в интрузивах гранодиоритов и диорит-порфиров	«Аллювиальные»	0,2—0,5
	Грунтово-трещинные	3,7—5,2
Золоторудные в кварцевых жилах и конгломератах	«Аллювиальные»	0,1—0,7
	Грунтово-трещинные	0,1—1,0

* Числитель — аномальные содержания, знаменатель — фоновые.

Содержание лития, рубидия, стронция, минеральных вод районов

Типы минеральных вод	Типы оруденения	Температура, °C	CO ₂ , г/л H ₂ S, мг/л	Минерализация, г/л	Типичный ионный состав
Углекислые	Ртутное	7—10	1,0—1,5 —	3,5—8,6	HCO ³ Cl Na
	Мышьяковистое	6,5—10,5	1,1—2,0 —	2,6—36,6	Cl HCO ³ Na
	Золоторудное	5—6	1,2—2,5 —	2,5—5,3	HCO ³ Na
Сероводородные и гидросульфидные	Серное	7,0—8,5	0,05—0,1 50—250	2,3—6,0	SO ⁴ ; SO ⁴ Ca ; Na
	Ртутно-мышьяковистое	7,2—7,5	0,02—0,07 70—85	2,1—2,4	SO ⁴ Ca
Термальные а) углекислые б) азотно-углекислометановые в) азотные	Ртутное	36—42	1,0—1,5	6,8—130,1	Cl Na
	Нефте-газоносная зона	33—38	1,0—1,5	2,8—25,4	Cl HCO ³ и SO ⁴ Na ; Na
	Молибденовое	40—42	0,06—0,1 Не обн.	1,3—2,0	SO ⁴ Na

Таблица 24

некоторых типов погребенных месторождений

Ионный состав вод	рН	Содержание, мкг/л			
		Li	Sr	Rb	Cs
$\frac{\text{HCO}_3}{\text{CaMg}}$	5,9—7,1	18—23* 5—8	Не обн.	14—46 1—3	Не обн.
$\frac{\text{HCO}_3\text{SO}_4}{\text{CaMg}}$	5,0—7,5	50—1200 8—15	800—1000 100—400	20—290 4—8	10—50 0,5—0,8
$\frac{\text{HCO}_3}{\text{CaNa}}$	6,9—7,1	15—20 4—8	Не обн.	15—20 1—2	Не обн.
$\frac{\text{HCO}_3\text{SO}_4}{\text{CaMg}}$	5,9—7,6	42—250 5—10	Не обн.	17—27 3—5	10—12 0,3—0,5
$\frac{\text{HCO}_3}{\text{CaNa}}$	6,0—7,2	20—26 3—6	Не обн.	10—11 1—3	Не обн.
$\frac{\text{SO}_4}{\text{NaFe}}$	2,7—4,0	80—85 5—8	Не обн.	14—16 2—5	Не обн.
—	6,8—7,2	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—

Таблица 25

цезия, мышьяка и бора в основных типах скрытого оруденения

рН	Eh, ε	Содержание, мг/л (по данным количественных анализов)					
		Li	Rb	Sr	Gs	As	B
6,5—6,9	(+0,2)— -(+0,1)	0,7—2,0	0,17—0,4	0,1—29,0	0,04—0,1	0,01—0,66	1,0—22
6,3—6,9	(-0,03)— -(+0,05)	2,8—100,8	0,02—1,9	0,03—2,7	Не обн.	0,01—150	4,0—100
6,8—6,9	Не опр.	0,14—4,4	0,04—0,05	2,7—21,0	0,04—0,06	0,15—0,6	Не обн.
7,2—7,8	(-0,075)— -(+0,1)	0,04—0,1	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,001	10—50
7,7—7,9	(-0,08)— -(+0,095)	0,015—0,042	Не обн.	0,5—0,6	Не обн.	0,3—0,4	0,03—0,25
6,5—7,3	(+0,1)— -(+0,03)	10,0—15,2	2,0—2,73	0,6—78,0	0,1—0,9	0,002	4,0—44,2
6,3—8,3	(+0,03)— -(+0,01)	0,9—18,0	0,011— -0,13	2,0—4,8	0,09—0,11	0,001	1,8—90,0
7,6—7,9	Не опр.	0,5—0,7	0,2—0,3	0,0—5,5	0,09—0,14	0,001—0,002	Не обн.

ний лития. Немаловажное значение имеет и концентрация лития в водовмещающих породах. Так, максимальное количество лития (15,2—100,8 мг/л) было нами обнаружено в углекислых холодных и термальных водах туфогенно-осадочных образований, обогащенных литием, фтором, бором и мышьяком. Минерализация вод превышала 35 г/л (табл. 25). Судя по низким значениям Eh ($+0,01 \div -0,035$ в) и малым величинам дебита, формирование вод происходит в восстановительной зоне замедленного водообмена.

В азотных слабоминерализованных термальных водах с pH 6,8—7,2, также отличающихся повышенной агрессивностью, но приуроченных к трудновыщелачиваемым силикатным породам, содержание лития изменяется в пределах нескольких миллиграммов на літр. В сероводородных и гидросульфидных водах его содержание снижается до сотых долей миллиграммов на літр даже при выщелачивании туфогенно-осадочных пород с повышенным содержанием лития.

Формы миграции лития в природных водах изучены слабо. Исходя из величин констант нестойкости его комплексных соединений (Н. П. Комарь, 1955; Вјеггит и др., 1958 и др.), можно предполагать (на основании приближенных расчетов), что в наиболее распространенном в гумидных районах типе ореольных слабоминерализованных гидрокарбонатных вод с pH 6,5—7,5 преобладающая часть лития будет мигрировать в виде однозарядных катионов. В аридных районах (Южный Урал, Средняя Азия) в сульфатно-хлоридных и сульфатно-гидрокарбонатных водах, имеющих повышенную минерализацию (1,5—5 г/л), содержание сульфатных комплексов лития $[LiSO_4]$ — несколько увеличивается и составляет примерно 4%. В поверхностных и подрусловых водах с большими скоростями фильтрации литий, по мнению некоторых исследователей (Ю. С. Слепнев, Н. А. Соловьев, Т. Ф. Бойко и др.), может мигрировать во взвешенном состоянии.

Контрастность и протяженность водных ореолов рассеяния лития снижаются главным образом вследствие сорбции его глинистыми минералами. Особенно легко, по мнению В. Л. Лебедева, литий входит в трехслойные рыхлой укладки пакеты монтмориллонита. Слоистые решетки этих минералов имеют нескомпенсированные отрицательные заряды, притягивающие положительно заряженные ионы лития.

Высокая концентрация лития в глауконитах свидетельствует о неблагоприятных условиях формирования его водных ореолов на участках распространения этих минералов. Отрицательно заряженные в щелочных водах гидроокиси марганца также легко сорбируют катионы лития и других щелочных металлов (рубидий, цезий, стронций), что, вероятно, и объясняет повышенную концентрацию лития в марганцевых вторичных минералах (псиломелан-вад).

Итак, на основании анализа содержаний лития в различных типах природных вод мы приходим к выводу о возможности использования лития в качестве элемента-индикатора скрытого вольфрамового и молибденового оруденения, а также глубоко погребенных литиеносных комплексов пород.

Рубидий

Так же как и литий, рубидий ассоциирует в природных водах с калием, фтором, бериллием, бором, цезием и стронцием. Его ионный радиус (1,49 Å) более близок к ионному радиусу калия (1,33 Å). В природных процессах он ведет себя, как одновалентный элемент. По аналогии с литием рубидий является типичным литофильным элементом и переходит в растворенное состояние в результате сернокислого и углекислотного разложения щелочных пород, главным образом полевых шпатов.

Максимальные аномальные содержания рубидия (290—300 $\mu\text{г}/\text{л}$) были нами обнаружены в ореольных грунтово-трещинных водах штокверковых молибденовых месторождений. Фоновые значения рубидия колеблются в пределах 1—8 $\mu\text{г}/\text{л}$, увеличиваясь в грунтово-трещинных водах рудовмещающих пород и снижаясь в «аллювиальных» и поверхностных водах под влиянием процессов сорбции и разбавления (см. табл. 25). Контрастность водных ореолов рассеяния рубидия этих месторождений 5—30. В кислых сульфатных водах (рудничные) ртутных месторождений содержание рубидия 11—15 $\mu\text{г}/\text{л}$ при фоне 2—5 $\mu\text{г}/\text{л}$.

Закономерности распределения рубидия в природных водах аналогичны особенностям распространения лития. Максимальные его содержания (1890—2730 $\mu\text{г}/\text{л}$) обнаружены в углекислых водах туфогенно-осадочных пород. В азотных сульфатно-натриевых термальных водах изверженных (полевошпатовых) пород вне зоны влияния рудной минерализации его содержание колеблется в пределах сотен микрограммов на літр при относительно невысоких значениях Eh (менее 0,3 в). В североводородных водах рубидий нами не обнаружен. Азотно-метановые хлоридные воды с минерализацией 20—25 г/л содержат 11—130 $\mu\text{г}/\text{л}$ рубидия.

Небольшая часть рубидия может мигрировать в водах данного типа в виде нейтральных хлоридных комплексов $[\text{RbCl}]$. Однако в связи с большой величиной константы нестойкости этих комплексов ($K=10^{-0.78}$) роль их в миграции рубидия незначительна. Так же как и литий, он мигрирует в подземных водах главным образом в виде однозарядных катионов. В поверхностных водах рубидий может переноситься в виде взвешенных и коллоидных частиц. В ряду щелочных металлов рубидий обладает максимальной способностью к поглощению и сорбции. Поэтому водные ореолы рассеяния его характеризуются меньшей контрастностью и протяженностью, чем водные ореолы рассеяния лития и стронция. Главными сорбентами рубидия, так же как и лития, являются глинистые минералы, гидроокислы марганца и глаукониты. Слюдоподобная структура глауконитов благоприятна для вхождения рубидия в их кристаллическую решетку. Присутствие в составе глауконита калия, по мнению Ю. С. Слепнева и Т. Ф. Бойко, делает возможным изоморфное замещение калия рубидием.

Повышенная концентрация лития, рубидия и стронция в водах выщелачивания калийных солей Предкарпатья является показателем, отмеченным различными исследователями и в других районах распространения карналлитов, концентрирования этих элементов в жидкой фазе при испарении морской воды на первых стадиях садки солей.

В качестве элемента-индикатора скрытого оруденения рубидий может быть наиболее эффективно использован при гидрогеохимических поисках погребенных молибденовых и вольфрамовых месторождений гидротермального типа, а также глауконитовых и калийных месторождений осадочного генезиса.

Цезий

Миграционные особенности цезия в водах зоны гипергенеза сходны с миграционными особенностями рубидия и лития. Однако в отличие от этих элементов цезий образует менее контрастные водные ореолы рассеяния. Максимально-аномальные содержания цезия (10—15 $\mu\text{г}/\text{л}$) были обнаружены нами только в трещинных рудничных водах молибденовых и вольфрамовых месторождений на участках распространения интрузий кислого состава. Фоновые значения цезия в грунтово-трещин-

ных водах районов расположения этих месторождений не превышают десятых долей микрограммов на литр (см. табл. 25).

В поверхностных и аллювиальных водах закрытых рудных районов гидрохимических аномалий цезия в отличие от лития и рубидия нами не обнаружено, что, вероятно, объясняется максимальной сорбционной способностью глинистых частиц по отношению к цезию ($Cs > Rb > K > Na > Li$).

Повышенные концентрации цезия отмечаются в грунтовых и трещинно-жильных водах погребенных пегматитовых жил, в которых наиболее часто встречается основной цезиевый минерал — поллукцит $Cs(AlSi_2O_6)$, а также другие цезийсодержащие минералы (лепидолит и цезиевый биотит). Контрастность водных ореолов рассеяния цезия на этих участках достигает 80—100. В ореольных и рудничных водах сульфидных месторождений, приуроченных к толще вулканогенных образований, аномальные содержания цезия даже в агрессивных сильнокислых водах встречаются очень редко и, как правило, не превышают 5 мкг/л, независимо от ландшафтных условий района. В отличие от лития и рубидия содержание цезия в водах почти не зависит от изменений солевого состава вод.

В значительно большей степени его концентрация определяется такими показателями, как температура и агрессивные газы. Так, в углекислых и азотных термальных водах содержание цезия в районах, не перспективных на нахождение цезиевых руд, может значительно превышать его аномальные содержания в ореольных водах редкометальных месторождений (бериллиевые, флюоритовые и др.).

Максимальные содержания цезия (100—140 мкг/л), как видно из табл. 25, обнаружены в углекислых и термальных водах в районах развития кислых интрузивных пород, а также в высокоминерализованных хлоридных водах битуминозных осадочных отложений (90—110 мкг/л). Особенно высокие содержания цезия (900 мкг/л) были обнаружены в термальных углекислых рассолах в пределах сульфидного рудного поля. Это указывает на большое влияние вещественного состава водовмещающих пород на общее содержание цезия в природных водах.

Основной формой миграции цезия в ореольных водах рудных месторождений, так же как лития и рубидия, являются одновалентные катионы. Согласно величинам констант нестойкостей, приводимых в работе С. А. Брусиловского (1963), в минерализованных хлоридных водах, содержащих повышенные концентрации брома, небольшой процент цезия (менее 5%) может мигрировать в виде нейтральных комплексов $[CsCl]$ и $[CsBr]$.

Главными сорбционными барьерами, снижающими протяженность водных ореолов цезия до нескольких десятков метров, являются, помимо глинистых минералов, глаукониты и калийсодержащие гидроокиси марганца (Н. А. Соловов и др.).

Оценивая миграционные свойства цезия в подземных водах скрытого оруденения, мы приходим к выводу о весьма слабой его подвижности в зоне гипергенеза погребенных месторождений. Наличие экрана рыхлых надрудных осадочных образований резко снижает контрастность его водных ореолов рассеяния, проявляющихся лишь в глубоких трещинных водах рудовмещающих пород. Все это указывает на нецелесообразность использования цезия в качестве элемента-индикатора скрытого сульфидного оруденения.

Стронций

В подземных водах рудных месторождений содержания стронция передко выше фоновых. Являясь типичным щелочноземельным метал-

лом, стронций ведет себя в природных процессах как лиофильный элемент и является химически весьма активным.

Минеральные образования стронция представлены в основном группой растворимых кислородных соединений. Обладая низкой электропотенциальной и невысоким потенциалом ионизации, стронций легко отдает свои наружные электроны, стремясь к образованию ионных связей с химически родственными элементами. В геохимических процессах он обычно ведет себя как двухвалентный катион.

Источником стронция в водах гидротермальных месторождений являются как его собственные минералы (стронцианит SrCO_3 , целестин SrSO_4 , ярлит $\text{NaF} \cdot 3\text{SrF}_2 \cdot 3\text{AlF}_3$, калистронцит $\text{K}_2\text{Sr}(\text{SO}_4)_2$ и др.), так и изоморфные примеси в различных породообразующих и акцессорных минералах, главным образом кальциевых, калиевых и бариевых. Большая часть стронция поступает в природные воды в результате выщелачивания из пород его примесей.

Высокие концентрации стронция в водах чаще всего отмечаются в хлоридных водах повышенной минерализации. В сульфатных рудничных и ореольных водах окисляющихся сульфидных месторождений содержание стронция очень небольшое (десятки микрограммов на литр), ввиду образования труднорастворимых сульфатных соединений (SrSO_4). Значительно более высокие аномальные содержания стронция (1000 мкг/л) обнаружены в гидрокарбонатных слабощелочных водах рудоносных гранитных интрузивов (молибдено-вольфрамовый рудный район). Фоновые значения стронция колеблются от 5 до 40 мкг/л, увеличиваясь на участках движения вод, содержащих агрессивную углекислоту. Это позволяет сделать вывод о преобладающей роли углекислотного выветривания в процессах перевода стронция в растворенное состояние. Резкое увеличение концентрации стронция в углекислых ореольных водах (до 78 мг/л) сульфидных месторождений подтверждает этот вывод.

Контрастность водных ореолов рассеяния стронция в водах сульфидных месторождений достигает в околоврудной зоне 100. По данным М. А. Глаголовой, (1958), преобладающая часть (87—98%) стронция мигрирует в поверхностных водах в виде истинно растворенных форм и только небольшая часть (1,7—12,5%) — в виде взвесей. В слабокислых гидрокарбонатно-сульфатных грунтовых водах с небольшим количеством сульфатов небольшая часть стронция (менее 2%) может мигрировать в виде тиосульфатных соединений (SrS_2O_3 , $K=9,2 \cdot 10^{-3}$). Значительная же часть стронция (более 50%) мигрирует в виде двухвалентных катионов Sr^{2+} , обладающих высокой энергией гидратации и низким потенциалом ионизации.

Большое влияние на содержание стронция в природных водах оказывает минерализация. Возрастание ее приводит к увеличению концентрации стронция. В рассолах хлоридно-натриевого состава содержание стронция при соответствующих благоприятных минералого-геохимических условий может достигать нескольких десятков миллиграммов на литр. Изменение величины окислительно-восстановительного потенциала не оказывает существенного влияния на миграционную способность стронция. Так, в сероводородных водах при низком значении Eh (−0,095 в) было обнаружено до 4,6 мг/л стронция, что представляет большой интерес с точки зрения использования его при поисках неокисляющегося скрытого оруденения в восстановительных условиях.

Формирование протяженных и контрастных водных ореолов рассеяния стронция предопределется отсутствием не только высоких содержаний сульфат-иона, но и кальция. Соотношение стронция и кальция при выпадении из воды карбонатов кальция примерно 1:100. Избыток ионов кальция является причиной осаждения из воды не только карбонатов стронция, но также и фторидов кальция. В отличие от

легкорастворимых галоидов стронция (SrCl_2 , SrBr_2 , SrJ_2) его фторидное соединение SrF_2 является труднорастворимым в природных водах. Поэтому воды, обогащенные фтором, обычно не содержат больших количеств стронция.

Глинистыми минералами в отличие от других щелочных металлов (литий, рубидий, цезий) стронций сорбируется слабо. Его более крупные ионы Sr^{2+} не входят в уплотненные структуры глинистых минералов, за исключением рыхлой многослойной структуры монтмориллонита. Положительно заряженными гелями гидроокислов железа и алюминия стронций также почти не сорбируется. В гумидных районах стронций, так же как и другие щелочные металлы, может концентрироваться в результате биогенных процессов. В водах аридных районов миграция стронция затруднена процессами испарительной концентрации, приводящими к химическому осаждению из воды сульфатных и карбонатных солей стронция.

Однако перечисленные сорбционные природные барьеры приводят лишь к некоторому снижению контрастности и протяженности водных ореолов рассеяния стронция, не препятствуя их выявлению на фоне окружающих безрудных участков.

В результате рассмотрения особенностей миграции стронция в подземных водах закрытых рудных районов мы приходим к выводу о возможности использования его в качестве дополнительного элементоиндикатора слабо окисляющегося скрытого сульфидного и редкометального оруденения, а также собственных погребенных стронциевых месторождений в сульфатно-терригенной и эфузивно-осадочной формациях.

Бериллий

Данные по содержанию и закономерностям водной миграции бериллия весьма ограничены. Долгое время его относили к группе так называемых (В. И. Вернадский) пирогенных элементов, т. е. не образующих растворимые соединения в природных водах.

В геохимических процессах земной коры бериллий ведет себя как типичный лиофильный элемент. Среднее содержание его в земной коре, по данным А. П. Виноградова, не превышает $4,2 \cdot 10^{-4}$ вес. %. В минералах он находится обычно в рассеянном состоянии в виде ничтожных примесей. Большая часть из них относится к группе силикатов, меньшее значение имеют фосфаты и окислы. Сульфидные соединения бериллия неизвестны. Наибольшее разнообразие бериллиевых минералов наблюдается в пегматитах; поэтому в водах пегматитов чаще всего наблюдаются повышенные содержания бериллия.

Большинство бериллиевых минералов отличаются большой устойчивостью по отношению к агентам химического выветривания. Наименее стойкими в зоне гипергенеза являются минералы группы гельвина — даналита $\text{Mn}_4[\text{BeSiO}_4]_3\text{S}, \text{Fe}_4[\text{BeSiO}_4]_3\text{S}$ и некоторые щелочные алюмосиликаты бериллия (лейкофан и др.). По мнению А. А. Беуса (1960), неустойчивость этой группы минералов можно объяснить наличием в их структуре легко окисляющейся серы.

В присутствии сульфидных минералов, нередко сопутствующих бериллиевой минерализации, процессы разложения бериллиевых минералов усиливаются. Подтверждением возможного переноса бериллия кислыми сульфатными водами является повышенная концентрация его в рудничных водах различных типов сульфидных месторождений. Так, например, в рудничных водах некоторых ртутных и медноколчеданных месторождений, имеющих pH 2,7—3,5, обнаружено от 16 до 200 мкг/л. бериллия при фоне 0,5 мкг/л. По мнению А. А. Беуса, большая часть бериллия выщелачивается из кристаллических решеток его собствен-

ных минералов, а выносится водами из основных породообразующих минералов, содержащих тысячные доли процента бериллия.

Химические определения (с чувствительностью 0,05 мкг/л) бериллия в подземных водах различных геологически закрытых рудных районов показали, что наиболее высокие его концентрации, достигающие 290—300 мкг/л, встречаются в щелочных ореольных водах погребенных месторождений, приуроченных к кислым интрузивным породам (граниты, гранодиориты и др.).

Для сравнения в табл. 26 приведены данные о распространении бериллия в ореольных водах некоторых типов сульфидных и несульфидных месторождений. При близких фоновых значениях (0,5—3 мкг/л) наиболее контрастные (10—100) гидрохимические аномалии бериллия были обнаружены в околоврудной зоне в трещинных водах вольфрамовых и молибденовых месторождений.

В «аллювиальных» и поверхностных водах вследствие процессов сорбции и разбавления контрастность водных ореолов рассеяния бериллия резко уменьшается (2—5). Протяженность его водных ореолов

Таблица 26

Содержание бериллия и фтора в ореольных водах некоторых типов месторождений в закрытых рудных районах

Типы месторождений	Типы вод	Минерализация, г/л	Основной ионный состав	рН	Содержание, мкг/л	
					F	Be
Молибденовые	Поверхностные	0,1—0,2	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca Mg}}$	6,9—7,2	600—11 500*	2—5
	Грунтово-трещинные	0,2—0,35	$\frac{\text{HCO}_3 \text{SO}_4}{\text{Ca Mg}}$	6,9—7,6	60—19 200 200—400**	4,0—12 0,5—1,5
	Трещинно-жильные	0,3—0,8	$\frac{\text{SO}_4 \text{HCO}_3}{\text{Ca Mg}}$	6,6—7,5	600—20 000 200—400	5—38 0,5—1,5
Вольфрамовые	Поверхностные	0,1—0,2	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca Mg}}$	6,9—7,5	600—700 200—400	Не обн.
	Грунтово-трещинные	0,15—0,4	$\frac{\text{SO}_4 \text{HCO}_3}{\text{Ca Mg}}$	7,0—7,8	600—3000 200—400	3,0—15 0,5—1,0
	Трещинно-жильные	0,4—0,8	$\frac{\text{SO}_4 \text{HCO}_3}{\text{Ca Na}}$	7,0—7,5	400—3500 200—400	5,0—290 0,5—1,0
Рудные	Грунтово-трещинные	3,5—6,1	$\frac{\text{SO}_4}{\text{Fe Ca}}$	2,7—3,5	400—2000 200—300	5—180 0,5—1,0
Золото-рудные	Трещинно-жильные	0,684	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Na}}$	7,2	500—1600 200—400	5—10 0,5—1,0
Медноколчеданные	Грунтово-трещинные	4,0—10,2	$\frac{\text{SO}_4}{\text{Al Fe Ca}}$	2,7—4,3	2000—550 400—500	6—200 0,5—1,0

* Аномальные содержания.

** Фоновые содержания.

рассеяния при благоприятных геохимических условиях может составлять сотни метров.

Общая минерализация вод не оказывает существенного влияния на содержание бериллия в отличие от лития. В углекислых водах на участках, где бериллиевая минерализация отсутствует, его содержания обычно изменяются в пределах десятых долей микрограмма на литр, возрастая в термальных водах (на безрудных участках) благодаря интенсивному разложению пород до нескольких десятков микрограммов на литр.

Формы миграции бериллия по сравнению с описанными щелочными металлами изучены несколько лучше. В гипогеновых и гипергеновых условиях он проявляет большую склонность к образованию комплексных соединений. В зависимости от изменения щелочности и состава ионов-лигандов бериллий образует в водах различные по устойчивости и мобильности комплексы. Величина pH осаждения его гидрооксида $\text{Be}(\text{OH})_2$ равна 5,7. В сильноизвестковых водах бериллий может мигрировать в виде двухвалентных катионов Be^{2+} . Однако более устойчивыми в водной среде, особенно в щелочной, являются фторкомплексы бериллия BeF^+ ($K=5,1 \cdot 10^{-5}$), BeF_2 ($K=5,1 \cdot 10^{-7}$), BeF_3^- ($K=1,5 \cdot 10^{-12}$) и др. По данным экспериментальных исследований (А. К. Бабко, И. Г. Ганев и др.), наиболее прочными из них являются монофторидные, как наиболее координационно насыщенные. Устойчивость в природных водах комплексных соединений бериллия зависит главным образом от концентрации ионов фтора и кальция. В присутствии в водах избыточных количеств кальция происходит разрушение в первую очередь полифторидных комплексов бериллия $[\text{BeF}_3]^-$, $[\text{BeF}_2]$, $[\text{BeF}_4]^{2-}$ с образованием труднорастворимых кальциевых соединений.

Помимо указанных комплексов бериллий может образовывать в водах и более сложные комплексные соединения с алюминием и другими металлами. Наиболее благоприятной средой для образования хорошо мигрирующих устойчивых в воде комплексов бериллия является щелочная. Одним из главных факторов, снижающих контрастность и протяженность водных ореолов рассеяния бериллия, так же как и описанных щелочных металлов, является активная адсорбция бериллия глинами.

Краткое рассмотрение особенностей миграции бериллия в подземных водах закрытых рудных районов показало, что, помимо поисков собственных бериллиевых месторождений, он может быть использован в качестве дополнительного элемента-индикатора многих погребенных окисляющихся сульфидных и несульфидных месторождений, располагающихся на участках развития кислых интрузивных пород (молибденовые, вольфрамовые и др.).

Фтор

Закономерности распределения фтора в природных, особенно в минеральных, водах изучены наиболее хорошо по сравнению с другими редкими и рассеянными элементами. Гидрогеохимия фтора посвящены работы Н. В. Тагеевой, А. К. Бабко и К. Е. Клейнер, (1947), А. А. Алексеева (1956) и многих других исследователей.

Среднее содержание фтора в земной коре составляет 0,08 вес. %. По А. Е. Ферсману, в гидросфере содержится $n \cdot 10^{-5}$ % фтора. Во всех природных соединениях он одновалентен. По сравнению с другими элементами группы галоидов фтор обладает наибольшей активностью и вытесняет хлор, бром и другие элементы из большинства химических соединений. Фторсодержащие минералы (флюорит CaF_2 , криолит Na_3AlF_6 и др.) распространены преимущественно в кислых и основных

магматических породах (граниты, нефелиновые сиениты, апатиты, фосфориты). Помимо них важным поставщиком фтора в природных водах являются его изоморфные примеси в различных породообразующих минералах.

Переход фтора из пород в воду зависит главным образом от ее агрессивных свойств, так как растворимость фтористых минералов в природных водах относительно невелика. Так, например, растворимость CaF_2 (при 18°C , по С. В. Монсееву) не превышает 40, а криолита Na_3AlF_6 630 мг/л (при 25°C). Наибольшей растворимостью характеризуются соединения фтористого натрия (NaF 42,1 г/л при 25°C) и фторсиликата меди $\text{CuSiF}_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (203,2 г/л при 25°C). Малый ионный радиус обуславливает способность фтора к образованию весьма устойчивых комплексов с железом, алюминием, бериллием и марганцем (AlF_2^+ , FeF_2^+ , FeF_3 , BeF^+ , BeF_2 , MnF_2^+ и др.).

По данным Н. В. Тагеевой и других исследователей, фтор относится к числу элементов, содержание которых в природных водах зависит не только от концентрации водородных ионов, но и от общей минерализации. Так, в минерализованных подземных водах районов континентального засоления вне зоны влияния рудных месторождений содержание фтора нередко составляет несколько миллиграммов на литр, а в слабо минерализованных (фоновые) водах гумидных районов—десятичные доли миллиграмма на литр.

Таблица 27

Содержание фтора в основных типах минеральных вод
вне зоны влияния рудных тел

Типы минеральных вод	Типовые водопункты	Температура, $^\circ\text{C}$	CO_2 , г/л	H_2S , мг/л	Минерализация, г/л	Основной ионный состав	pH	Eh , мВ	F , мг/л
Углеродистые	Варгедь, источники	10,5	1,8	Не обн.	0,541	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Ca Mg}}$	6,0	+265	0,48
	Поляна-Купель	9,0	1,5	Не обн.	1,5	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Na}}$	6,5	Не опр.	2,3
	Поляна-Квасова	11,2	2,1	Не обн.	9,7	$\frac{\text{HCO}_3 \text{Cl}}{\text{Na}}$	6,8	Не опр.	5,1
	Соймы	10,5	2,3	7,8	7,3	$\frac{\text{Cl}_{57} \text{HCO}_3}{\text{Na}_{74}}$	6,9	-110	1,0
	Квасы (скв. 249)	10,5	2,2	Не обн.	36,4	$\frac{\text{Cl HCO}_3}{\text{Na}}$	6,9	+250	3,0
Сероводородные	Синяк	10,0	0,23	70,0	2,2	$\frac{\text{SO}_4^{492}}{\text{Ca}_{53} \text{Na}_{40}}$	7,7	-95	4,0
	Любень-Великий	9,0	0,35	96,0	2,3	$\frac{\text{SO}_4^{472}}{\text{Ca}_{88}}$	7,0	-85	0,8
	Трускавец (скв. 8)	8,0	0,28	115,0	327,6	$\frac{\text{ClSO}_4}{\text{Na}_{69} \text{Mg}_{24}}$	6,6	-100	0,7
Термальные	Вышково (скв. 1-Т)	42,0	1,5	Не обн.	130,1	$\frac{\text{Cl}}{\text{Na}}$	6,5	+30	20,0
	Ростоки	38	0,36	Не обн.	13,4	$\frac{\text{Cl}}{\text{Na}}$	8,0	+33	3,4

Содержание фтора в ореольных водах рудных тел определяется различными факторами, в частности исходной концентрацией его в рудных минералах и вмещающих породах. Так, в подземных слабощелочных ($\text{pH } 7,2-7,6$) водах, омывающих слабо окисляющиеся сульфидные залежи, содержание фтора не превышает $1-2 \text{ мг/л}$ при фоне $0,2-0,3 \text{ мг/л}$.

В грунтово-трещинных водах молибденовых и вольфрамовых месторождений с сопутствующей бериллиевой минерализацией аномальные содержания фтора достигают $3,5-20 \text{ мг/л}$ при фоне $0,2-0,4 \text{ мг/л}$. Концентричность водных ореолов рассеяния фтора здесь $3-100$. В кислых рудничных сульфатных водах интенсивно окисляющихся медноколчеданных и ртутных залежей, обогащенных свободной серной кислотой, содержание фтора достигает $4-6 \text{ мг/л}$.

Растворимость соединений фтора увеличивается в щелочной среде, а также при возрастании агрессивности природных вод за счет повышения температуры или содержания свободной углекислоты. Так, например, в холодных углекислых водах Закарпатья содержание фтора на безрудных участках составляет $3-5,1 \text{ мг/л}$, а при повышении температуры вод до 40°C и минерализации до 130 г/л достигает 20 мг/л (табл. 27). Присутствие значительных концентраций фтора (до 4 мг/л) в сероводородных водах с низким значением Eh (-95 мв) свидетельствует о способностях его свободно мигрировать не только в зоне окислительных процессов, но также и в восстановительных условиях. При поисках глубоко залегающих (ниже местных базисов эрозии) рудных тел эта высокая миграционная способность фтора в различных геохимических обстановках имеет важное поисковое значение.

Итак, подводя итог краткому описанию распределения фтора в поверхностных и подземных водах закрытых рудных районов, мы приходим к заключению о целесообразности его определения главным образом при гидрохимических поисках молибденовых, вольфрамовых и

Содержание йода, брома и бора в ореольных

Типы месторождений	Типы вод	Температура, $^\circ\text{C}$	Минерализация, г/л	Типичный ионный состав
Медноколчеданные	«Аллювиальные»	8—10	0,2—0,5	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{CaNa}}$
	Грунтово-трещинные	7—9	0,2—5,0	$\frac{\text{SO}_4\text{Cl}}{\text{NaCa}}$
Полиметаллические	«Аллювиальные»	7,5—10	0,08—0,6	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{CaMg}}$
	Грунтово-трещинные	6,5—8,2	0,3—0,6	$\frac{\text{HCO}_3\text{SO}_4}{\text{CaMg}}$
	Трещинно-жильные	8,5—9,0	4—5	$\frac{\text{SO}_4\text{Cl}}{\text{NaCa}}$
Ртутные	«Аллювиальные»	7—11	0,2—0,3	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{CaMg}}$
	Грунтово-трещинные	6,2—9,0	4,5—5,1	$\frac{\text{SO}_4}{\text{NaFeCa}}$
	Трещинно-жильные	42	130	$\frac{\text{Cl}}{\text{Na}}$

различных типов редкometальных месторождений (бериллиевые, литиевые и др.); генетически связанных с кислыми интрузивами пород и щелочными сиенитами.

Имеющиеся немногочисленные литературные данные и общие минералого-геохимические предпосылки позволяют рекомендовать применение фтора в качестве гидрохимического элемента-индикатора также при поисках погребенных месторождений фосфорита и апатита.

Йод

Гидрохимия йода в настоящее время наиболее хорошо изучена в подземных водах осадочных отложений. Данные о концентрации йода в водах кристаллических пород ограничиваются, как правило, анализами минеральных вод. Йод является широко распространенным рассеянным элементом. В геохимических процессах он участвует в качестве сильнейших анионов J^- , $[JO_3]^-$ и $[JO_4]^-$. Его ионный радиус 2,2 Å, среднее содержание в земной коре $1 \cdot 10^{-4}$ вес. %.

В породах и водах различного состава йод распределен весьма неравномерно. В тонкодисперсных глинистых и карбонатных отложениях он накапливается. Поэтому воды в этих породах отличаются повышенным гидрохимическим фоном йода. Наиболее высокие его концентрации встречаются в водах районов расположения нефтяных и газовых залежей, что обусловлено концентрирующим влиянием органических веществ на йод.

Из минеральных соединений йода чаще всего встречаются йодирит (AgJ), купройодаргирит ($CuJ \cdot AgJ$), майерсит $CuJ \cdot 4AgJ$, дитцент $Ca(JO_3)_2 \cdot CaCrO_4$, лаутарит $Ca((JO_3)_2$ и др. Большая часть йода находится в рассеянном состоянии и не входит в кристаллическую решетку минералов. В процессе испарительной концентрации в соленых озерах

водах рудных месторождений

Таблица 28

pH	$Eh,$ δ	$O_2,$ мг/л	Содержание, мг/л		
			I	Br	B
6,9—7,6	(+0,3)—(+0,4)	6,0—10,0	0,07—0,8	0,2—0,7	0,05—0,20
6,3—8,6	(+0,06)—(+0,3)	0,05—2,0	0,17—2,5	1,0—15,0	0,01—5,0
7,0—8,2	(+0,2)—(+0,3)	5,0—11,0	0,02—0,03	0,3—0,7	0,01—0,03
7,2—8,2	(+0,08)—(+0,2)	0,3—2,0	0,01—0,02	0,2—0,5	0,03—0,06
7,5—8,0	(+0,008)—(+0,05)	0,08—0,5	1,5—2,2	3,7—8,5	0,2—0,4
7,5—7,8	(+0,25)—(+0,35)	4,0—8,0	1,0—1,3	7,0—9,5	1,0—1,5
2,7—3,5	(+0,5)—(+0,6)	11,0—15,0	Не обн.	125,0	0,2—0,3
6,5—8,5	(+0,2)—(+0,1)	0,0	Не обн.	44,2	20,0

засушливых районов происходит накопление йода. Высокие содержания его наблюдаются также в водах выщелачивания калийных месторождений.

Существенное влияние на миграцию йода оказывают окислительно-восстановительные условия: в зоне окисления йод рассеивается, а в восстановительных условиях накапливается.

Как показали результаты анализов, содержание его в ореольных грунтово-трещинных водах погребенных медноколчеданных и полиметаллических месторождений изменяется в пределах от 0,01 до 2,5 мг/л, увеличиваясь в хлоридно-сульфатных водах с повышенной минерализацией и уменьшаясь в пресных гидрокарбонатных водах (табл. 28).

В сильнокислых сульфатных рудничных водах погребенных медноколчеданных месторождений содержание йода колеблется от 0,1 до 2 мг/л, на безрудных участках в водах коры выветривания изверженных пород того же состава, перекрытых рыхлыми отложениями, оно изменяется в весьма близких пределах (0,01 до 1,5 мг/л), а на участках залегания битуминозных отложений увеличивается до 2 мг/л.

Выяснением возможности использования йода при поисках рудных месторождений занимались М. А. Лапп, Б. А. Судов и К. А. Даниелян (Лапп и др., 1965). Аномальные концентрации йода, по их данным, отмечаются над слепыми рудными телами в надрудной толще на расстоянии (по вертикали) 140—150 м и значительно превышают размеры первичных ореолов других элементов-индикаторов (медь, свинец, цинк, мышьяк, сурьма и др.). В связи с этим авторы рекомендуют использовать йод в качестве элемента-индикатора на скрытое гидротермальное оруденение. К сожалению, мы в настоящее время еще не располагаем достаточным фактическим материалом для аналогичного заключения и не можем рекомендовать применение йода при гидрогеохимических поисках рудных месторождений.

Приведенные данные о количественном распределении йода в различных типах вод сульфидных месторождений и на безрудных участках показывают весьма слабое отличие его фоновых и аномальных величин. При слишком низкой чувствительности его определения (0,025 мг/л) нам не удалось ни выявить, ни оконтурить его водные ореолы рассеяния.

Глава 4.

ТИПЫ ВОДНЫХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ИХ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В процессе взаимодействия подземных вод с рудными телами и их лигохимическими ореолами образуются водные ореолы различного типа, исследование которых представляет большой теоретический и поисковый интерес. Генетически они являются вторичными и представляют участки родоносных горизонтов или водоносных комплексов с химическим составом, измененным под воздействием рудной минерализации.

На основании детального изучения гидрогеологических и гидрогеохимических условий залегания не выходящих на поверхность медноколчеданных, полиметаллических, молибденовых, ртутных и золоторудных месторождений (Урал, Рудный Алтай, Забайкалье и Закарпатье) выявлены закономерности проявления их водных ореолов рассеяния в различных генетических типах природных вод.

Формирование водных ореолов рассеяния глубоко скрытых рудных тел, залегающих ниже местных базисов эрозии, происходит в условиях ослабленного влияния климатических факторов и определяется преиму-

щественно составом руд и литохимических ореолов, составом и водо-проницаемостью вмещающих пород, характером геохимических процессов, протекающих на данных глубинах. В зависимости от условий проявления на поверхности земли водные ореолы целесообразно разделять (по аналогии с литохимическими ореолами рассеяния) на открытые и закрытые.

Открытыми водными ореолами мы называем ореолы, проявляющиеся на поверхности земли в виде разнообразных открытых очагов разгрузки ореольных вод (родники, заболоченности, источники трещинных вод, участки разгрузки подземных ореольных вод в поверхностные водотоки, водоемы и т. п.). Обычно образование открытых водных ореолов происходит при залегании рудных тел или их твердых ореолов рассеяния выше местных базисов эрозии (рис. 22, A, I, II). Они могут возникать также при пересечении рудных тел на глубине разрывными тектоническими нарушениями (см. рис. 22, A, III), выводящими на поверхность напорные трещинные воды, обогащенные рудными компонентами, или при скрытой разгрузке ореольных вод в поверхностных водоемах (см. рис. 22, A, IV).

Закрытые водные ореолы рассеяния характерны для рудных тел, не выходящих на поверхность. Они окаймляют рудные тела и их литохимические ореолы, расположенные ниже местных базисов эрозии в слабо расчлененных предгорных и равнинных областях. В отличие от водных ореолов открытого типа они не вскрываются современными эрозионными формами рельефа и не проявляются в поверхностных водопоявлениях. Такого типа водные ореолы (см. рис. 22, B, I, II, III) образуются, например, вокруг некоторых полиметаллических залежей, глубоко погребенных под кайнозойским покровом рыхлых песчано-глинистых отложений в Иртышской зоне смятия (Рудный Алтай).

Гидрохимическое изучение открытых ореолов является наиболее простым, доступным и экономичным, не требующим применения каких-либо специальных технических средств. Выявление же и опробование закрытых водных ореолов является более трудоемким и осуществляется путем отбора проб воды из различных горных выработок и водозaborных сооружений (шахты, штолни, шурфы, колодцы, скважины и т. п.).

Наиболее отчетливо водные ореолы рассеяния проявляются в подземных водах, омывающих рудные тела. Вышележащие водоносные горизонты могут быть изолированы от них толщей водоупорных глинистых пород (см. рис. 22, B, I), как это наблюдается, в частности, на некоторых южноуральских (Молодежное и др.) месторождениях.

При большом удалении скрытых месторождений от эрозионных дренирующих форм рельефа их водные ореолы рассеяния не проявляются на поверхности земли в виде открытых очагов разгрузки или в неглубоких аллювиальных и делювиальных потоках (см. рис. 22, B, II, III). Обычно это характерно для водных ореолов месторождений, расположенных в слабо расчлененных равнинных областях с замедленными условиями водообмена.

При расположении скрытых рудных тел в расчлененных горно-складчатых областях их водные ореолы рассеяния могут проявляться в поверхностных, аллювиальных потоках, грунтово-трещинных и трещинно-жильных водах. В связи с этим при гидрохимических поисках в этих районах целесообразно опробовать все типы природных вод для выявления водных ореолов рассеяния рудных месторождений.

В слабо расчлененных предгорных районах основными водоносными горизонтами опробования наболее часто оказываются грунтово-трещинные воды коры выветривания рудовмещающих пород. Водные ореолы рассеяния в них могут образовываться либо за счет взаимодействия с рудными телами или их литохимическими ореолами рассеяния, либо

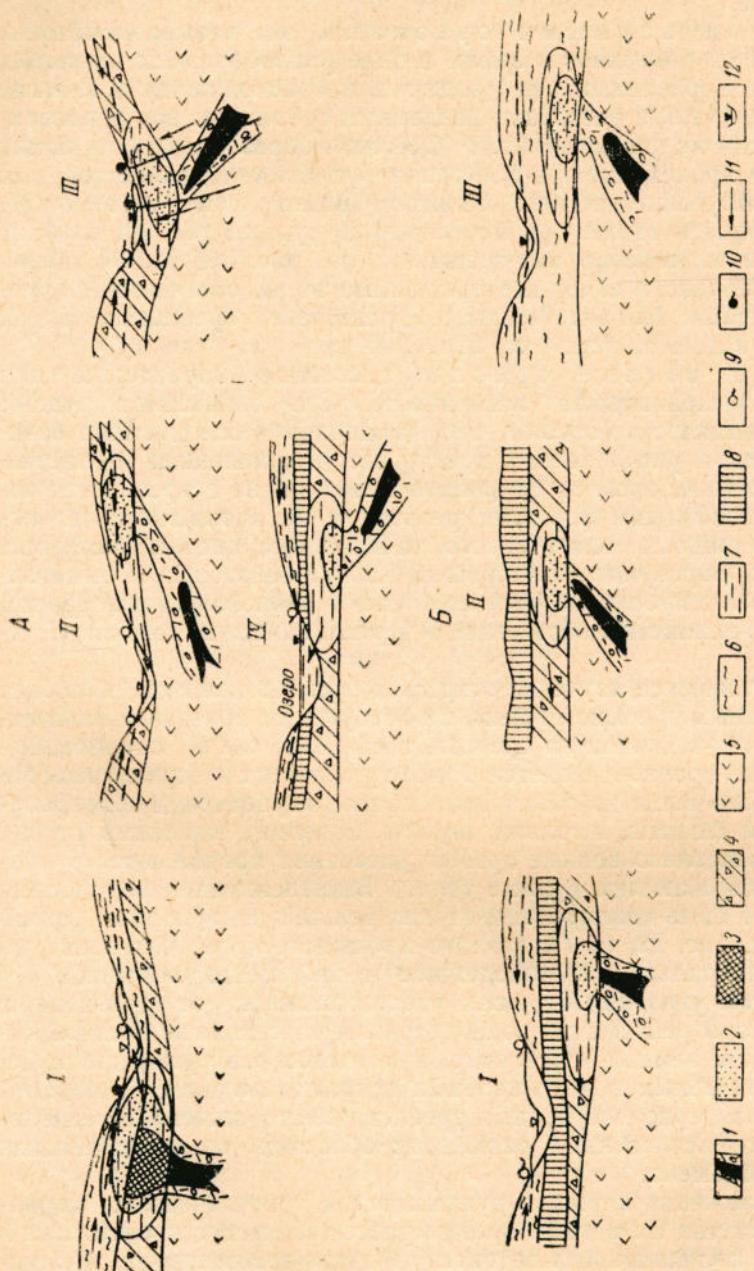


Рис. 22. Типы волновых орелов рассеяния скрытого оруденения

A — открытый водный орел, Б — закрытый водный орел:
 1 — пурпурное тело и его первичный орел рассеяния; 2 — вторичный орел рассеяния; 3 — окапывающие корнистые породы; 4 — кора выветривания (волопрочинаемая порода); 5 — рудовые полупористые породы; 6 — осадочные водоносные породы; 7 — водный орел рассеяния; 8 — водоупорные породы; 9 — источник грунтовых вод с фоновым содержанием гидрохимических поисковых компонентов; 10 — источник грунтовых вод с аномальным содержанием гидрохимических поисковых компонентов; 11 — направление движения вод; 12 — местный базис эрозии

Таблица 29

Гидрохимическая характеристика водных ореолов рассеяния основных типов рудных месторождений

Типы руд по степени окисления	Геоморфологические и гидродинамические условия залегания рудных тел	Условия проявления лите- химических ореолов рудных тел	Характер проявления водных ореолов рудных тел	Наиболее распространенные гидрохимические поисковые ассоциации компонентов для руд		
				меланоконтрастных	полиметаллических	молибденовых
cr1460 Heterogeneous окисление	Выше местного базиса эрозии в зоне активного водообмена в условиях расщепленного рельефа	В зоне окисления, на небольших глубинах; в коре выветривания склад- чатого фундамента и рыхлых покровных обра- зований	Открытые контраст- ные, обычно небольшой (до 0,2 рече 2,5 км) протяженности в поверх- ностных, «аллювиаль- ных» и грунтово-трещин- ных водах	Cu, Zn, Pb, As, Cd, Se, Ge, Ni, Co, Ag, Sb, Fe	Pb, Zn, Cu, Cd, As, Ag, Ni, Co, Se, Ge, Bi, Mo	Mo, W, Pb, Cu, Zn, Be, Mn, Li, F, As
cr1460 окисление	Ниже местного базиса эрозии в зоне замедлен- ного водообмена в усло- виях слабо расщепленно- го рельефа	В зоне окисления, в надрудных и рудовмеща- ющих породах выше ме- стных базисов эрозии	Открытые, реже закры- тые слабоконтрастные средней (до 1 км) протя- женности в «аллювиаль- ных», трещинно - жиль- ных и грунтово - трещин- ных водах	Cu, Zn, Pb, As, Ge, Se	Pb, Zn, Cu, As, Mo, Ag, Ni, Ge, Se	Mo, Pb, Cu, Zn, F, Li, W, As
Бесцветная окислительная жидкость	Значительно ниже сов- ременных и древних ба- зисов эрозии в зоне весь- ма замедленного водооб- мена	В бескислородной и слабовостановительной обстановке ниже местных базисов эрозии	Примущественно за- крытые слабоконтрастные водные ореолы неболь- шой (до 0,5 км) протя- женности в грунтово-трэ- щинно - жильных или межпластовых водах	Cu, Zn, Pb, As, Mo, Ge	Pb, Zn, Cu, As, Mo, Ni, Ge	Mo, F, Li, Pb, W, As

Приимечания: 1. Состав поисковых компонентов в зоне окисления изменяется в зависимости от геохимических ландшафтов.
2. Полужирным шрифтом выделены основные рудообразующие компоненты, расположенные в порядке их поискового значения.

в результате скрытой разгрузки напорных трещинно-жильных вод, пересекающих на глубине рудные тела.

В равнинных районах, перекрытых мощным чехлом четвертичных отложений, основными горизонтами опробования обычно являются (в зависимости от глубины, геолого-структурных и гидрогеологических условий залегания рудных тел) грунтово-трещинные или глубокие напорные межпластовые воды. При большой мощности водоносных рудовмещающих или надрудных отложений водные ореолы рассеяния отчетливо проявляются только в определенной части подземного потока, контактирующей с рудным телом или его литогеохимическими ореолами.

В поверхностных и аллювиальных водах ореольные потоки прослеживаются нередко на большие (до 2–3 км) расстояния. Размеры водных потоков в большинстве случаев превосходят размеры литохимических потоков рассеяния по наиболее хорошо мигрирующим элементам (мышьяк, бор, фтор, молибден и др.).

По интенсивности окисления различают следующие рудные месторождения: 1) интенсивно окисляющиеся; 2) слабо окисляющиеся; 3) весьма слабо окисляющиеся и неокисляющиеся (табл. 29).

В зависимости от активности окисления скрытых рудных тел, их состава, химической активности вмещающих пород и общей геохимической обстановки миграции подземных вод образуются различные по контрастности водные ореолы рассеяния. Глубина залегания рудных тел при этом не является основным показателем их активности окисления, так как на меньших глубинах под водонепроницаемыми глинистыми отложениями нередко залегают менее окисленные рудные месторождения по сравнению с более глубоко залегающими месторождениями аналогичного состава, но перекрытыми песчаными легководопроницаемыми породами.

Наиболее контрастные водные ореолы образуются вокруг наиболее интенсивно окисляющихся рудных залежей, обогащенных дисульфидами железа и меди и залегающих в химически слабоактивных силикатных породах. Образующиеся при этом кислые сульфатные воды ($\text{pH } 1\text{--}4$) агрессивно воздействуют на руды и вмещающие породы, обогащаясь комплексом пордообразующих, рудообразующих и сопутствующих компонентов: сернокислыми солями железа, алюминия, кальция, калия, натрия; меди, цинка, кадмия, фосфора, марганца, мышьяка и т. п. Из этого разнообразного комплекса выпадают лишь некоторые химические компоненты и соединения, неустойчивые в кислой среде.

Для примера в табл. 30 приводятся анализы наиболее кислых ореольных вод медноколчеданных месторождений Южного Урала. Содержание многих рудных компонентов колеблется в водных ореолах интенсивно окисляющихся рудных залежей от сотых долей миллиграммов на литр до нескольких граммов на литр. В сильноокислых ($\text{pH } < 4$) сульфатных водах максимальные концентрации меди и цинка достигают $n \cdot 10^4$, свинца $n \cdot 10^1$, ртути $n \cdot 10^{-2}$, мышьяка $n \cdot 10^2$, кобальта $n \cdot 10^1$, никеля $n \cdot 10^1$, марганца $n \cdot 10^2$, фосфора $n \cdot 10^2$, селена $n \cdot 10^{-1}$, германия $n \cdot 10^{-2}$, кадмия $n \cdot 10^1 \text{ мг/л}$ (табл. 31).

Комплекс элементов-индикаторов интенсивно окисляющихся сульфидных руд является наиболее разнообразным. Коэффициенты контрастности их водных ореолов рассеяния (отношение аномальных величин к фоновым) достигают нескольких десятков и сотен тысяч (табл. 32), что в значительной мере облегчает их обнаружение при соответствующем знании направления движения ореольных вод. В кислых сульфатных водах погребенных медноколчеданных руд величина Eh может достигать 0,7 в, а pH снижаться до 1,5. Под влиянием интенсивного растворяющего воздействия кислых сульфатных вод на участках их стока нередко образуются выщелоченные закарстованные породы с повышен-

Таблица 30

Химический состав ореольных вод наиболее интенсивно окисляющихся сульфидных залежей

Показатели химического состава	Содержание в 1 л воды месторождения												Шанского ртутного (штолня)	
	Гайского медноколчеданного (скв. 16, пятая погребенная залежь)				Бланинского медноколчеданного (шахта, горизонт 253 м)				Гайского медноколчеданного (карьер, горизонт 340 м)					
	M2	M2·ЭКВ	M2·ЭКВ%	M2·ЭКВ%	M2	M2·ЭКВ	M2·ЭКВ%	M2·ЭКВ%	M2	M2·ЭКВ	M2·ЭКВ%	M2		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13		
Катионы:														
H ⁺	9,0	9,16	14,66	812	812,41	20,7	157	157,12	12,00	—	—	—		
K ⁺	200	8,70	13,92	693	30,13	0,7	40,0	1,02	0,07	1092	47,52	65		
Na ⁺	1,0	0,03	0,05	638	16,32	0,5	350,0	15,22	1,26					
Mg ²⁺	64	5,26	8,41	202	16,61	0,5	67,0	5,51	0,41	53	4,33	6,0		
Ca ²⁺	184	9,28	14,85	416	20,76	0,6	180,0	8,98	0,80	139	6,93	9,5		
Fe ²⁺	227	8,11	12,98	44 017	1576,54	39,3	13,135	469,11	36,15	20	0,72	1		
Fe ³⁺	70	3,76	6,02	619	33,24	0,8	1439	77,28	5,92	250	13,40	18,5		
Al ³⁺	154	17,11	27,38	13 106	1457,85	36,4	4855	540,04	41,65	—	—	—		
Cu ²⁺	28	0,88	1,41	1026	32,29	0,8	4,2	12,96	1,00	0,35	—	—		
Zn ²⁺	8	0,32	0,32	943	28,85	0,7	316	9,67	0,74	—	—	—		
Hg ²⁺	Не опр.	—	—	Не опр.	—	—	Не опр.	—	—	0,02	—	—		
Сумма	947	62,3	100,0	60 472	4925,0	100,0	20 951	1296,91	100,0	1554,37	72,90	100,0		
Анионы:														
F ⁻	Не опр.	—	—	Не опр.	—	—	Не опр.	—	—	0,88	—	—		
B ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—		

Продолжение

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Cl-	300	8,46	14,0	—	300	8,46	0,20	1200	33,84	2,60	—	—	—
Br-	2	—	—	—	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₄ ²⁻	2584	53,84	86,0	192	603	4012,55	99,75	60 532	1261,96	97,22	3500	72,90	100,0
H ₂ AsO ₄ ⁻	Не опр.	—	—	—	376	2,65	0,03	188	1,34	0,13	—	—	—
H ₂ AsO ₃ ⁻	•	—	—	—	167	1,34	0,02	84	0,67	0,05	0,333	—	—
С у м м а . . .	2886	62,3	100,0	193	446	4025,0	100,0	62 004	1296,91	100,0	3502,1	72,9	100,0
Общая минерализация	3833	—	—	—	253	918	—	—	82 955	—	5037,2	—	—
pH	2,6	—	—	—	0,5	—	—	—	1,9	—	2,7	—	—
Формула Курлова	$M_{3,8} \frac{SO_4^{4-} Cl_{14}}{Al_2 Fe_{12} Ca_{15} H_{15} K_{14}}$	$t^{\circ}C = 9,5$	$M_{2,339} \frac{SO_4^{4-}}{Fe_{40} Al_{36} H_{21}}$	$t^{\circ}C = 7,5$	$M_{3,3} \frac{SO_4^{4-}}{Al_{42} Fe_{42} H_{12}}$	$t^{\circ}C = 11,2$	$M_{5,1} \frac{SO_4^{4-}}{(Na+K)_{65} Fe_{20}}$	$t^{\circ}C = 6,2$					

Таблица 31

Содержание основных элементов-индикаторов в ореольных водах основных типов рудных месторождений

Геохимические условия залегания рудных тел	Показатели геохимической обстановки миграции вод		Порядок содержаний (по данным количественных химических и спектральных анализов), мкг/л											
	pH	Eh, e	Cu	Zn	Pb	As	Mo	W	Ni	Hg	Ge	Se	F	
Окислительные	1,5—6,5	0,5—0,7	$n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^2$
Восстановительные	6,5	0,2	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^3$
Окислительные	2,5—6,5	0,4—0,6	$n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^4$	$n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^2$
Восстановительные	6,5	0,2	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^3$
Окислительные	4,5—6,5	0,4—0,5	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^3$
Восстановительные	6,5	0,2	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^4$
Окислительные	6,5—7,5	0,4—0,5	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^2$
Восстановительные	7	0,2	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^3$
Окислительные	2—6,5	0,5—0,6	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^2$
Восстановительные	6,5	0,2	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^3$

Таблица 32

Сравнительная характеристика контрастности водных ореолов рассеяния основных типов рудных месторождений, не выходящих на поверхность
(по данным химических анализов)

Геохимические типы и условия локализации месторождений	Генетические типы вод	Локальные фоновые (запасательные) и максимальные-аномальные (числитель) значения основных поисковых компонентов, мкг/д										Контрастность внутренней (околорудной) зоны водных ореолов рассеяния						
		Cu	Zn	Pb	As	Mo	W	Hg	Ni	Cu	Zn	Pb	As	Mo	W	Hg	Ni	
Мелноколчеданные																		
Интенсивно окисляющиеся мелко погребенные и не-глубоко скрытые (Урал, Баймак-Бурбайевский рудный район)	Поверхностные	4500 —10	4000 —100	494 —5	300 —3	Не обн.	Не опр.	450	40	98,4	100	—	—	—	—	—	—	—
"Аллювимальные"	Поверхностные	25000 —10	225000 —100	2280 —5	5000 —3	—5 —2	Не опр.	Не опр.	2500	2250	456	1666	2,5	—	—	—	—	—
Грунтово-трещинные	Поверхностные	412000 —30	316000 —200	22000 —10	200000 —4	Не обн.	Не опр.	15000 —10	13766	1580	2200	50000	—	—	—	—	—	1500
Слабо окисляющиеся скрыто-погребенные и глубоко скрытые (Урал, Медногорский и Учалинский районы)	Поверхностные	15 —7,5	90 —15	25 —2,5	12 —8	—3 —2	Не опр.	Не обн.	2	6	10	1,5	1,5	—	—	—	—	—
"Аллювимальные"	Поверхностные	70 —10	1150 —100	35 —5	120 —3	—30 —2	Не опр.	—15 —1	—17 —7	7	11,5	7	40	15	—	15	2,4	
Грунтово-трещинные	Поверхностные	300 —30	2500 —200	200 —10	200 —4	—70 —3	Не опр.	—30 —2	—100 —12	10	12,5	20	50	23,3	—	15	8,33	
Полиметаллические и колчеданно-полиметаллические																		
Мелко погребенные, слабо окисляющиеся (Рудный Алтай, Ленинград)	Поверхностные	10 —5	25 —10	10 —2	2 —0,5	—2,5 —0,5	Не опр.	Не обн.	—5 —3	2	2,5	5	4	1,25	—	—	1,66	
"Аллювимальные"	Поверхностные	80 —10	100 —40	25 —9	3 —2	—10 —4	Не опр.	Не обн.	—25 —5	8	2,5	2,8	1,5	2,5	—	—	5	

Ногорский рудный район)	Грунтово- трещинные	140 $\frac{140}{15}$	1500 $\frac{1500}{35}$	200 $\frac{200}{8}$	4 $\frac{4}{2}$	7 $\frac{7}{4}$	Не опр. Не обн.	$\frac{20}{7}$	9,3 $\frac{9,3}{43}$	25	2	1,7	—	—	2,8
Весьма слабо окисляющиеся, глубоко скрытые и скрыто-погребен- ные (Рудный Ал- тай, Прииртыш- ская рудоносная зона)	Поверх- ностные	10 $\frac{10}{5}$	50 $\frac{50}{5}$	10 $\frac{10}{5}$	6 $\frac{6}{2}$	10 $\frac{10}{3}$	Не опр. Не обн.	$\frac{5}{2}$	Не обн.	2,0	5,0	2,0	3,0	3,3	—
"Аллю- виальные"	60 $\frac{60}{9}$	92 $\frac{92}{22}$	15 $\frac{15}{5}$	12 $\frac{12}{2}$	20 $\frac{20}{7}$	Не опр. Не обн.	$\frac{10}{5}$	6,7	4,2	3	6,0	2,8	—	—	2,5
Грунто- во-трещин- ные	128 $\frac{128}{9}$	230 $\frac{230}{20}$	50 $\frac{50}{8}$	15 $\frac{15}{2}$	35 $\frac{35}{7}$	Не опр. Не обн.	$\frac{15}{7}$	14,2	11,5	6,2	7,5	5	—	—	2,0
Молибденовые															
Мелко погребен- ные окисляюще- ся (Прибайкалье, Джидинский руд- ный район)	"Аллю- виальные"	35 $\frac{35}{3}$	300 $\frac{300}{3}$	0,5 $\frac{0,5}{1,5}$	1,5 $\frac{1,5}{0,5}$	12 $\frac{12}{1,5}$	3 $\frac{3}{1}$	Не обн. Не опр.	11,6	100	0,3	3	8	3	—
"Аллю- виальные"	60 $\frac{60}{5}$	1000 $\frac{1000}{5}$	40 $\frac{40}{1,5}$	2 $\frac{2}{0,5}$	17 $\frac{17}{2,0}$	48 $\frac{48}{1}$	1,0 $\frac{1,0}{1,0}$	Не обн. Не опр.	12	200	27,3	4	8,5	48	—
Слабо окисляю- щиеся, погребен- ные в зоне много- летнемерзлых рудников (Прибай- калье, Джидинский рудный район)	10 $\frac{10}{2}$	15 $\frac{15}{3}$	20 $\frac{20}{3}$	4 $\frac{4}{2,0}$	7 $\frac{7}{2}$	1,0 $\frac{1,0}{1,0}$	Не обн. Не опр.	5	3	6,6	2,0	3,5	1	—	—
"Аллю- виальные"	20 $\frac{20}{3}$	25 $\frac{25}{4}$	20 $\frac{20}{4}$	6 $\frac{6}{2,0}$	15 $\frac{15}{3}$	1,5 $\frac{1,5}{1,0}$	Не обн. Не опр.	6,6	6,2	5	3	5	1,5	—	—
Вольфрамовые															
Слабо окисляю- щиеся погребен- ные в зоне много- летнемерзлых рудников (Прибай- калье, Джидинский рудный район)	"Аллюви- альные"	10 $\frac{10}{3}$	15 $\frac{15}{5}$	20 $\frac{20}{4}$	3,0 $\frac{3,0}{2}$	1,5 $\frac{1,5}{2}$	2 $\frac{2}{3}$	Не обн. Не опр.	3,3	3	5	1,5	0,75	0,66	—
"Аллю- виальные"	25 $\frac{25}{8}$	80 $\frac{80}{20}$	40 $\frac{40}{15}$	6 $\frac{6}{2}$	3 $\frac{3}{3}$	24 $\frac{24}{5}$	Не обн. Не опр.	4,1	4	2,2	3	1	4,9	—	—

ной водообильностью. Весьма характерным в этом отношении примером может являться участок интенсивно окисляющейся погребенной Пятой залежи Гайского медноколчеданного месторождения.

Окисляющиеся погребенные и скрытые полиметаллические залежи также характеризуются развитием кислых ореольных сульфатных вод с широким комплексом микрокомпонентов, содержащихся в аномальных количествах. По мере раскрытия рудовмещающей гидрогеологической структуры и доступа кислородсодержащих вод интенсивность окисления возрастает. Коэффициенты контрастности водных ореолов рассеяния основных поисковых компонентов слабо окисляющихся полиметаллических залежей не превышают обычно следующих величин: в грунтово-трещинных водах по цинку 45, по свинцу 25, по меди 10, по мышьяку и молибдену 3.

Контрастность водных ореолов рассеяния не выходящих на поверхность рудных тел в большинстве случаев снижается по мере удаления от рудного тела. В поверхностных и «аллювиальных» водах она заметно уступает контрастности ореолов в грунтово-трещинных водах, омывающих рудные залежи или их литохимические ореолы. При интерпретации выявленных гидрохимических аномалий в геологически закрытых районах необходимо учитывать это обстоятельство. В каждом конкретном случае, исходя из общих геологических и гидрогеологических условий, необходимо выделять основной горизонт опробования.

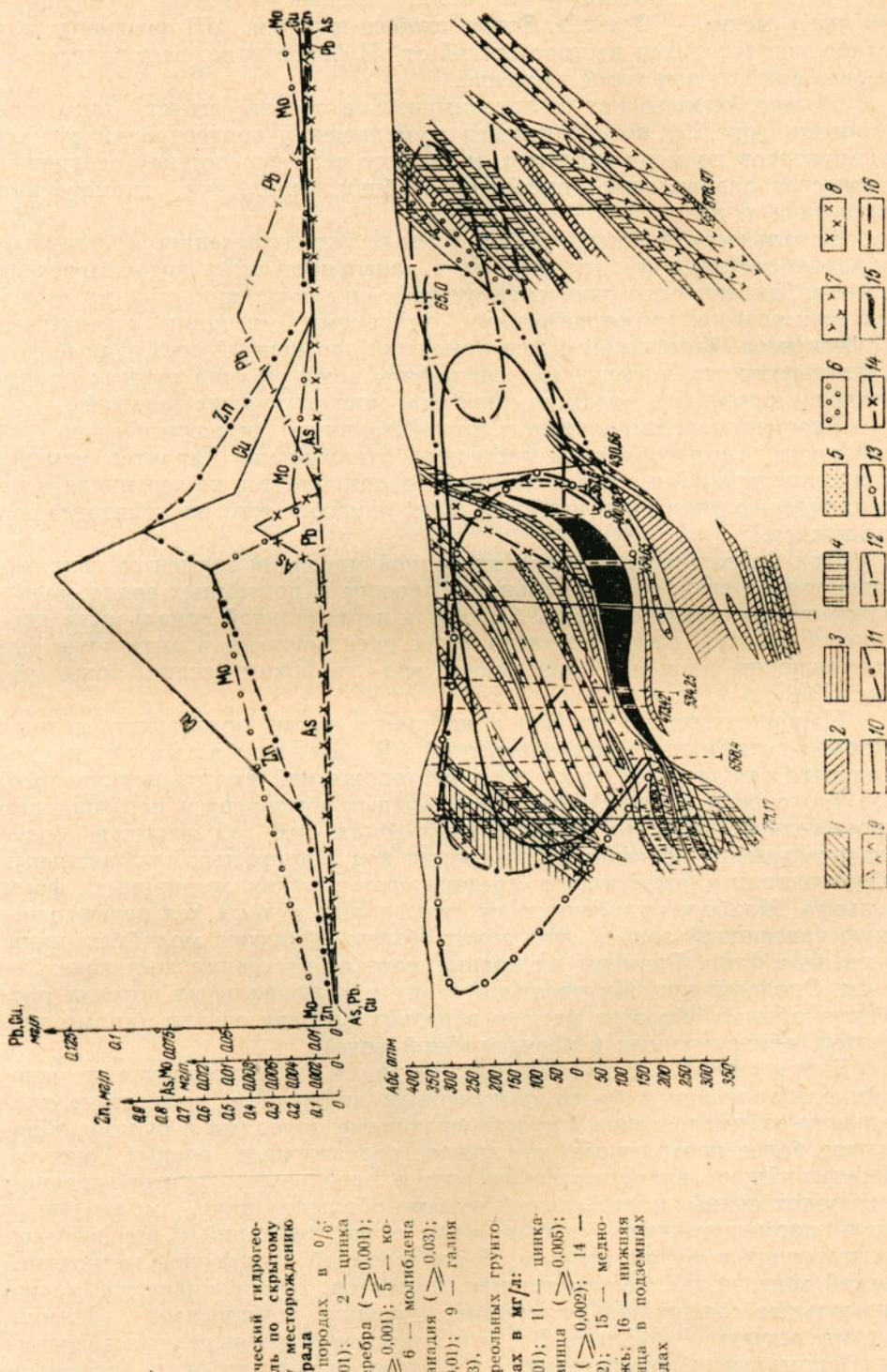
Погребенные и скрытые окисляющиеся ртутные залежи в отличие от медноколчеданных характеризуются относительно слабым развитием кислых ореольных сульфатных вод.

В районах альпийской зоны складчатости ртутные залежи часто совмещаются с очагами разгрузки глубоких углекислых вод (Закарпатье, Кавказ и др.). При увеличении температуры этих вод значительно повышается их агрессивное воздействие на вмещающие породы и ртутную минерализацию. Так, содержание ртути в термальных углекислых рассолах в пределах рудоносных разломов, несмотря на большую глубину залегания рудоносных пород (более 600 м), может достигать 150 мг/л, т. е. в 7—10 раз больше максимальных ее количеств в холодных азотно-кислородных и углекислых ореольных водах.

Размеры водных ореолов рассеяния интенсивно окисляющихся медноколчеданных руд на участках широкого развития механических и солевых ореолов рассеяния при наличии мощной древней зоны окисления могут доходить до 2,5—3 км.

Слабоконтрастные водные ореолы образуются в результате взаимодействия подземных вод со слабо окисляющимися сульфидными или несульфидными (вольфрамовые, литиевые, флюоритовые и др.) залежами. При этом наименее контрастные водные ореолы образуются в результате взаимодействия нейтральных и слабощелочных бескислородных вод с рудными телами. Количество свободного кислорода в ореольных водах этих месторождений по мере увеличения глубины движения вод и мощности перекрывающего рыхлого покрова снижается с 10 до 0,1 мг/л и менее. Величина окислительно-восстановительного потенциала колеблется в пределах (+0,1) — (+0,3) в. Коэффициент контрастности такого типа ореолов по основным рудообразующим компонентам (меди, свинца, цинка, ртути, молибдена, мышьяка и др.) измеряется несколькими единицами. Максимальные обнаруженные нами концентрации меди в водных ореолах слабо окисляющихся сульфидных залежей не превышают 0,3 мг/л, цинка — 2,5 мг/л, свинца — 0,2 мг/л, молибдена — 0,07 мг/л, мышьяка — 0,2 мг/л, ртути — 0,03 мг/л, никеля — 0,1 мг/л.

Максимальные содержания вольфрама, обнаруженные в ореольных водах погребенных и скрытых несульфидных месторождений, составляют 48 мкг/л, цинка — 1000 мкг/л, молибдена — 17,5 мкг/л, фтора —



19 200 мкг/л, бериллия — 36 мкг/л, мышьяк — 6 мкг/л, свинца — 40 мкг/л, меди — 70 мкг/л. Ввиду слабого отличия рН ореольных вод слабо окисляющихся месторождений от рН фоновых вод этот показатель теряет для них поисковое значение.

Водные ореолы, как и литохимические ореолы, имеют зональное строение (рис. 23), выражающееся в уменьшении концентраций рудных компонентов по мере удаления от рудного тела вследствие различных процессов разбавления, гидролиза, сорбции, осаждения, изоморфного захвата и т. п.

Зональность водных ореолов рудных тел определяется главным образом составом руд, размерами и зональностью их литохимических ореолов, активностью окисления рудной минерализации, общими геохимическими и гидрогеологическими условиями миграции химических компонентов. Выходящие на современный эрозионный срез рудные тела характеризуются постепенным снижением концентраций рудных компонентов в ореольных водах по мере удаления от рудных залежей.

Различают вертикальную и горизонтальную гидрохимические зональности* водного ореола рассеяния, отражающие характер изменения концентраций и состава химических компонентов по вертикали и по направлению движения вод в пределах одного и того же горизонта или комплекса.

При благоприятных условиях водной миграции элементов гидрохимическая вертикальная зональность ореолов в подземных водах месторождений оказывается очень близкой к вертикальной зональности первичных ореолов, имея несколько более расплывчатые и вытянутые по направлению движения подземных вод гидрохимические зоны (см. рис. 23).

Наиболее хорошо изучена в настоящее время зональность водных ореолов сульфидных месторождений. В аллювиальных и поверхностных водах этих месторождений протяженность ореолов (потоков рассеяния) некоторых рудных компонентов превышает их протяженность в грунтово-трещинных водах. Это объясняется более значительными скоростями фильтрации вод в промытых аллювиальных образованиях и отсутствием «срезающего» влияния эрозионных форм рельефа. Наиболее удаленную от сульфидных рудных тел периферическую (внешнюю) зону в этих водах обычно образуют молибден, цинк, мышьяк и фтор. Размеры их водных потоков рассеяния достигают 2—3 км. Околорудную (внутреннюю) зону в аллювиальных потоках рассеяния обычно образует медь и в редких случаях свинец (кроме элементов, обнаруженных в периферийной зоне).

В грунтово-трещинных водах, характеризуемых меньшим разбавлением и более замедленным движением вследствие длительного взаимодействия сrudовмещающими породами и рудами, образуются более контрастные, но менее протяженные водные ореолы. Периферийную гидрохимическую зону в ореольных грунтово-трещинных водах сульфидных залежей обычно образуют цинк, молибден и ртуть, промежуточную — свинец, медь, селен, германий и при высоких содержаниях в рудах мышьяк. В околорудной внутренней гидрохимической зоне, кроме перечисленных элементов, обнаруживаются также аномальные содержания слабомигрирующих компонентов (cadмий, сурьма, висмут и кобальт). Все эти компоненты очень редко встречаются в аномальных концентрациях в аллювиальных потоках рассеяния. Поэтому появление их в аномальных концентрациях в сочетании с

* Имеется в виду вертикальная гидрохимическая зональность не от областей питания к областям разгрузки (по падению водоносного пласта), а зональность водного ореола на каком-либо участке в одном водоносном горизонте или комплексе пород на разных глубинах.

основными элементами-индикаторами свидетельствует о непосредственной близости рудного тела.

Зональность водных ореолов рассеяния в грунтово-трещинных водах часто осложняется разгрузкой трещинно-жильных вод по глубоким тектоническим нарушениям, а также влиянием гидротермально измененных пород, широко развитых в пределах рудных полей. В тех случаях, когда глубоко залегающие сульфидные тела содержат очень невысокие концентрации мышьяка, молибдена и других элементов-спутников, их наиболее значительные содержания появляются в грунтово-трещинных и трещинных водах на нижних оклорудных интервалах в виде глубинных гидрохимических аномалий. Так, например, наиболее высокие концентрации мышьяка ($0,2$ — $0,3$ мг/л) были обнаружены в грунтово-трещинных ореольных водах, вскрытых скважинами на нижних оклорудных водоносных интервалах 200—250 м (погребенная четвертая залежь Гайского месторождения, скрытые залежи Комсомольского месторождения, трещинные рудные воды нижних горизонтов шахты одной из полиметаллических залежей Лениногорского рудного района).

На содержание микро- и макрокомпонентов в водах на различных интервалах глубин также влияет расположение водоносных зон трещиноватости. В интервалах притока подземных вод в открытые стволы скважин наблюдается изменение концентрации определенных химических компонентов, что позволяет уточнять расположение тектонических нарушенных обводненных зон с помощью поинтервального гидрохимического опробования скважин и построения гидрохимических диаграмм (рис. 24). Увеличение содержания в водах свободного кислорода и повышение Eh обычно указывают на приток неглубоких вод зоны активиого водообмена. Если эти воды окислили на своем пути рудную минерализацию, в них появляются повышенные концентрации соответствующих металлов. Возрастание концентрации некоторых рудных компонентов с глубиной может вызываться не только скрытым оруденением, но и ростом общей минерализации, температуры воды или содержания агрессивной углекислоты.

Присутствие на определенных интервалах аномальных количеств поисковых компонентов, несмотря на неблагоприятную для них геохимическую обстановку миграции, может являться косвенным показателем наличия на этих глубинах рудной минерализации. Изучение вертикального распределения рудных компонентов в открытых стволах глубоких скважин показало весьма слабое влияние процессов диффузии ввиду относительно высоких скоростей фильтрации подземных вод в пределах тектонически нарушенных рудных полей.

Содержание большинства тяжелых металлов (медь, цинк, свинец, никель, кобальт, серебро, олово и др.) с глубиной в бескислородной и восстановительной зонах снижается. Однако по мере приближения к рудным залежам или при пересечении забоем скважины их глубинных водных ореолов рассеяния количество основных рудообразующих и некоторых сопутствующих компонентов в водах возрастает. Это позволяет судить о характере рассеянной рудной минерализации в породах и целесообразности дальнейшего углубления разведочных скважин. Как показало поинтервальное гидрохимическое опробование наиболее глубоких из них с помощью герметичных глубинных пробоотборников (ПД-ЗМ, ППБ, ГП-60), «кислородная граница» в трещинных ореольных водах на различных участках скрытых и погребенных рудных полей резко колеблется. Максимальной глубины (500 м) кислород-содержащие воды достигают на участках, где отсутствуют рыхлые осадочные отложения в тектонически нарушенных эффузивных породах.

Изменение содержания свободного кислорода в ореольных водах с глубиной происходит неравномерно. На верхних наиболее обводненных

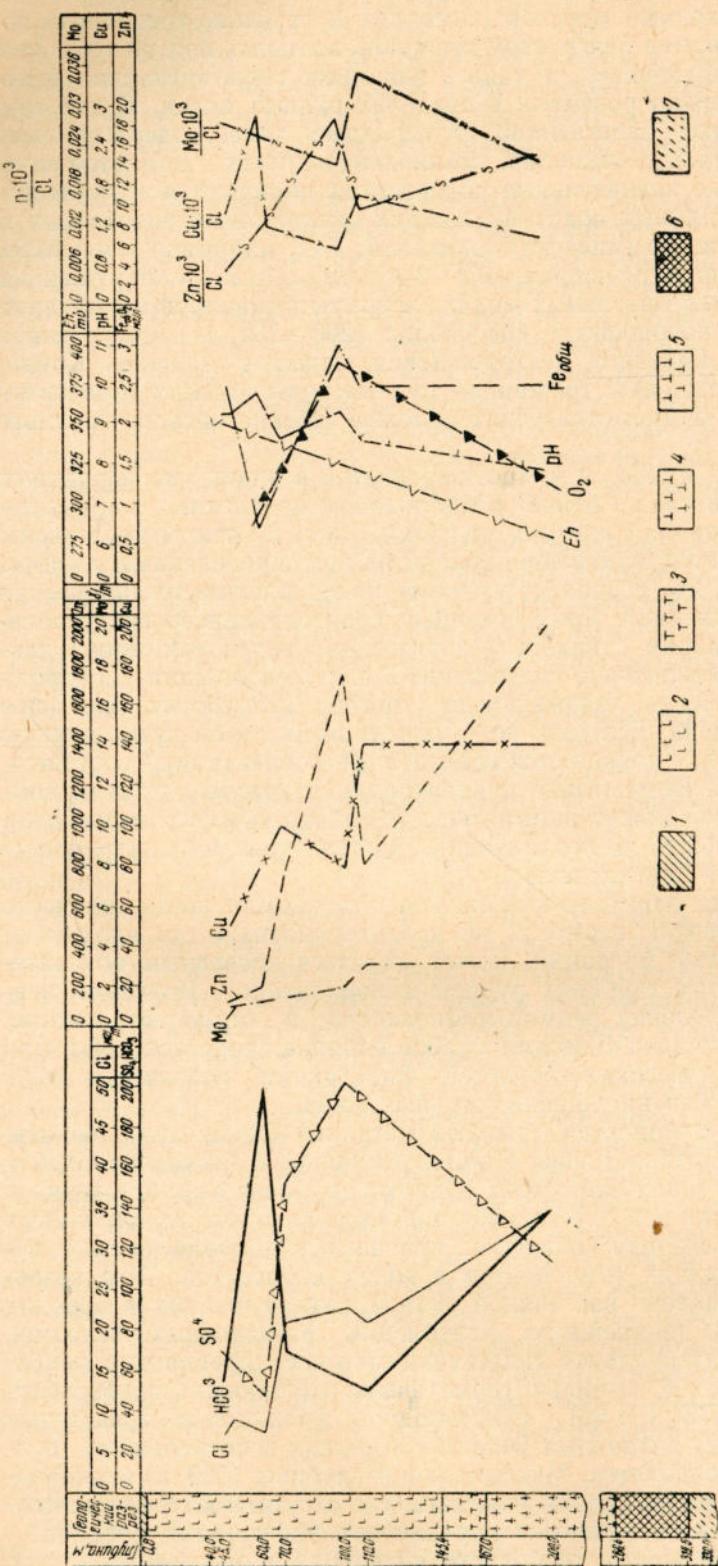


Рис. 24. Результаты поинтального отбора проб воды из скважин до вскрытия рудных залежей
1 — суглиники; 2 — доломиты, спилиты и их кратофоры; 3 — туффины; 4 — туфы альбитогипсов и кальцитовых; 5 — альбитогипсовые; 6 — колчеданные руды; 7 — сернисто-кварцевая порода

участках содержание кислорода достигает 10 мг/л. Обычно эти участки находятся на глубинах 30—60 м, соответствующих максимальной трещиноватости водовмещающих пород. Высокому содержанию свободного кислорода обычно соответствует и аномальное содержание в воде основных тяжелых металлов (медь, цинк). На участках широкого развития мощного покрова рыхлых осадочных отложений, обогащенных органическим веществом, содержание кислорода в грунтовых водах уже на глубинах 7—12 м снижается до 1 мг/л.

Неравномерное распределение агрессивных газовых компонентов в подземных водах (O_2 , CO_2) может вызывать соответствующие изменения в миграционных свойствах рудных компонентов и появление внутри контуров водных ореолов рассеяния отдельных водопунктов с пониженным содержанием отдельных поисковых гидрохимических компонентов. Однако, как показали глубинные гидрохимические исследования, в пределах глубоко скрытых и погребенных под мощным мезо-кайнозойским осадочным чехлом рудных полей даже при полном отсутствии свободного кислорода в водах происходит формирование водных ореолов рассеяния (месторождение Молодежное).

А. А. Бродский (1964) и Г. Б. Свешников (Свешников и др., 1962) указывают на то, что окисление сульфидных месторождений ниже зоны распространения кислородсодержащих грунтовых вод может происходить в результате воздействия на них продуктов окисления сульфидов (сульфаты меди, сернокислое железо и др.) и процессов электрохимического растворения. Отбор проб воды на микробиологический анализ. Н. Н. Ляликовой (1961) из ряда ореольных и рудных скважин в пределах наиболее активно окисляющихся сульфидных залежей показал соответственно и наиболее интенсивное развитие в них железоокисляющих бактерий (*Thiobacillus ferrooxidans*), катализирующих процессы окисления сульфидных минералов в присутствии даже небольших (до 2 мг/л) содержаний свободного кислорода. На участках залегания слабо окисляющихся и неокисляющихся сульфидных руд в бескислородных водах глубоких самоизливающихся скважин были обнаружены десульфурирующие бактерии (*Th. desulfuricans*), указывающие на отсутствие активных процессов окисления сульфидных залежей.

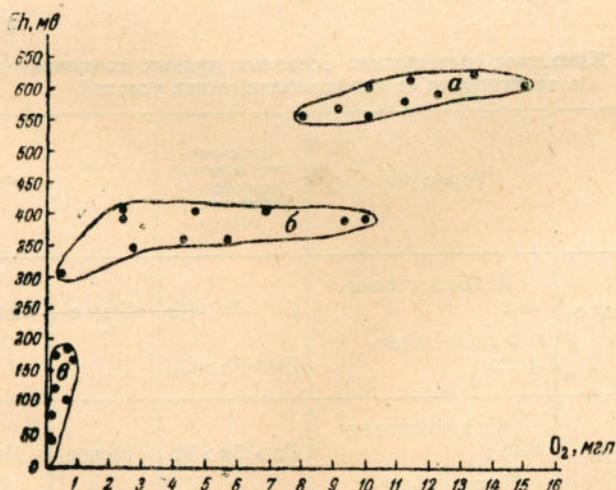


Рис. 25. Соотношение величин Eh и O_2 в ореольных водах погребенных и скрыто-погребенных сульфидных месторождений

а — интенсивно окисляющаяся медноколчеданная залежь (Гайский рудный район); б —неравномерно окисляющаяся полиметаллическая залежь (Лениногорский рудный район); в — слабо окисляющаяся полиметаллическая залежь (Верхне-Убинский рудный район)

Сопоставление отношений рудообразующих компонентов, величин Eh , pH и O_2 (рис. 25) в ореольных водах сульфидных залежей позволяет, с одной стороны, определить активность их окисления, а с другой — примерный состав рудных тел. Так, например, в результате интенсивного окисления погребенных (до 100 м) медноколчеданных залежей образуются контрастные водные ореолы рассеяния со следующим наиболее распространенным соотношением основных металлов в резко кислых (pH 2,5—3) сульфатных водах: $Cu > Zn > Pb$. Содержание свободного кислорода в ореольных водах этих месторождений обычно максимальное (до 15—16 мг/л). Присутствие высоких концентраций двухвалентного железа (более 500 мг/л) наблюдается при величине окислительно-восстановительного потенциала более +0,55 в.

Ореольные воды интенсивно окисляющиеся погребенных полиметаллических залежей характеризуются несколько иным соотношением основных рудообразующих компонентов: $Zn > Pb > Cu$ (табл. 33).

При наличии примерно такого же количества свободного кислорода (до 10 мг/л, см. рис. 25) величина Eh ореольных вод изменяется в пределах (+0,5) — (+0,65) в.

В водных ореолах рассеяния слабо окисляющихся медноколчеданных и полиметаллических месторождений соотношение основных рудообразующих компонентов весьма сходно. Ореольные воды медноколчеданных залежей отличаются более высокой концентрацией меди. В отличие от водных ореолов интенсивно окисляющихся сульфидных месторождений в них почти всегда преобладает цинк (за исключением вод, обогащенных карбонат-ионом). Основные рудообразующие компоненты в большинстве случаев находятся в следующем соотношении: $Zn > Cu > Pb$. Количество свободного кислорода в грунтовых нейтральных и щелочных ореольных водах этих месторождений даже на небольших глубинах (20—60 м) не превышает 5 мг/л, а величина Eh снижается до 0,01—0,2 в.

Неокисляющиеся медноколчеданные и полиметаллические руды омываются бескислородными слабоагрессивными водами в условиях слабовосстановительных процессов ($Eh < O_b$).

Таблица 33

Изменение соотношения основных рудных компонентов в зависимости от гидрохимических условий

Геохимическая обстановка	Рудные тела	Соотношения основных рудообразующих компонентов	O_2 , мг/л	Eh , в	pH
Интенсивное окисление	Медноколчеданные	$Cu > Zn > Pb$	Более 7	Более 0,5	2,5—5,5
	Полиметаллические	$Zn > Pb > Cu$			
Слабоокислительная	Медноколчеданные	$Zn > Cu > Pb$	Менее 3,5	Менее 0,2	6,0—9,0
	Полиметаллические	$Zn > Cu > Pb$			
Бескислородная или слабовосстановительная	Медноколчеданные	$Zn > Cu > Pb$	0,0	Менее 0	7,1—9,0
	Полиметаллические	$Pb > Zn > Cu$			

Роль электрохимического растворения в формировании водных ореолов рассеяния неокисляющихся сульфидных залежей в этих условиях значительно возрастает.

Преобладание цинка в ореольных водах неокисляющихся медноколчеданных залежей объясняется, очевидно, тем, что в системе гальванических пар он выполняет функции анода и поэтому растворяется интенсивнее, чем халькопирит и лиррит.

В ореольных водах неокисляющихся свинцово-цинковых руд в бескислородных условиях нередко содержание свинца преобладает над содержанием меди и цинка ($Pb > Zn > Cu$), а в ореольных водах неокисляющихся медноколчеданных залежей часто не уступает содержанию меди ($Zn > Cu \geqslant Pb$).

Сопоставление отношений основных рудообразующих компонентов в ореольных водах сульфидных руд показывает обычно увеличение в них отношений $Zn : Cu$, $Pb : Cu$, $As : Cu$, $Mo : Cu$ по мере уменьшения интенсивности процессов окисления с глубиной. В ореольных водах погребенных медноколчеданных интенсивно окисляющихся руд эти отношения в большинстве случаев в несколько раз ниже, чем в ореольных водах слабо окисляющихся и неокисляющихся залежей. Аналогичные отношения в ореольных водах интенсивно окисляющихся полиметаллических погребенных месторождений несколько меньше отличаются от этих же отношений в ореольных водах слабо окисляющихся и неокисляющихся полиметаллических залежей. Это объясняется менее активными процессами сернокислотного выветривания в зонах окисления полиметаллических месторождений по сравнению с медноколчеданными, а следовательно, и значительно более низкими аномальными концентрациями меди в ореольных водах.

ЧАСТЬ II.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ВОДНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ ОСНОВНЫХ ТИПОВ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Глава 5.

МЕДНОКОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Главным районом расположения погребенных, скрытых и скрыто-погребенных медноколчеданных месторождений является Урал. Здесь в широкой полосе развития зеленокаменной палеозойской толщи пород обнаружены различные по глубине и геолого-структурным условиям залегания медноколчеданные залежи. Разнообразие ландшафтно-геохимических, геолого-структурных и гидрогеологических условий районов их расположения обусловило образование различных по протяженности, контрастности и составу водных ореолов.

Рассмотрение особенностей влияния этих основных природных факторов на проявление водных ореолов скрытого медноколчеданного оруденения в различных типах подземных и поверхностных вод приводится на примере наиболее изученных медноколчеданных месторождений Южного Урала.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНОВ РАСПОЛОЖЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Все описываемые месторождения расположены на восточном склоне Южного Урала (табл. 34). Первая группа месторождений (Гайское, Джусинское) находится в пределах холмистой степи с континентальным засушливым климатом. Количество атмосферных осадков (~300—350 мм в год) значительно уступает испарению.

Вторая группа месторождений (Молодежное, Озерное, Комсомольское) располагается в более расчлененных районах с грядово-увалистым рельефом. Климатические условия районов приближаются к гумидным, так как величина испарения здесь примерно в 2 раза меньше (150—260 мм в год) величины атмосферных осадков (400—500 мм в год).

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Все описываемые месторождения приурочены к Уральскому антиклиниорию и Магнитогорскому синклиниорию, в пределах которого выделяются Ирендыкский антиклиниорий и Таналык-Баймакская синклинальная зона.

По геолого-структурным условиям залегания медноколчеданные залежи разделяются на погребенные, скрытые и скрыто-погребенные.

Таблица 34

Ландшафтная и гидрологическая характеристика районов расположения меднокореданных месторождений Южного Урала

Ландшафтные условия	Условия залегания и степень окисления рудных тел	Состав рудовмещающих пород	Состав покровных образований	Гидрологические условия залегания рудных тел	Гидродинамические условия рудного поля	Химический состав вод	Генетические типы вод	Примеры месторождений	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Погруженные (до 300 м) атмосферных осадков в год)</i>	<i>Погребенные и их туфы, интенсивно окисляющиеся</i>	<i>Альбитофирсы и их туфы, пороглины, бурье фильтры, туфо-песчаники с железистенными прослоями базов</i>	<i>Запыленованные пороглины, бурье туфо-песчаники мезокайнозойского возраста; дельтовидные суглинки (мощность 30–60 м)</i>	<i>50–100</i>	<i>Рудное тело приурочено к местной области питания грунтовых вод, залегает ниже базиса эрозии</i>	<i>Активный водообмен в коре выветривания вулканических пород</i>	<i>Грунтово-трещинные</i>	<i>Пятая залежь Гайского месторождения</i>	
<i>Слабо растянутый холмисто-увалистый рельеф (амплитуда превышений 25–30 м)</i>	<i>Погребенные и их туфы слабо окисляющиеся</i>	<i>Аллювиальные Аллювиальные линзы</i>	<i>20–500</i>	<i>Рудные линзы залегают в подзакрытой склонной отложении и делювиальных суглинков (мощность 6–20 м)</i>	<i>Замедленный водообмен в корне выветривания слабо промывания каногенных пород и более активный в местном рельефе</i>	<i>Грунтово-трещинные</i>	<i>M_{0,4–0,5} Cl_{22–75} HCO₃³ (K+Na)_{62–81} Mg_{8–18}</i>	<i>Джусинское</i>	

Продолжение табл. 34

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Гумидные (450—500 м) атмосферных осадков в год)	Туфы альбита- тофиров, квар- цевые порфири- кремнистые	Песчано-гли- нистые отло- жения с облом- ками коренных пород (мощ- ность от 3 до 47 м)	30—60	Рудные тела приурочены к водообмену слабо промы- щаемой	Замедленный воздобмен в гли- нистых покровах погребенной антиклинальной складки; также выветривания местного бази- ка эрозии	Грунто- вой-трещи- нинные	$M_{0,3-0,6}$ $\frac{\text{HCO}_3^3 \text{SO}_4^4}{\text{Ca}_{25-52} \text{Na}_{28-53}}$	Моло- дежное	
Среднегорный слаборасчленен- ный грядово-увалистый рельеф (отно- сительные пре- вышения 150—170 м)	Скры- то-по- гребен- ные сло- бы окис- ляющиеся	Кварцевые альбитофирсы, альбазиты, туфы и вулкановые суглинки (мощ- ность до 30 м)	4—30	Рудные тела расположены значительно ниже местного базиса эрозии слабо промываемой антеклиниали	Замедленный воздобмен в ко- ре выветрива- ния вулкано- генных пород	Грунто- вой-трещи- нинные	$M_{0,2-0,5}$ $\frac{\text{HCO}_3^3 \text{SO}_4^4}{\text{Ca}_{21-60} (\text{K} + \text{Na})_{33-56}}$	Озерное	
Скры- тое слав- бо окис- ляющееся	Альбитофирры	Аллювийаль- ные и делови- альные — проло- вичальные, пес- чано — галеч- ные отложения (мощность до 18 м)	10—12	Рудные тела расположены на крыле слабо выветриваемых брехитовых вулканогенных пород и замед- ленный по зо- нам тектони- ческих эрозии	Активный вово- трещинные «Аллюви- альных»	Грунто- вой-трещи- нинные	$M_{0,15-0,5}$ $\frac{\text{HCO}_3^3 \text{SO}_4^4}{(\text{K} + \text{Na})_{30-89} \text{Ca}_{9-61}}$	Комсо- мольское	

В большинстве случаев они залегают ниже местных базисов эрозии, имеют неправильную линзообразную форму и приурочены к эфузивно-осадочной толще пород палеозойского возраста. Наиболее крупные тела сплошных колчеданных руд часто приурочены к контакту или приконтактовой части альбитофириров, диабазов и туфов смешанного состава.

Мощность рыхлых глинистых и песчаниковых образований мезокайнозойского возраста, перекрывающих палеозойскую рудовмещающую толщу пород, достигает 50—65 м. Средняя мощность коры выветривания изменяется от 4 до 120 м..

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЙОНОВ РАСПОЛОЖЕНИЯ МЕДНОКОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ОБЩИЕ УСЛОВИЯ ИХ ОБВОДНЕНИЯ

В районах расположения месторождений подземные воды встречаются почти во всех литологических комплексах пород: от пористых мезокайнозойских осадочных образований до трещиноватых палеозойских изверженных пород. Наиболее распространенными по площади в верхней выветрелой зоне коренных пород являются безнапорные грунтово-трещинные воды. Выдержаные водоупоры у них, как правило, отсутствуют. Глубина залегания не превышает 60—100 м.

Грунтово-поровые воды аллювиальных отложений приурочены к поймам и надпойменным террасам. При неглубоком залегании погребенных рудных тел в долинах рек ниже местных базисов эрозии они обводняют рудные тела. Глубина залегания уровня «аллювиальных вод» не превышает обычно 0,9—1,5 м. Коэффициент фильтрации достигает $n \cdot 10 \text{ м/сутки}$.

В горноскладчатых районах на участках тектонически нарушенных пород происходит разгрузка трещинно-жильных вод, отчетливо выделяющихся по гидродинамическим свойствам и химическому составу. Водообильность подземных вод изменяется в пределах рудных полей в зависимости от изменения водопроницаемых свойств пород и условий их обводнения.

Наиболее обводненными являются месторождения, залегающие в депрессиях рельефа с мощным покровом рыхлых водопроницаемых осадочных образований, а также так называемые месторождения долинного типа, обводняющиеся не только грунтово-трещинными, но также и «аллювиальными» водами. Из-за отсутствия регионально выдержаных водоупоров трещинные воды различных палеозойских комплексов пород гидравлически связаны.

Главными источниками питания подземных вод являются атмосферные осадки. Региональными областями питания грунтовых вод описываемых рудных районов, являются западное крыло Восточно-Уральского синклиниория, южные отроги Уральского хребта (хребет Урал-Тау), Губерлинские горы и хребет Ирендык. Основной областью разгрузки грунтовых вод служит р. Урал.

Большое влияние на формирование подземных вод рудных районов и характер их разрушительного воздействия на рудные тела оказывали тектонические движения, сопровождавшиеся различными явлениями магматизма, осадконакопления и изменениями палеорельефа. Формирование тектонических структур, к которым приурочены медно-колчеданные месторождения Урала, генетически связано в основном с герцинским орогенезом. В конце палеозоя в период существования континентального режима они подвергались длительной эрозии. К этому времени относилось также начало формирования зоны окисления медно-колчеданных месторождений. В результате состав подземных вод метаморфизовался и образовались воды сложного смешанного состава.

В триасе в условиях сухого континентального климата продолжалось окисление месторождений и выравнивание горной страны с дифференцированными поднятиями и опусканиями, сопровождавшееся обособлением областей питания, стока и разгрузки подземных вод (область питания Урал-Тау, Таналык-Баймакский артезианский бассейн и др.).

В юрский период на пониженных участках благодаря условиям влажного субтропического климата образовались пресноводные озера. Подземные воды в это время имели преимущественно слабую минерализацию и агрессивно разрушали рудные скопления в подстилающих палеозойских породах, что привело к образованию вторичных сульфидных руд в верхних частях неглубоко залегающих рудных тел. Трансгрессии третичных морей возобновили процессы смешения морских вод с пресными континентальными водами, вызвав изменение химического состава вод в сторону увеличения их минерализации. К концу палеоцена морской режим опять сменился континентальным, в результате чего вновь усилились процессы катионного обмена вод и выщелачивания руд. Уровень подземных вод понизился.

После регрессии третичного моря обнажившиеся на отдельных участках юрские породы вновь подвергались промыванию инфильтрационными водами, выщелачивающими из пород морской солевой комплекс. И только в областях погружения юрских водоносных горизонтов сохранились по настоящее время минерализованные хлоридные и сульфатные воды. Так же как и в морских хлоридно-натриевых водах, содержание хлоридов в них больше содержания натрия. Общая минерализация изменяется от 1 до 12 г/л. На отдельных наиболее плохо промываемых участках сохранились воды хлоркальциевого типа с соотношением $\text{Cl}^- > \text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$.

В настоящее время в результате интенсивных постприоценовых процессов выветривания на многих медноколчеданных месторождениях (Джусинское и др.) засоленные глинистые образования древней коры выветривания размыты и палеозойские рудовмещающие породы перекрываются четвертичными отложениями различной мощности. На участках рудных полей, где сохранились неогеновые засоленные отложения (Гайское, Джусинское), атмосферные инфильтрационные воды обогащаются комплексом легкорастворимых солей. На формирование подземных вод рудных районов Урала большое влияние оказывают также процессы испарения, благодаря которым создаются условия для вторичного соленакопления.

Наиболее сложным является вопрос о генезисе хлора в водах изверженных палеозойских пород на участке, где отсутствует мезо-кайнозойский засоленный рыхлый покров (район Комсомольского месторождения). На наш взгляд, их появление, очевидно, связано с разгрузкой глубоких трещинных вод, выщелачивающих мезо-кайнозойские отложения, слагающие удаленные области питания. Это предположение косвенно подтверждается величинами соотношений в водах натрия, хлора, йода и брома, приближающимися к этим же отношениям в хорошо изученных хлоридных водах осадочных отложений Гайского района.

Преобладание сульфат-иона в подземных водах рудных районов часто связано с процессами окисления рассеянной сульфидной минерализации. Соотношение сульфатов и хлоридов в водах в этих случаях не зависит от общей минерализации вод. Состав же катионов определяется преимущественно составом вмещающих пород. Так, например, воды диабазов обычно характеризуются преобладанием кальция, а воды альбитофировой толщи пород — преобладанием натрия (в областях стока и разгрузки).

Дебиты подземных вод эфузивных пород в рудных районах изме-

няются от 0,001 до 4 л/сек. Движение вод в выветрелой трещиноватой зоне эфузивных и эфузивно-осадочных пород направлено в сторону дренирующих отрицательных форм рельефа.

Условия обводнения всех месторождений (в том числе и медноколчеданных) определяются водопроницаемыми свойствами рудовмещающих и надрудных образований, геоморфологическими и геолого-структурными условиями залегания рудных тел. По характеру обводнения не выходящие на эрозионный срез месторождения можно разделить на несколько типов (табл. 35):

первый — обводняющиеся преимущественно «аллювиальными» водами (долинный тип);

второй — обводняющиеся главным образом «элювиально-делювиальными» и грунтово-трещинными водами (водораздельный тип);

третий — обводняющиеся преимущественно «делювиальными» и грунтово-трещинными водами (склоновый тип);

четвертый — обводняющиеся преимущественно трещинно-жильными водами (трещинный тип);

пятый — обводняющиеся различными типами вод (смешанный тип).

Таблица 35

Типизация скрытого оруденения по гидрогеологическим условиям залегания в изверженных породах

Типы месторождений по природным условиям обводнения	Условия залегания рудных тел	
	геоморфологические	геолого-структурные
Первый (долинный) — обводняющиеся преимущественно водами аллювиальных отложений	В долинах; ниже местного базиса эрозии	Погребенное под аллювиальными отложениями
Второй (водораздельный) — обводняющиеся главным образом водами элювиальных пород и грунтово-трещинными водами	На водоразделах в областях питания подземных вод	Погребенное под элювиальными отложениями
Третий (склоновый) — обводняющиеся преимущественно водами делювиальных пород и грунтово-трещинными водами	На склонах водоразделов в областях стока подземных вод; выше или ниже местных базисов эрозии	Погребенное под делювиальными образованиями
Четвертый (трещинный) — обводняющиеся преимущественно трещинно-жильными водами	Значительно ниже местных базисов эрозии в любой геоморфологической области	Глубоко скрытое в толще изверженных пород
Пятый (смешанный) — обводняющиеся одновременно различными типами вод	Рудные тела погружаются под аллювиальные отложения; ниже местного базиса эрозии	Погребенное под толщей аллювиальных и делювиальных отложений

Гайское месторождение приурочено к небольшой возвышенности, являющейся местной областью питания грунтовых вод. Подземные воды наблюдаются здесь во всех литологических комплексах пород: от рыхлых четвертичных до скальных вулканогенных. По условиям движения они разделяются на пластово-поровые, пластово-трещинные и трещинно-жильные.

Пластово-поровые и пластово-трещинные воды заключены в порах и трещинах песчаниковых и глинистых отложений мезо-кайнозойского возраста. Из-за отсутствия выдержанного водоупора они гидравлически

связаны с водами вулканогенных палеозойских пород. По разрывным нарушениям происходят движение и скрытая разгрузка трещинно-жильных вод. В пределах рудного поля не наблюдается естественных выходов подземных вод на поверхность. Питание их происходит в основном за счет местной инфильтрации атмосферных осадков и частично в результате регионального подземного стока из удаленных горных районов Урал-Тау. Повышенная засоленность почв в верхней части мезо-кайнозойских пород вследствие интенсивного внутрипочвенного испарения обусловила широкое развитие в районе месторождения соленых хлоридно-сульфатных вод.

Залегающие наиболее близко к поверхности рудные тела обводняются преимущественно грунтово-трещинными водами палеозойских пород, представляя типичный пример водораздельного типа обводнения. Основной областью питания грунтово-трещинных вод первой, второй и третьей залежей является невысокая Калининская гряда, окаймляющая с северо-востока Гайское рудное поле. Погребенное пятое рудное тело находится на участке южнее возвышенности, от которой грунтовые воды движутся на юго-восток к озеру.

Небольшие дебиты скважин свидетельствуют о сравнительно слабой обводненности рудного поля, что можно объяснить слабой водоизносимостью перекрывающих глинистых и плотно сцепленных ожелезненных песчаниковых пород третичного и юрского возраста.

В разрезе четвертичных образований элювиально-делювиального типа преобладают слабоводоносные суглинки. Максимальная их мощность (30—40 м) установлена в западной части рудного поля. К песчаным маломощным линзам приурочена верховодка. Такое же спорадическое распространение имеют и воды плиоценовых песчаников. Основным водоносным комплексом по распространенности в пределах рудного поля является палеозойский. По характеру изменений статических уровней и химического состава режим грунтово-трещинных палеозойских вод может считаться сравнительно устойчивым. Среднегодовая амплитуда колебания уровня не превышает 1,5 м, что благоприятствует образованию стабильных гидрохимических аномалий, отчетливо выделяющихся на фоне окружающих вод.

Мощность наиболее водопроницаемой выветрелой части палеозойских пород (кора выветривания) составляет 80—120 м. С глубиной трещиноватость затухает. Неравномерность распределения разрывных водоносных трещин обуславливает и неравномерную обводненность рудовмещающих пород. Пористость пород также влияет на водоносность. Так, наиболее обводненными в пределах рудного поля являются кварциты и кварцевые альбитофирсы. Напор подземных вод сильно изменяется в пределах рудного поля, несколько увеличиваясь в южной пониженной части. В этом же направлении возрастает мощность песчано-глинистых мезо-кайнозойских осадочных образований.

Наиболее глубоко скрытая четвертая залежь месторождения обводняется преимущественно трещинно-жильными водами, приуроченными к крупному тектоническому нарушению в западной части рудного поля. Опробование двух глубоких скважин на участке этой залежи показало заметное увеличение коэффициента фильтрации в интервале глубин 500—800 м.

Джусинское месторождение. Рудные залежи месторождения обводняются преимущественно трещинно-жильными водами, приуроченными к долине реки ниже уреза воды. Поэтому главную роль в обводнении этого месторождения играют воды аллювиальных отложений. Расход их резко увеличивается в период паводка, что снижает контрастность водных ореолов рассеяния рудных тел.

К толще рыхлых кайнозойских отложений, представленных аллювиальными, делювиальными и третичными отложениями, приурочены грунтово-поровые воды. Мощность аллювиального водоносного горизон-

та изменяется от 3 до 15 м, а глубина залегания от 0,5 до 4,7 м. Удельные дебиты составляют 0,2—0,7 л/сек. В паводок «аллювиальные» воды пытаются поверхностными водами, а в межень — грунтово-трещинными.

Воды четвертичных (делювиально-элювиальных) и третичных отложений не имеют сплошного распространения и образуют у подножия окружающих сопок небольшие линзы типа верховодки. Глубина залегания их уровня изменяется от 0,4 до 4 м. Питание вод происходит преимущественно за счет инфильтрации атмосферных осадков, а в период паводка — за счет речных вод. Водообильность их незначительна и не превышает десятых долей литра в секунду.

Наиболее распространенным по площади на месторождении является водоносный грунтово-трещинный горизонт в коре выветривания палеозойских пород. Мощность его определяется нижней границей коры выветривания и варьирует от 4 до 120,3 м. Глубина уровня воды изменяется от 3,25 м (вблизи уреза реки) до 38 м (на водоразделе). Как правило, горизонт не обладает напором и имеет гидравлическую связь с водами четвертичных отложений. Обводненность палеозойских пород неравномерна. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,01 до 0,3 л/сек. Максимальная обводненность отмечается в верхней наиболее выветрелой части палеозойских пород.

В центральной части месторождения выявлена тектоническая зона с повышенной водообильностью пород, вытянутая в меридиональном направлении. Удельные дебиты скважин в этой зоне разлома увеличиваются до 2,5 л/сек, а коэффициент фильтрации составляет 0,8—3 м/сек. Наиболее интенсивный приток в скважины установлен на глубине 22—58 м. Породы, слагающие эту часть рудного поля, представлены пористыми альбитофирами и порфиритами. Режим подземных вод рудного поля сравнительно устойчив. Уровень грунтово-трещинных вод колеблется слабо (от 0,3 до 2 м), что, вероятно, объясняется малым количеством атмосферных осадков. Все это благоприятно отражается на режиме ореольных вод и устойчивости гидрохимических аномалий.

Комсомольское месторождение. Глубоко скрытые рудные тела месторождения располагаются на левом склоне глубоко врезанной долины значительно ниже местного базиса эрозии и обводняются грунтово-трещинными и трещинно-жильными водами. Пластово-поровые воды четвертичных (аллювиальные, делювиальные, элювиальные) отложений не играют существенной роли в его разрушении. Мощность аллювиального водоносного горизонта не превышает 20 м. Воды делювиально-пролювиальных отложений (верховодка) дренируются крутыми склонами долины.

Дебиты родников в пределах рудного поля колеблются от 0,01 до 0,6 л/сек. В засушливое время года они почти полностью пересыхают, не являясь поэтому надежным горизонтом опробования.

Воды коры выветривания вулканогенных пород залегают на глубинах от 1 до 10 м. На склонах и водоразделе уровень вод опускается до 17 м ниже поверхности земли. Напор грунтово-трещинных вод на наиболее низких пойменных террасах увеличивается до +2 м, что обусловливает появление самоизливающихся скважин. Дебиты источников грунтово-трещинных вод, вскрываемых крутыми склонами долины и оврагов, изменяются от 0,22 до 1,7 л/сек.

Значительная расчлененность рельефа благоприятствует активному водообмену в верхней (60—70 м) части коры выветривания рудовмещающих пород. Коэффициент фильтрации изменяется от 0,009 до 1,48 м/сутки. По мере затухания трещиноватости пород с глубиной и снижения активности водообмена он уменьшается до 0,0004 м/сутки. Основная область питания грунтово-трещинных вод приурочена к возвышенности, окаймляющей с востока рудное поле.

Разрывные тектонические нарушения пересекают рудовмещающую

и надрудную толщу пород. Напорные трещинно-жильные воды с повышенной минерализацией имеют как открытые, так и скрытые очаги разгрузки. В последнем случае они подпитываются на отдельных тектонических участках грунтово-трещинные и «аллювиальные» воды, образуя не только гидрохимические, но также и гидродинамические аномалии.

Молодежное месторождение приурочено к слабо промываемой гидрогеологической структуре. Рудные залежи скрыто-погребенного типа обводняются преимущественно грунтово-трещинными и трещинно-жильными водами, залегая ниже местного базиса эрозии. Воды перекрывающих делювиальных отложений изолированы от грунтово-трещинного водоносного горизонта толщей водоупорных глин. Глубина залегания пластово-поровых вод в четвертичных образованиях изменяется от 0,8 до 4,81 м. Водообильность их слабая: удельные дебиты неглубоких скважин и колодцев не превышают 0,04 л/сек, а коэффициент фильтрации изменяется от 0,003 до 0,5 м/сутки.

Грунтово-трещинный водоносный горизонт имеет максимальную мощность в северо-западной и центральной частях месторождения (до 120 м). Местами он приобретает напор до 42,3 м. Уровень грунтово-трещинных вод в пределах месторождения колеблется от 5,3 до 15,1 м. Водообильность его весьма значительная. Удельные дебиты скважин составляют 0,03—0,21 л/сек. Направление движения подземных вод — на запад к оз. Чебачьему.

Областями питания грунтовых вод являются окаймляющие месторождение с востока и северо-востока небольшие возвышенности, где вулканогенные породы обнажаются на дневную поверхность. На западном крыле рудоносной складки в известняках распространен пластово-трещинный водоносный горизонт. Удельные дебиты скважин, вскрывающих этот горизонт на участках максимальной трещиноватости известняков, достигают 2,6 л/сек. Из-за отсутствия водоупора этот водоносный горизонт гидравлически связан с грунтово-трещинными водами эфузивных пород. Так же как и в пределах рудных полей других медноколчеданных месторождений, рудоносная площадь Молодежного месторождения пересекается в различных направлениях тектоническими зонами дробления и смятия пород.

По данным каротажа, притоки воды в скважины в центральной части рудного поля резко увеличиваются в интервале 200—300 м, что свидетельствует о наличии мощной тектонической зоны дробления на этих глубинах. Напоры вышележащего водоносного горизонта грунтово-трещинных вод на этом участке значительно возрастают вследствие скрытой разгрузки трещинно-жильных вод.

Озерное месторождение. Гидрогеологические условия залегания этого месторождения весьма сходны с условиями залегания Молодежного месторождения. Рудные тела не вскрываются ни современным, ни древним эрозионными срезами и залегают ниже уровня местного базиса эрозии. В перекрывающих кору выветривания рудовмещающих пород песчано-глинистых делювиальных образованиях заключены пластово-поровые воды (верховодка). Глубина их залегания изменяется от 0,5 до 10 м. Удельные дебиты скважин и колодцев 0,01—0,03 л/сек.

Более широко развитый по площади горизонт грунтово-трещинных вод приурочен к коре выветривания вулканогенных пород и непосредственно омывает рудные тела. Уровень его в пределах рудного поля колеблется от 2,2 до 26 м. Значительные удельные дебиты (0,008—2,8 л/сек) и коэффициенты фильтрации (0,001—4,4 м/сутки) свидетельствуют о сравнительно хорошей водообильности горизонта. Направление местного подземного и поверхностного стока юго-западное.

В юго-западной и северо-восточной частях рудного поля, сложен-

ных известняками, распространены пластово-трещинные воды с повышенными скоростями фильтрации (до 26 м/сутки) и удельными дебитами (14,1 л/сек). К зонам разрывных тектонических нарушений, дробления и смятия пород приурочены трещинно-жильные воды, вскрытые глубокими буровыми скважинами преимущественно в интервалах 240--400 м. Удельные дебиты скважин, пересекающих водоносные тектонические трещины, увеличиваются примерно в 10 раз. Над участками скрытой разгрузки трещинно-жильных вод в вышележащий горизонт грунтово-трещинных вод напоры трещинно-грунтовых вод возрастают до 65 м. Поэтому гидрохимические аномалии, связанные с подтоком глубоких трещинно-жильных вод в вышележащие водоносные горизонты, хорошо фиксируются не только по гидрохимическим, но также и по гидродинамическим показателям. Питание трещинно-жильных вод связано обычно с удаленными областями питания..

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ВОДНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В зависимости от влияния описанных геологических, геохимических и гидрогеологических факторов в зоне гипергенеза медноколчеданных месторождений происходит образование водных ореолов рассеяния различной контрастности, зональности и протяженности.

Гайское месторождение. Формирование водных ореолов рассеяния медноколчеданных залежей Гайского месторождения происходит под влиянием в различной степени окисляющихся рудных тел и окружающих их литохимических ореолов. Интенсивные гипергенные процессы, наиболее активно протекавшие в мезо-кайнозойское время, привели к образованию довольно мощной «железной шляпы» над не-глубоко залегающими залежами (первая, вторая и пятая). Наиболее глубокой денудации подвергалась осевая зона брахиантиклинальной рудоносной складки. Обнажающиеся в ядре складки рудовмещающие альбитофиры обелены, каолинизированы, лимонитизированы и ярозитизированы. Под экранирующей толщей диабазов и осадочных мезо-кайнозойских пород рудовмещающие кислые эфузивы имеют первичный неизмененный вид, что соответственно отражается на химизме обводняющих их подземных вод. Нижняя граница зоны окисления, установленная геологами по минералого-геохимическим данным, не совпадает на многих участках с ее границей по гидрохимическим показателям. На участках глубоких разрывных нарушений, зон дробления и рассланцевания пород подземные воды, содержащие кислород, проникают на значительную глубину (до 800 м).

Образование мощной зоны окисления над погребенными залежами (пятая, третья и первая) обусловлено особенностями климата и палеогидрогеологии района. Наличие четкого вытянутого в субширотном направлении механического и солевого ореолов рассеяния от пятой залежи до озера свидетельствует о существовании здесь довольно глубокой палеолощины, по которой стекали поверхностные воды и сносился обломочный рудный материал. Местный базис эрозии в то время, очевидно, располагался на более низких отметках в районе озера. Позднее неровности рельефа были несколько снивелированы эрозионными процессами, и в настоящее время небольшая депрессия в юго-восточной части месторождения, к которой приурочено небольшое озеро, дренирующее грунтовые воды, имеет абсолютную отметку 346 м (на 80—100 м выше абсолютной отметки кровли рудных залежей и только на 10—15 м ниже кровли коры выветривания коренных пород). Несмотря на залегание рудных тел ниже современного уровня грунтовых вод, процессы их окисления протекают весьма активно, о чем свидетельствует нали-

чие резко кислых агрессивных вод в рудных скважинах пятой залежи. Такой же контрастный водный ореол рассеяния кислых сульфатных вод наблюдается и в центральной части рудного поля, частично вскрытой карьером. Форма и протяженность этих ореолов определяются главным образом направлением движения подземных вод, простирающим и размерами механических и солевых ореолов рассеяния окисляющихся рудных тел.

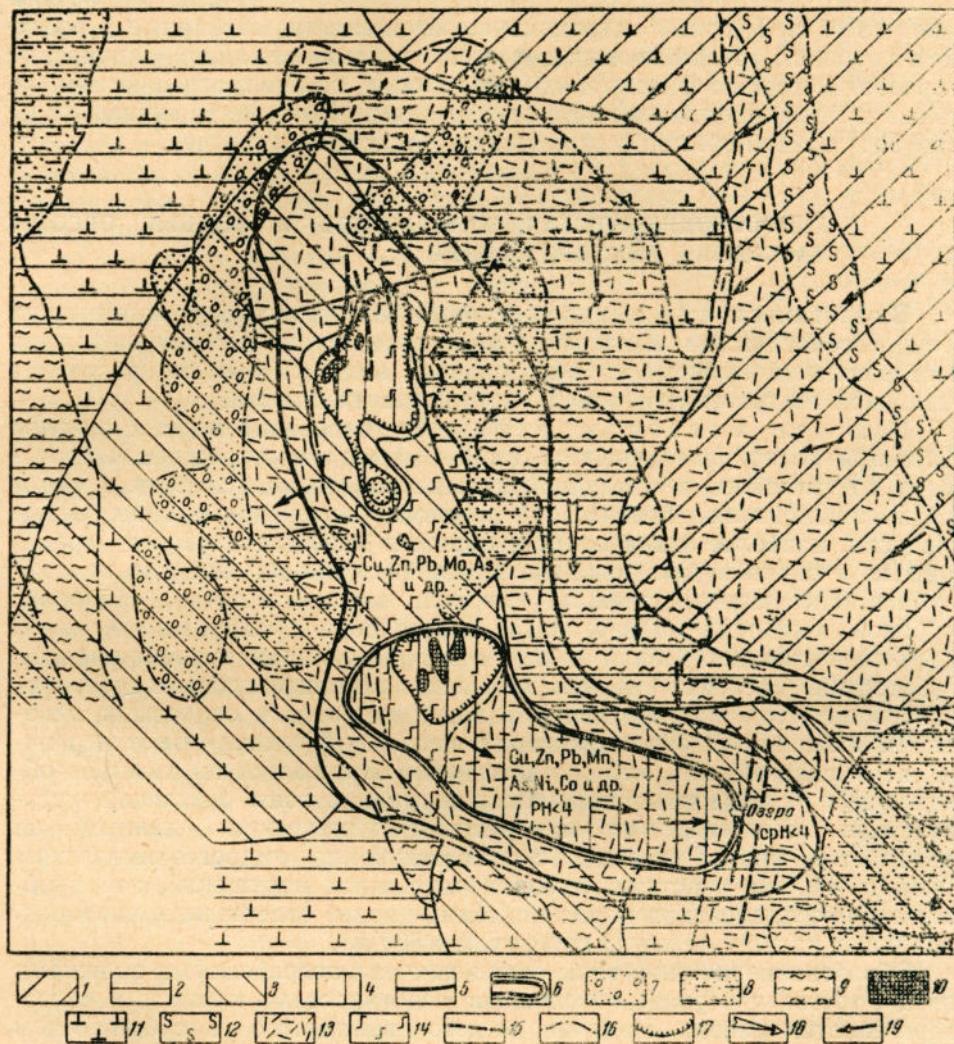


Рис. 26. Схематическая гидрогохимическая карта водных ореолов рассеяния Гайского месторождения

Области распространения вод: 1 — гидрокарбонатно-хлоридных и хлоридно-гидрокарбонатных с минерализацией до 0,2 г/л и pH от 6,9 до 7,1; 2 — хлоридно-сульфатных с минерализацией от 2 до 3,4 г/л и pH от 6,7 до 8,4; 3 — сульфатно-хлоридных с минерализацией от 0,7 до 5,8 г/л и pH от 7,1 до 8; 4 — сульфатных (кислых) с минерализацией от 2,4 до 250 г/л и pH от 2,6 до 5,9; водные ореолы рассеяния: 5 — слабо окисляющихся рудных тел в слабокислых и щелочных грунтово-трещинных и трещинно-жильных водах; 6 — интенсивно окисляющихся рудных тел в сильнокислых грунтовых водах; 7 — четвертичные суглинки, пески и бурые глины мощностью более 30 м; 8 — третичные глины с линзами песков и песчаников на железистом цементе; 9 — юрские углистые глины, алевриты, пески, песчаники и конгломераты железистые; 10 — юрские бурые железняки («железная шляпа»); 11 — девонские туфы смешанного состава (туфы альбитофиров, порфиритов), туфопесчаники, кремнистые сланцы, туфлиты и конгломераты; 12 — девонские ямы и яшмо-кварциты (Бугулыгырский горизонт); 13 — силурийские диабазы, диабазовые и плагиоклазовые порфириты и их туфы с линзами яшм; 14 — силурийские туфобрекции альбитофиров и кварцевые альбитофирты; 15 — линии тектонических нарушений; 16 — граница распространения мезо-кайнозойских и палеозойских отложений; 17 — примерный контур проекции рудных залежей на дневную поверхность; 18 — направление регионального подземного стока; 19 — направление движения грунтовых вод.

Более глубокая почти неокисляющаяся четвертая залежь оконтурена слабоконтрастным водным ореолом рассеяния металлов. На форму и размеры его значительное влияние оказывает первичный ореол. Наиболее минерализованные (до 11 г/л) кислые сульфатные воды ($\text{pH } 2,4-3$) образуются в результате окисления перечисленных неглубоко залегающих сульфидных залежей и вскрываются скважинами и горными выработками в центральной и южной частях месторождения (рис. 26). Хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные менее минерализованные (до 4 г/л) нейтральные или слабощелочные воды распространены в трещиноватых эфузивных породах с рассеянной сульфидной вкрапленностью. По мере приближения к местным областям питания палеозойского водоносного комплекса минерализация грунтово-трещинных вод снижается до 0,6 г/л и они приобретают гидрокарбонатно-натриево-кальциевый или гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-кальциевый состав. Гидрохимическая зональность рудного поля осложняется разгрузкой трещинных хлоридно-сульфатных вод по крутопадающим разломам. Один из таких разломов прослежен М. Б. Бородавской в западной части главного рудного тела (залежи третья и четвертая).

Заметное увеличение дебита (примерно в 20 раз) пробуренных на этом участке глубоких скважин по сравнению с более удаленными на запад скважинами, очевидно, связано с наличием этого разлома. Еще более значительная водообильность скважин в районе пятой залежи указывает, по нашему мнению, на наличие и в этой южной части рудного поля глубоких разрывных нарушений. По солевому составу трещинно-жильные воды почти не отличаются от неглубоких трещинных вод коры выветривания, за исключением участков интенсивного окисления сульфидной минерализации. Это объясняется тем, что формирование солевого состава и тех и других происходит главным образом за счет растворения и выщелачивания водорастворимых соединений из вышележащих мезо-кайнозойских осадочных образований. Влияние нижележащих трудновыщелачиваемых эфузивных пород отражается в основном на количественном и качественном содержании микрокомпонентов.

Области распространения и направление движения основных гидрохимических типов подземных вод в районе месторождения показаны на рис. 26. Пресные гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные преимущественно натриево-кальциевые воды с минерализацией до 0,2 г/л и $\text{pH } 6,9-7,1$ распространены в восточной части района (Калиновская гряда). По направлению своего движения от этой области местного питания на юго-запад они сменяются более минерализованными (до 3,4 г/л) хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевыми водами с $\text{pH } 6,7-8,4$. Распространение в центральной рудоносной зоне района слабощелочных сульфатно-хлоридно-натриево-кальциевых вод с $\text{pH } 7,1-8,6$ и кислых сульфатных вод с $\text{pH } 4,2$ определяется непосредственным влиянием сульфидных залежей. Заметное возрастание общей минерализации вод (до 5,8 г/л) на этих участках происходит главным образом за счет увеличения содержания сульфатов в результате окисления сульфидов меди, цинка, железа и других металлов.

Образование кислых сульфатных вод в центральной части рудного поля обусловлено агрессивным воздействием кислородных вод на вскрываемые карьером и шахтами неглубокие рудные залежи. Более широко кислые сульфатные воды развиты в южной и юго-восточной частях месторождения (пятая залежь). В юго-восточном направлении от пятой рудной залежи по направлению к очагу разгрузки (Купоросное озеро) наблюдается поток кислых сульфатно-алюминиево-железистых подземных вод, обогащенных медью, цинком, мышьяком, свинцом, кадмием и другими металлами. Общая минерализация этих резокислых ($\text{pH } 2,6$) сульфатных вод заметно понижается по мере удаления от рудной залежи. Так, например, максимальная минерализация кис-

лых вод (после предварительной прокачки) в рудной скв. 575 равна 11 г/л, а в самоизливающейся безрудной скв. 16, расположенной на берегу озера, — 3,9 г/л. Такое изменение минерализации происходит в результате частичного осаждения и сорбции глинистыми минералами алюминия, железа, меди и цинка. Изменение катионного состава при этом выражается в увеличении содержания ионов натрия и хлора. На всем протяжении движения кислых вод от пятой залежи к озеру величина pH почти не меняется (2,65—2,7) благодаря наличию погребенного солевого ореола сульфатных минералов. С юго-востока сернокислый поток резко обрывается тектонической зоной дробления, заполненной слабо проникаемыми перетертными продуктами разрушения пород. Движущиеся с северо-запада сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные воды обтекают ее, продолжая движение в юго-восточном направлении к основной области разгрузки (долина р. Урала). В Запад-

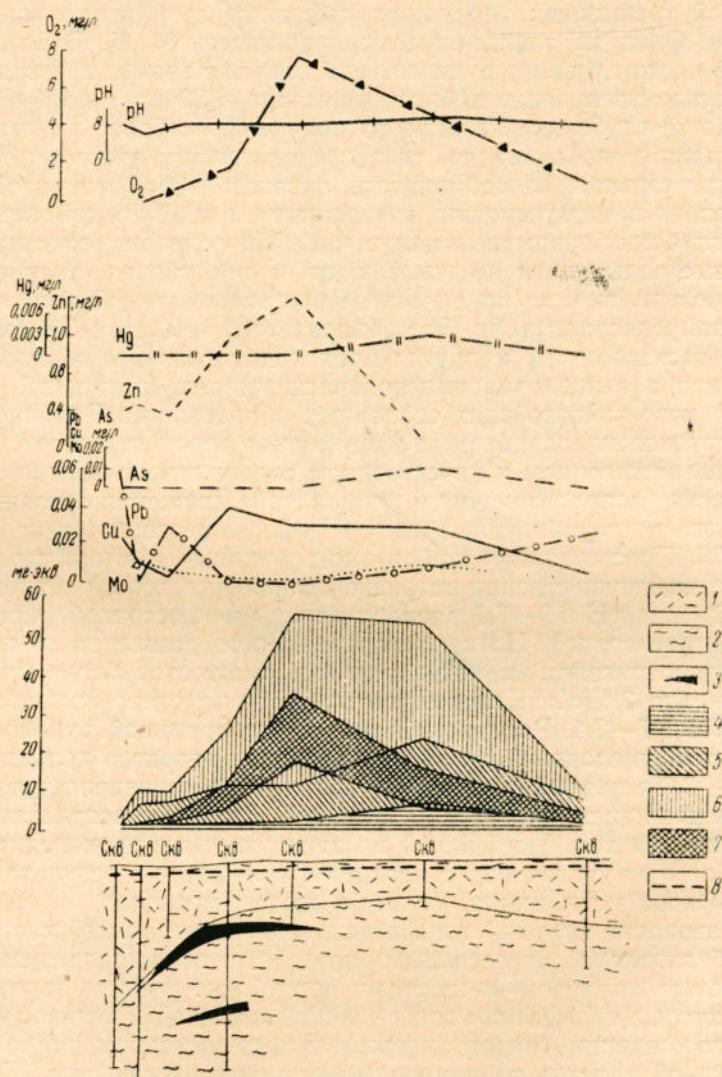


Рис. 27. Схематический гидрогеохимический профиль через скрыто-погребенные медноколчеданные залежи Гайского месторождения

1 — туфы диабазов и порфиритов; 2 — туфы и туфобрекчию альбитофиров; 3 — залежи медного колчедана; 4 — содержание в воде; 5 — гидрокарбонат-иона; 6 — сульфат-иона; 7 — хлор-иона; 8 — магния; 8 — уровень воды

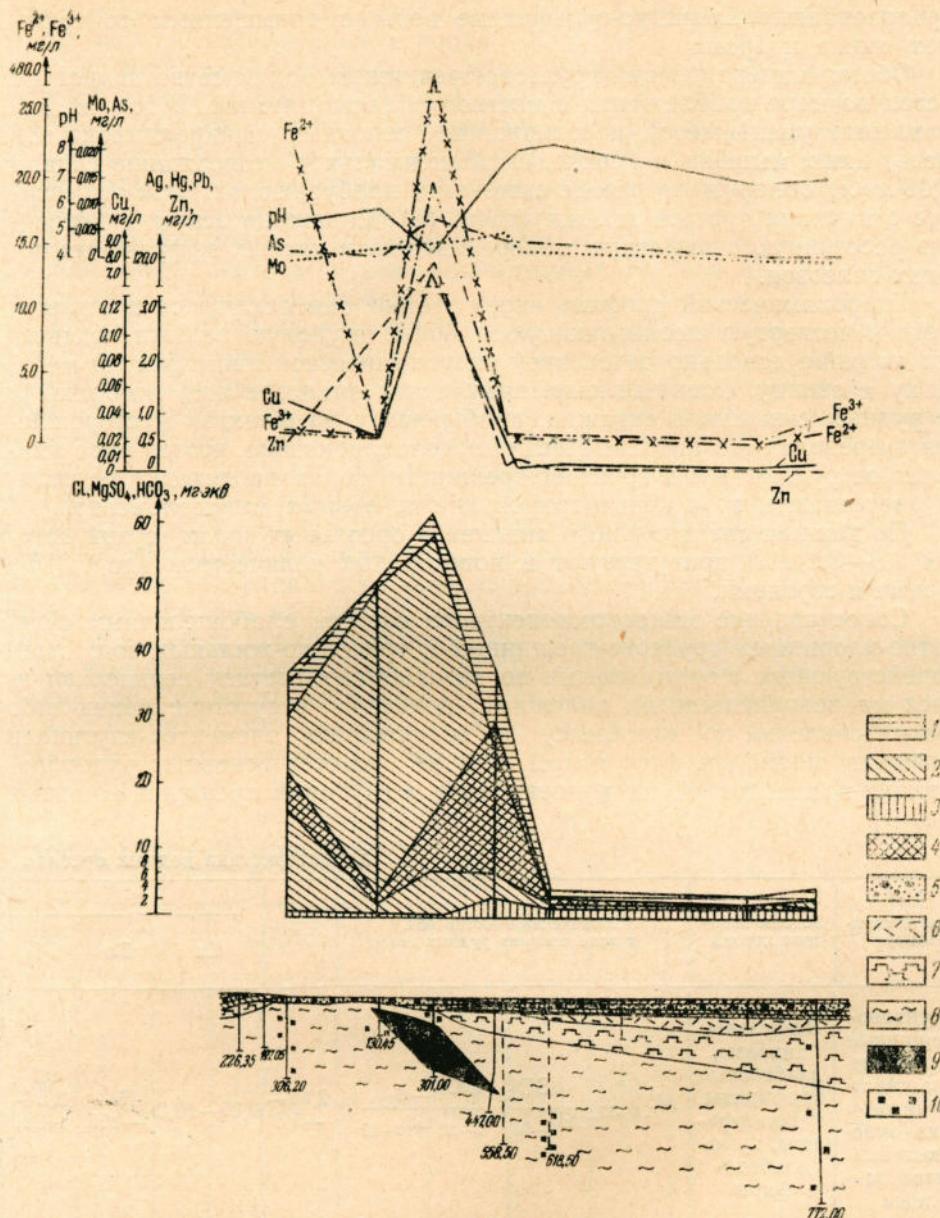


Рис. 28. Схематический гидрогохимический профиль через интенсивно окисляющуюся медную залежь

Содержание в воде основных макрокомпонентов: 1 — хлора; 2 — сульфатов; 3 — гидрокарбонатов; 4 — магния; 5 — мезо-кайнозойские осадочные песчано-глинистые отложения; 6 — силурийские туфы днебазов и порфиритов; 7 — диабазы; 8 — силурийские туфы альбитофиры и альбитофиры; 9 — залежи медного колчедана; 10 — рассеянная сульфидная вкрапленность

ной части рудного поля смена кислых сульфатных вод слабощелочными сульфатно-хлоридными выражена менее резко.

В результате опробования скважин, пробуренных на восточном и северном флангах Гайского рудного поля, были уточнены контуры и состав водных ореолов рассеяния слабо окисляющихся рудных тел. Гидрохимические профили, построенные по этим скважинам (рис. 27, 28), иллюстрируют гидрогохимическую зональность подземных вод. Скважина, расположенная в восточной части рудного поля, вскрыла ми-

нерализованные хлоридно-сульфатные воды с повышенным содержанием цинка и брома.

Общая минерализация грунтово-трещинных вод заметно падает на восток по мере приближения к местной области питания. В том же направлении уменьшается и содержание основных микрокомпонентов (медь, цинк, мышьяк и свинец). Максимальное содержание свинца ($0,06 \text{ мг/л}$) обнаружено в воде скважины, пробуренной в 50 м от северного окончания третьей залежи (табл. 36). Скважина вскрыла первичную рассеянную сульфатную минерализацию в кислых эфузивных породах палеозоя.

Гидрохимический профиль через третью окисляющуюся в верхней части и четвертую неокисляющуюся более глубокую залежи подтвердил наличие довольно отчетливой гидрохимической аномалии по меди, цинку и свинцу. Сопоставление химических анализов вод, отобранных из рудных скважин и скважин, пробуренных на флангах месторождения в пределах его литохимических ореолов, показало, что по мере удаления от рудных тел в грунтово-трещинных водах происходит не только рассеивание, но и концентрирование некоторых микроэлементов.

По данным спектрального анализа в ореольных водах (сухой остаток $2,5-3,2 \text{ г/л}$) присутствуют в повышенных количествах (до 0,01%) сурьма и стронций.

Сопоставление микрокомпонентного состава слаботщелочных сульфатно-хлоридных грунтово-трещинных и трещинно-жильных вод, взаимодействующих с одинаковыми по химическому составу неокисляющими медноколчеданными залежами, показало отсутствие каких-либо резких различий по комплексу и содержанию элементов-спутников (мышьяк, молибден, фтор и др.). Что же касается основных рудообразующих элементов, то их концентрации в глубоких трещинно-жильных

Характеристика водных ореолов

Типы подземных вод	Водовмещающие породы	Химический состав вод в зоне влияния рудных тел	pH	Cu	Zn	Pb
Грунтово-трещинные ореольные а) на участке интенсивно окисляющейся пятой залежи	Эфузивы, диабазы, диабазовые порфиры, туфопорфиры, туфоальбитофирмы	$M_{4,4-11,0} \frac{\text{SO}_4^{4-} \text{Cl}_{1-45}}{\text{Al}_{0-54} \text{Fe}_{0-29} \text{Ca}_{0-29}}$	2,65— —5,8	0,25—10,0	15— —225	2,0— —22,8
б) на участке слабо окисляющейся четвертой залежи	То же	$M_{0,35-4,77} \frac{\text{SO}_4^{4-} \text{Cl}_{21-41}}{\text{Na}_{46-71} \text{Ca}_{12-43}}$	7,3— —8,0	0,002—0,1	0,02— —1,0	0,02— —0,06
Трещинно-жильные ореольные глубоких разломов, пересекающих рудное поле	Порфиры, туфы порфириита, туфобрекции смешанного состава	$M_{1,6-3,9} \frac{\text{Cl}_{58-84} \text{SO}_4^{4-}}{\text{Na}_{26-56} \text{Ca}_{22-37}}$	7,2— —8,0	0,007—0,1	0,02— —1,3	0,005— —0,04

водах бескислородной обстановки значительно ниже, чем в азотно-кислородных грунтово-трещинных водах.

Для определения газового состава и общей газонасыщенности подземных вод Гайского и Комсомольского медно-колчеданных месторождений из двух глубоких скважин этих месторождений герметичным пробоотборником ПД-03 были отобраны пробы растворенного газа. По данным газового анализа (табл. 37) общая газонасыщенность подземных вод незначительна и не превышает 30 мг/л.

Подземные воды исследуемых месторождений характеризуются преобладанием азота в составе растворенных газов и незначительным содержанием метана и кислорода.

На северном поисковом участке Гайского месторождения в результате поинтервального опробования скважин установлено увеличение с глубиной содержаний мышьяка, молибдена и меди. В пробе воды, отобранной с глубины 61,5 м, мышьяк не был обнаружен, а содержание меди и молибдена равнялось соответственно 0,02 и 0,002 мг/л. В пробе, отобранной с глубины 300 м, содержание меди увеличилось до 0,05 мг/л, молибдена до 0,004 мг/л, а концентрация мышьяка оказалась аномальной (0,012 мг/л). Вполне возможно, что скважина пересекла водоносную трещину в нижней части разреза, по которой мигрируют воды, взаимодействующие с глубоко скрытым рудным телом или его первичным ореолом рассеяния.

В подземных водах окисляющихся рудных тел наблюдается наиболее высокое содержание меди (до 10 мг/л), цинка (до 225 мг/л), свинца (до 22,8 мг/л), марганца (до 300 мг/л) и мышьяка (до 5 мг/л). Вероятно, что удержанию в водном растворе основной массы металлов благоприятствует наличие не только древних солевого и механического ореолов рассеяния, но также и органического вещества,

рассеяния Гайского месторождения

Таблица 36

Содержание, мг/л										
Mo	As	SO ₄	Hg	Ag	F	J	Br	Ni	Mn	
0,001— —0,005	0,1— —5,0	1465— —8230	Не опр.	Не опр.	Не опр.	До 1,0	3—15	Не опр.	6—300	
0,002— —0,006	0,002— —0,012	124— —2661	0,001— —0,01	До 0,002	0,4— —2,0	0,2— —3,8	0,78—2,2	0,05— —0,2	0,02—0,17	
0,002— —0,006	0,001— —0,007	240— —2757	0,001	0,001	До 0,8	До 1,0	1—3	До 0,03	0,1—1,4	

Таблица 37

Результаты анализа растворенных газов в ореольных водах

Месторождение	Темпера- тура воды, °С	Глубина отбора проб, м	Результаты анализа, объемн. %					рН	Общий химический состав воды
			H ₂ S	CO ₂	N ₂ + инерт- ные газы	CH ₄	O ₂		
Гайское	6,5	200	Не обн.	3,0	86,8	0,7	9,5	7,5	$M_{3,9} \frac{Cl_{84} SO_4^4}{Na_{38} Ca_{37}}$
Комсомольское	8,5	100	Не обн.	4,4	88,4	5,6	1,6	7,7	$M_{0,6} \frac{SO_4^4 HCO_3^3}{Na_{84}}$

содержащегося в водах осадочных пород юры. С этой точки зрения некоторое уменьшение содержание йода и брома, вероятно, объясняется их сорбцией органическими веществами. В кислых сульфатных водах Гайского месторождения по данным спектрального и химического анализа, помимо основных рудообразующих элементов, определен весьма разнообразный комплекс микроэлементов: никель, ванадий, кобальт, кадмий, мышьяк, сурьма и др. Высокое содержание их в кислых водах обусловлено агрессивным выщелачиванием не только из руд, но также и из рудовмещающих пород. Предположение о возможном наличии другой рудной залежи в районе озера пока не подтвердилось ни геологоразведочными, ни гидрохимическими данными.

В отличие от контрастных водных ореолов рассеяния интенсивно окисляющихся рудных тел, вокруг глубоко залегающих слабо окисляющихся рудных залежей в условиях замедленного водообмена образуются менее отчетливые и поэтому труднее обнаруживаемые водные ореолы рассеяния. Наиболее глубоко скрыто-погребенное рудное тело (четвертая залежь) вскрыто разведочными скважинами на глубине от 296 до 720 м. По глубоким тектоническим нарушениям подземные воды проникают в рудовмещающую толщу альбитофиров, вступая во взаимодействие со сплошными и вкрапленными медноколчеданными рудами. В условиях слабоокислительной, а иногда и бескислородной обстановки агрессивность воздействия слабощелочных вод на рудные тела и вмещающие породы резко снижается, что соответственно отражается на содержании металлов. Смена окислительных условий на окислительно-восстановительные и бескислородные наиболее значительно отражается на содержании меди, цинка, свинца, железа и алюминия. Растворимость этих металлов в нейтральных и слабощелочных водах небольшая. Как видно из табл. 36, содержание меди в глубоких ореольных минерализованных (до 5 мг/л) сульфатно-хлоридно-натриево-кальциевых водах не превышает 0,1 мг/л, цинка — 1,3 мг/л, свинца — 0,06 мг/л, молибдена — 0,006 мг/л и мышьяка — 0,012 мг/л.

Фоновые значения основных элементов-индикаторов в окаймляющих рудное поле неглубоких грунтовых водах следующие: медь 0,01 мг/л, цинк 0,1 мг/л, свинец 0,005 мг/л, молибден 0,002 мг/л, мышьяк 0,002 мг/л и серебро 0,005 мг/л. Фоновые содержания этих же микрокомпонентов в более глубоких и менее агрессивных трещинно-жильных водах несколько ниже: медь 0,005 мг/л, цинк 0,05 мг/л, свинец 0,002 мг/л, молибден 0,001 мг/л и мышьяк 0,0005 мг/л. Наиболее отчетливо водные ореолы рассеяния вырисовываются по изолиниям абсолютных содержаний сульфат-иона, а не по отношениям сульфатов и хлоридов, которые

во многих случаях маскируются влиянием широко развитых на Южном Урале третичных засоленных отложений.

Джусинское месторождение. Высокий уровень грунтовых вод обуславливает значительную обводненность рудных тел и способствует развитию водных ореолов рассеяния. Наиболее тектонически нарушенная центральная часть рудного поля характеризуется скрытой разгрузкой трещинно-жильных ореольных вод хлоридно-сульфатного состава. Из-за очень слабого развития зоны окисления в районе месторождения (в отличие от Гайского рудного поля) отсутствуют сильно-кислые сульфатные воды. Залегающие наиболее близко к поверхности (6—10 м) под рыхлым покровом четвертичных суглинков медноколчеданные залежи вызывают образование слабокислых вод (рН 6,5—6,9) с повышенными концентрациями сульфат-иона и рудных компонентов. Их окаймляют хлоридно-сульфатные щелочные (рН более 7,2) воды с минерализацией 1,7—3,2 г/л (рис. 29). В областях питания минерализация грунтовых вод не превышает 0,5 г/л, и они имеют гидрокарбонатный состав.

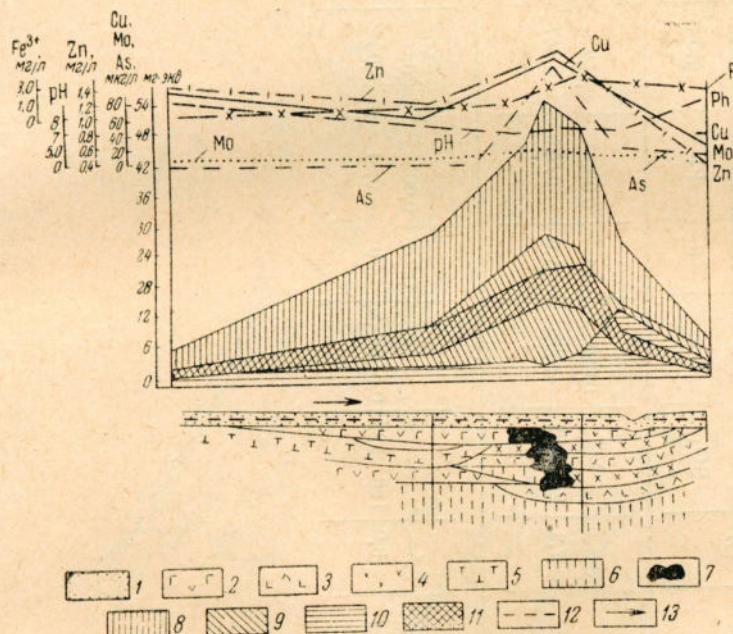


Рис. 29. Схематический гидрогеохимический профиль через Джусинское рудное поле

1 — песчано-галечные отложения; 2 — габбро-диабазы; 3 — дацитовые порфириты; 4 — альбитофирмы; 5 — туфы смешанного состава; 6 — кварцево-серпентитовые сланцы; 7 — рудное тело; содержание в воде: 8 — гидрокарбонат-иона; 9 — сульфат-иона; 10 — хлор-иона; 11 — магния; 12 — уровень подземных вод; 13 — направление потока

Наиболее отчетливо водные ореолы рассеяния рудных тел проявляются в грунтово-трещинных водах коры выветривания рудовмещающих пород, гидравлически связанных с водами четвертичных отложений. Максимальную протяженность в этих водах (1,5—1,6 км) имеют водные ореолы меди и цинка. Протяженность ореолов рассеяния мышьяка, молибдена и свинца составляет 1—1,2 км. Участки залегания гидротермально измененных пород фиксируются гидрохимическими аномалиями меди, цинка, свинца и других рудных компонентов.

Помимо основных элементов-индикаторов в ореольных грунтово-трещинных водах месторождения обнаружены повышенные содержания различных сопутствующих компонентов (табл. 38).

Таблица 38

Характеристика водных ореолов рассеяния Джусинского месторождения

Вмещающие породы	Химический состав вод в зоне выявления рудных тел	рН	Содержание, мг/л								Br	
			SO ₄	Cu	Zn	Pb	Mo	As	Ni	Mn		
Литогенные породы	$M_{0,9-1,9} \frac{Cl_{43} HCO_3^3}{Na_{56} Ca_{25}}$	6,8— —7,2	24—482	0,005— —0,07	0,1— —1,0	0,003— —0,025	0,002— —0,007	0,003— —0,015	0,01— —0,017	0,17— —0,8	0,9— —1,0	1,0
Алевролиты-галечные отложения	Кора выветривания эфузивных пород габбро-диабазы, альбито-фиры, туфы	6,5— —8,0	196—529	0,01—0,3	1,20	0,005— —0,01	0,003— —0,03	0,005— —0,07	0,012— —0,055	0,1— —0,6	0,6— —4,5	1,5— —1,9

Трещинно-жильные воды, вскрытые глубокими разведочными скважинами в различных участках рудного поля, характеризуются хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевым составом с общей минерализацией 2,7—3,2 г/л и pH 7,1—7,2. Помимо основных рудообразующих компонентов (медь и цинк) в них обнаружены аномальные концентрации молибдена (0,015 мг/л), мышьяка (0,12 мг/л), марганца (0,4 мг/л) и др.

В водах аллювиальных и элювиально-делювиальных отложений ниже по потоку от участков расположения рудных тел в результате разгрузки грунтово-трещинных и трещинно-жильных вод также образуются потоки рассеяния различных рудных компонентов. По химическому составу ореольные воды аллювиальных отложений относятся к хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-кальциевому типу. Содержание сульфатиона в них в отличие от грунтово-трещинных вод не превышает

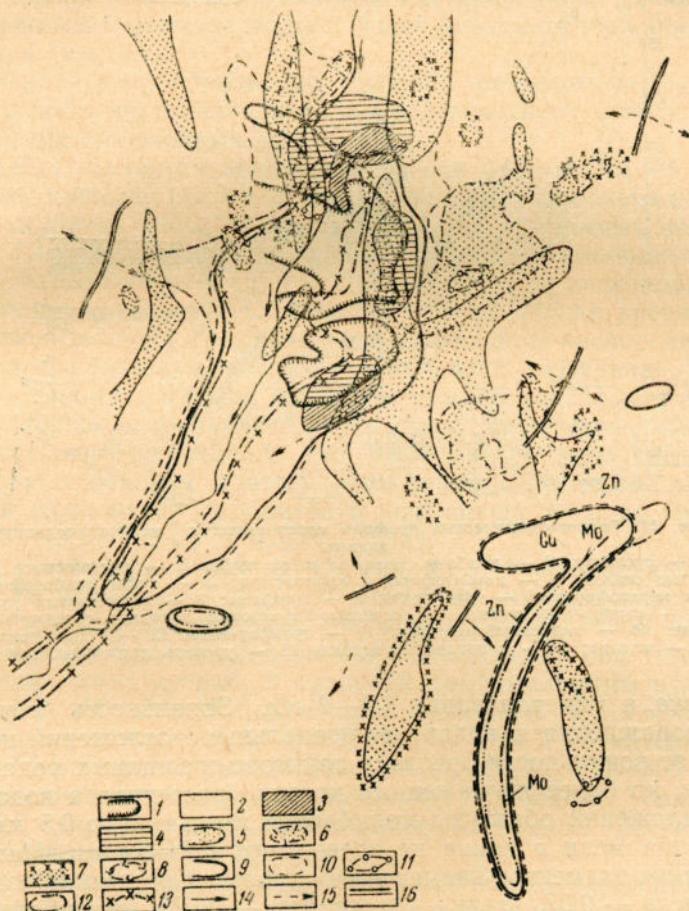


Рис. 30. Схематическая карта потоков рассеяния в «аллювиальных» водах скрытого медноколчеданного месторождения

1 — контур проекции рудного тела на горизонтальную плоскость; гидрохимические зоны: 2 — гидрокарбонатно-сульфатные и гидрокарбонатно-хлоридные воды с минерализацией от 0,09 до 0,43 г/л и pH 6,6—8,2; 3 — сульфатно-хлоридные воды с минерализацией от 0,34 до 0,54 г/л и pH 7,4—8; 4 — хлоридно-сульфатные и хлоридно-натриевые воды с минерализацией от 0,8 до 4,2 г/л и pH 7,2—8,6; участки с повышенным содержанием в породах; 5 — меди (более 0,001%); 6 — цинка (более 0,01%); 7 — свинца (более 0,001%); 8 — молибдена (более 0,001%); контуры водных потоков рассеяния; 9 — меди (более 0,005 мг/л); 10 — цинка (более 0,005 мг/л); 11 — свинца (более 0,005 мг/л); 12 — молибдена (более 0,002 мг/л); 13 — мышьяка (более 0,002 мг/л); 14 — направление движения вод в аллювиальных отложениях; 15 — направление движения грунтово-трещинных вод в коре выветривания вмещающих пород; 16 — линии местных водоразделов

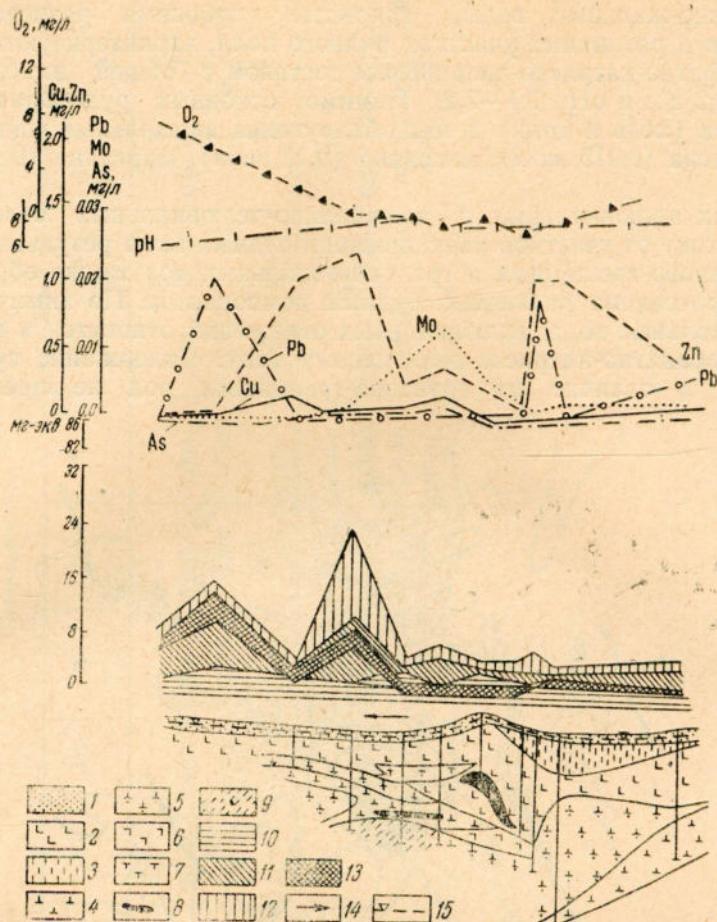


Рис. 31. Гидрогеохимический профиль через скрытую медноколчеданную залежь

Залежь
1 — суглинки; 2 — диабазы, спилиты и их туфы; 3 — кремнистые и углистые сланцы; 4 — альбитофиры и кератофиры; 5 — туфы альбитофиров и кератофиров; 6 — порфириты; 7 — туфиты; 8 — колчеданная руда; 9 — серпенто-кварцевые и серпенто-хлоритовые породы; содержание в воде: 10 — гидрокарбонат-ион; 11 — сульфат-ион; 12 — хлор-ион; 13 — магний; 14 — направление потока; 15 — уровень подземных вод

5—8% $\text{мг} \cdot \text{экв}$, а минерализация 1,9—2 $\text{г}/\text{л}$. Зональность потока рассеяния месторождения в водах аллювиальных отложений несколько отличается от зональности ореола в грунтово-трещинных водах. Менее контрастные, но более протяженные потоки рассеяния в водах аллювиальных отложений образуют молибден и мышьяк (до 0,5 км), а потоки рассеяния меди и цинка не превышают 0,2—0,4 км. Максимальные содержания элементов-индикаторов в потоках рассеяния следующие (в $\text{мг}/\text{л}$): медь — 0,07, цинк — 1, свинец — 0,025, молибден — 0,07, мышьяк — 0,015.

Комсомольское месторождение. В районе Комсомольского месторождения преобладающее распространение имеют слабо минерализованные гидрокарбонатные воды. Это объясняется главным образом интенсивным водообменом в условиях расчлененного рельефа и отсутствием засоленных осадочных образований. В зависимости от вещественного состава вулканогенных водовмещающих пород в катионном составе вод преобладают натрий или кальций.

На участках скрытой разгрузки глубоких трещинно-жильных вод регионального стока разведочными скважинами вскрыты хлоридные и хлоридно-сульфатные воды с минерализацией до 3,9 г/л. По сравнению

с окружающими водами величины Eh (менее 0 мв) в них пониженные и отсутствует свободный кислород.

Водные ореолы рассеяния медноколчеданных залежей достаточно отчетливо проявляются в грунтово-трещинных и «аллювиальных» водах, несмотря на глубокое залегание рудных тел. Формированию водного ореола рассеяния в грунтово-трещинных водах благоприятствует большая протяженность первичного ореола, прослеженного по восстанию рудного тела. На поверхности и в коре выветривания рудовмещающих и надрудных эфузивных пород (альбитафиры и диабазы) несколько западнее одного из рудных тел обнаружены гипергенно измененные (обеленные и ожелезненные) породы с окисляющейся сульфидной минерализацией. Вследствие этого на данных участках грунтово-трещинные воды приобретают сульфатно-гидрокарбонатный состав (рис. 30) и наиболее интенсивно обогащаются рудными компонентами. Выше по склонам и на водоразделах, окаймляющих месторождение, распространены гидрокарбонатные фоновые воды с более низким содержанием рудных компонентов (рис. 31).

Поинтервальное опробование глубоких разведочных скважин позволило выявить вертикальную зональность водного ореола рассеяния месторождения в подземных водах.

В пределах развития первичного ореола до глубины 40—50 м распространены пресные (до 1 г/л) воды сульфатно-гидрокарбонатного состава. На глубинах 100—150 м минерализация подземных вод увеличивается до 1,4—2 г/л и они приобретают сульфатно-хлоридный или хлоридно-сульфатный состав. Содержание свободного кислорода с глубиной снижается неравномерно и зависит от изменения трещиноватости водовмещающих пород. Максимальное содержание кислорода в грунтово-трещинных ореольных водах установлено в интервале 70—100 м. На этих же глубинах в водах было обнаружено наибольшее количество сульфатов, цинка и трехвалентного железа. Увеличение окислительно-восстановительного потенциала (до +325 мв) на этом интервале свидетельствует о боковом притоке неглубоких агрессивных вод. Ниже 100—150 м содержание сульфатов и кислорода в воде уменьшается (SO_4 до 70—40 мг/л, а O_2 до 0,3—0,1 мг/л).

Воды становятся бескислородными хлоридно-гидрокарбонатными. Величина Eh падает до —2 мв. И только на участках разрывных тектонических нарушений, наиболее развитых в окорудной зоне, глубина проникновения кислородсодержащих агрессивных вод увеличивается до нескольких сотен метров. В пределах Комсомольского рудного поля она достигает 450—500 м. Содержание свободной углекислоты в подземных водах месторождения изменяется от 7 мг/л (в интервале 100—150 м) до 4,7 мг/л (на глубинах 200—300 м). Ниже 200—300 м в пониженных участках рудного поля наиболее глубокими разведочными скважинами вскрыты хлоридно-кальциево-натриевые бескислородные воды с минерализацией 3,9 г/л.

Таким образом, зональность подземных вод месторождения характеризуется обычным нарастанием общей минерализации с глубиной и неравномерным изменением концентраций кислорода и металлов. При наличии на глубине рудной минерализации содержание основных элементов-индикаторов, несмотря на ухудшение геохимических условий миграции, по мере приближения к рудной зоне увеличивается. Наиболее широкие (до 2 км) водные ореолы образуют цинк и медь (рис. 32). Содержание их в пределах ореола изменяется: меди — от 0,01 до 0,16 мг/л, цинка — от 0,1 до 2,5 мг/л. Несколько меньшие по размерам ореолы образуют молибден (до 1500 м), мышьяк (до 1200 м) и свинец (до 800 м). Содержание этих основных элементов-индикаторов в ореольных грунтово-трещинных водах месторождения приведено в табл. 39.

Аномальные содержания свинца и молибдена в подземных водах

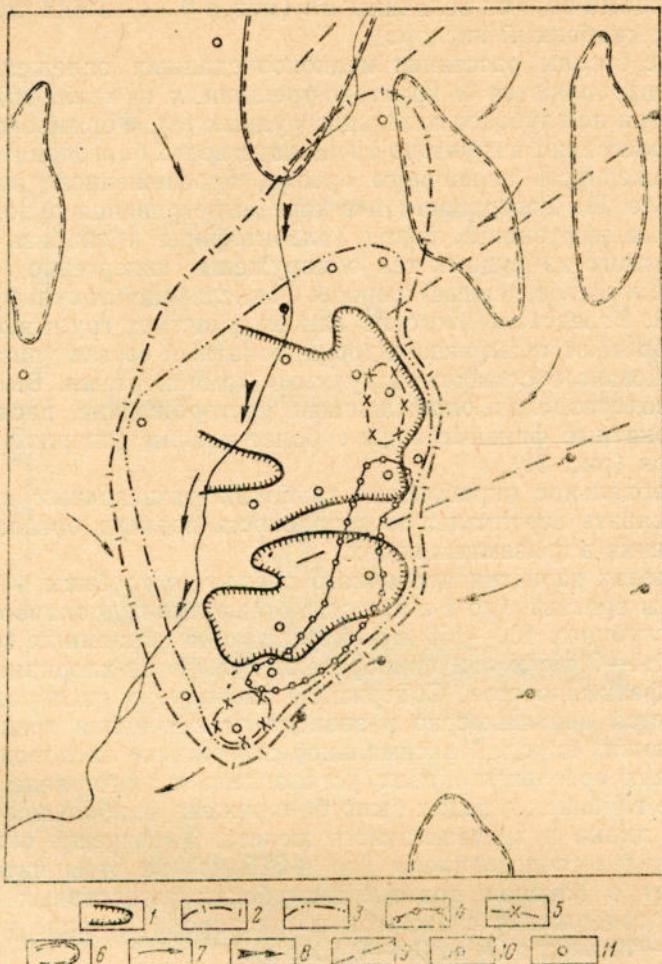


Рис. 32. Схематическая карта ореолов рассеяния в трещинно-грунтовых водах медноколчеданного месторождения (составила В. В. Федосеева).

1 — схематический контур проекции рудного тела на горизонтальную плоскость; водные ореолы рассеяния; 2 — меди и цинка; 3 — молибдена; 4 — свинца; 5 — мышьяка; 6 — электроаномалии по данным геофизики; 7 — направление движения трещинно-грунтовых вод; 8 — направление поверхностного потока; 9 — линии тектонических нарушений; 10 — родники; 11 — скважины.

обнаружены на значительном удалении от рудных тел (до 800—850 м) на участках окисления первичного ореола, смешенного по отношению к рудному телу на восток (вверх по восстанию залежи). В этом же направлении в 400—500 м восточнее рудных тел в «элювиально-делювиальных» водах обнаружены точечные гидрохимические аномалии ртути и серебра. Присутствующие в подземных водах месторождения в повышенных количествах другие микрокомпоненты (марганец, никель и др.) не образуют отчетливых водных ореолов. Частично это объясняется недостаточной чувствительностью методов их определения в слабоминерализованных водах, а также маскирующим влиянием различных природных факторов.

Ореолы рассеяния в грунтово-трещинных водах, так же как и в пределах других рудных полей, отличаются максимальной контрастностью (табл. 40). Протяженность ореолов рассеяния небольшая, значительно меньше, чем в дренирующих аллювиальных потоках рассеяния в связи с тем, что они срезаются глубокой речной долиной.

Таблица 39

Характеристика водных ореолов рассеяния Комсомольского месторождения

Генетиче- ские типы вод	Химический состав вод	Содержание, мкг/л. ^a														
		Вмещающие породы	pH	SO ₄ , мкг/л.	Cu	Zn	Pb	Mo	As	Hg	Ag	Mn	Ni	Br	I	F
Аллюви- альные* и делювийаль- но-элюви- альные*	$M_{0,1-0,6}$ $\frac{HCO_3^{3-} 56-88}{Ca_{40-62} Na_{13-37}}$ $SO_4^{4-} 24$	Песчано-га- лечниковые от- ложения и суг- линки с облом- ками коренных пород	6,8— —7,2	17— —57	5—30	5— —1150	5—35	2—13	2—7	1—5	0,5— —2,5	10— —200	5—10	500— —700	300— —4300	200— —800
Грунтово- трещинные и трещинно- жильные	$M_{0,1-0,5}$ $\frac{SO_4^{4-} 68}{Na_{23-89} Ca_{8-46}}$ $HCO_3^{3-} 74$	Диабазы, альбитофи- ры, туфы альбитофи- ров	7,0— —8,6	40— —202	10— —160	100— —2500	5— —200	3—70	2—12	1—15	2—60	15— —200	10— —17	500— —1200	300— —3000	400— —1200
	$M_{1,9-3,9}$ $\frac{Cl_{45-80}}{Ca_{25-46} Na_{20-75}}$ $SO_4^{4-} 15$															

Таблица 40

Характеристика фоновых и пресольных вод Комсомольского месторождения

Понековые типы вод	Содержание, мг/л										
	Cu	Zn	Рb	Mo	As	Hg	Ag	Mn	Ni	Br	J
А ллювиальные воды											
Фоновые	Менее 0,005	Менее 0,05	Менее 0,005	Менее 0,002	Менее 0,001	Менее 0,005	Менее 0,01	Менее 0,006	Менее 0,3	Менее 0,2	
Пресольные	$\geq 0,01$	$> 0,1$	$> 0,01$	$> 0,01$	$> 0,05$	$> 0,05$	$> 0,01$	$\geq 0,02$	$> 0,01$	$> 1,0$	
Грунтово-речинные воды											
Фоновые	Менее 0,01	Менее 0,1	Менее 0,005	Менее 0,002	Менее 0,001	Менее 0,005	Менее 0,015	Менее 0,01	Менее 0,5	Менее 0,4	
Пресольные	$\geq 0,1$	$> 0,2$	$> 0,2$	$> 0,01$	$> 0,05$	$> 0,05$	$> 0,05$	$> 0,1$	$> 0,02$	$> 1,0$	
Чувстви- тельность анализа, мг/л	0,002	0,005	0,005	0,001	0,001	0,0005	0,002	0,005	0,005	0,025	
										0,2	

Из табл. 40 следует, что наиболее контрастные водные ореолы в водах образуют основные рудообразующие элементы: медь, цинк и свинец ($K=10$).

Потоки рассеяния месторождения в водах аллювиальных и делювиальных отложений образуются за счет скрытой разгрузки в них грунтово-трещинных и трещинно-жильных вод, так как непосредственного контакта с рудными телами они не имеют. Вторичные ореолы рассеяния в этих отложениях имеют весьма неравномерное развитие по площади, являясь дополнительным источником металлов в водах аллювиальных и делювиальных отложений. Так же как и в грунтово-трещинных ореольных водах, наиболее отчетливые потоки рассеяния в пластово-поровых водах аллювиальных отложений образуют цинк и медь. Менее контрастные, но более протяженные (до 3,5 км) потоки рассеяния в водах аллювиальных отложений образуют мышьяк и молибден. Размеры потоков рассеяния меди и цинка в этих же водах достигают 2,5 км. Как видно из табл. 40, содержание основных рудных компонентов в аллювиальных потоках рассеяния ниже, чем в питающих их грунтово-трещинных водах. Верхние пределы колебаний рудных компонентов в водных аллювиальных потоках рассеяния месторождения ниже их абсолютных концентраций в грунтово-трещинных водах. Исключение составляют лишь второстепенные микрокомпоненты (марганец и др.), выщелачиваемые из обогащенных ими рыхлых осадочных образований.

Свинец значительно реже встречается в аномальных количествах в водных «аллювиальных» потоках рассеяния, чем в ореольных грунтово-трещинных водах. Что же касается олова и серебра, то их аномальные содержания чаще фиксируются в водах аллювиальных отложений.

Молодежное месторождение. В районе этого месторождения распространены преимущественно пресные гидрокарбонатно-кальциево-натриевые воды с общей минерализацией 0,5—0,75 г/л и pH 7,2—7,5. На участках замедленного движения в пониженных частях рельефа на северной окраине рудного поля минерализация вод и содержание хлоридов несколько повышаются, и они приобретают гидрокарбонатно-хлоридный состав. Влияние сульфидных руд отражается лишь на омывающих их грунтово-трещинных водах и наиболее заметно проявляется в изменении содержания сульфат-иона. Так, в периферийной северо-восточной части рудного поля воды гидрокарбонатные, а в юго-восточной ниже по потоку от источника минерализации — гидрокарбонатно-сульфатные. Слабощелочная реакция вод (pH 7,1—7,3) говорит о том, что процессы окисления сульфидов протекают сравнительно слабо (табл. 41).

Наличие известняков на крыле рудоносной структуры несколько ограничивает развитие водных ореолов металлов в юго-западном направлении, вызывая образование труднорастворимых карбонатных соединений. Однако аномальные значения основных элементов-индикаторов на этом участке рудного поля в несколько раз превышают их фоновые значения, что позволяет с достаточной надежностью оконтурить участок скрытого оруденения.

Наиболее отчетливо водный ореол рассеяния месторождения проявляется в грунтово-трещинных водах по меди, цинку и свинцу. В вышележащем водоносном горизонте четвертичных элювиально-делювиальных образований, изолированном от грунтово-трещинных вод глинистой водоупорной толщей, водные ореолы рассеяния рудных тел почти не проявляются.

В северо-восточной прибрежной части озера, дренирующего подземные воды месторождения, нами выявлена гидрохимическая аномалия цинка и мышьяка, возникшая в результате скрытой разгрузки ореольных грунтово-трещинных вод в озеро. Содержание цинка в аномалии составляет 0,05 мг/л, а мышьяка 0,012 мг/л. Поэтому для обнаружения

Таблица 41

Характеристика водных ореолов рассеяния Молодежного месторождения

		Содержание, мг/л ⁴															
Легенда рода горючес- тв	Вмещаю- щие породы	Химический состав вод	pH	Eh, мВ	O ₂ , мг/л ⁴	Cu	Zn	Pb	Mo	As	Mn	Ni	Co	J	F	Br	SO ₄
K	Кварце- фиры, альбито- фиры, дациты и их туфы	M _{0,5-0,8} NaCa HCO ₃ SO ₄	7,2— —8,3	(+6,1) —(+277)	До 0,015— —0,2	0,025— —0,2	0,0— —0,025	0,0— —0,001	0,0— —0,012	0,0— —0,015	0,0— —0,04	Не обн.	0,0— —0,175	0,3— —2,0	0,2— —0,6	2—126	
Tо же	Извест- ники	M _{0,7-0,75} NaCa HCO ₃ SO ₄	8,0— —8,4	(+58) —(+93)	0,07— —0,7	0,02— —0,025	0,02— —0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Tracato-ro-hopefere	Аллю- виальные глины и пески с облом- ками эфузив- ных пород	M _{0,6-0,7} MgCa HCO ₃	8,0— —8,2	—	0,2— —0,5	0,0— —0,005	—	0,01— —0,15	—	—	—	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—

слабо окисляющихся скрыто-погребенных залежей месторождения с помощью гидрогеохимического метода необходимо опробовать воды в наиболее глубоких водоемах и эрозионных понижениях.

Понтервальное опробование глубоких необсаженных скважин позволило установить вертикальную гидрохимическую зональность водного ореола месторождения до глубины 550 м. Содержание макро- и микрокомпонентов изменяется в ореольных грунтово-трещинных водах на различных глубинах в зависимости от расположения зон рудной минерализации, состава и трещиноватости пород. В верхнем водоносном горизонте, приуроченном к слабо проницаемым песчано-глинистым породам, содержание свободного кислорода и рудообразующих компонентов (медь, цинк и свинец) меньше, чем на более глубоких интервалах.

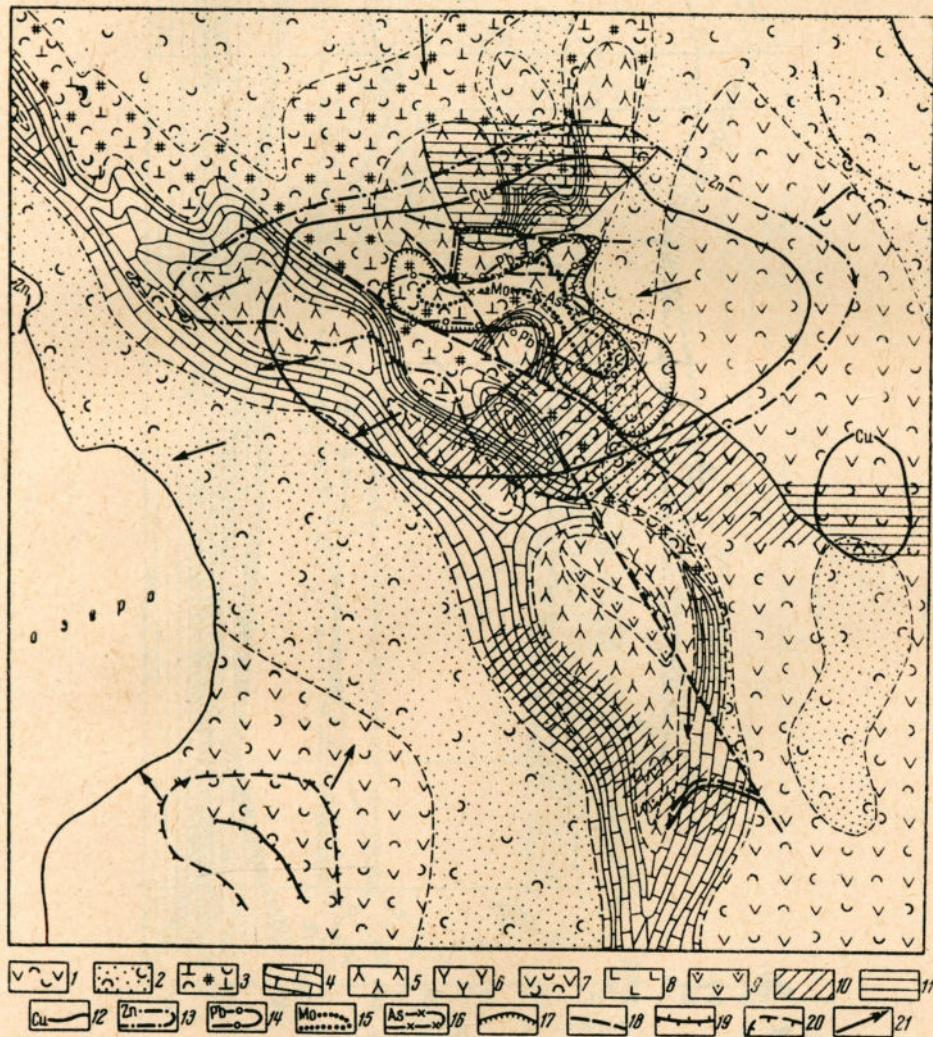
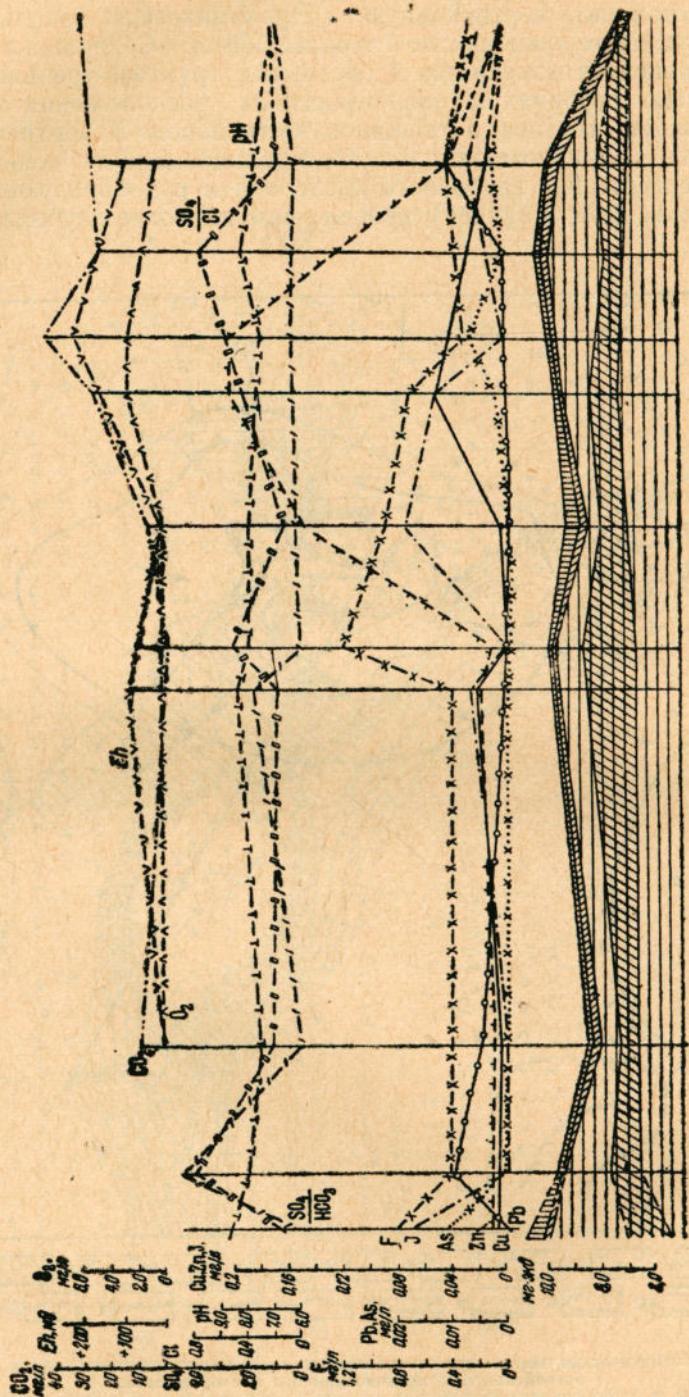


Рис. 33. Схематическая карта ореолов рассеяния в трещинно-грунтовых водах скрыто-погребенного медно-колчеданного месторождения.

1 — туфы и туфобрекции порфиритов основного состава; 2 — мелкообломочные туфы доломитового и смешанного состава; 3 — туфобрекции смешанного состава с обломками известняков; 4 — известняки; 5 — кварцевые порфириты; 6 — дациты и дацитовые порфириты; 7 — диабазовые порфириты; 8 — андезитовые порфириты; 9 — миандиакаменные порфириты основного состава; типы вод: 10 — гидрокарбонатно-сульфатные; 11 — гидрокарбонатно-хлоридные; водные ореолы рассеяния: 12 — меди; 13 — цинка; 14 — свинца; 15 — молибдена; 16 — мышьяка; 17 — контур проекции рудного тела на горизонтальную плоскость; 18 — предполагаемые тектонические нарушения; 19 — линии местных водоразделов; 20 — области питания трещинно-грунтовых вод; 21 — направление движения трещинно-грунтовых вод.



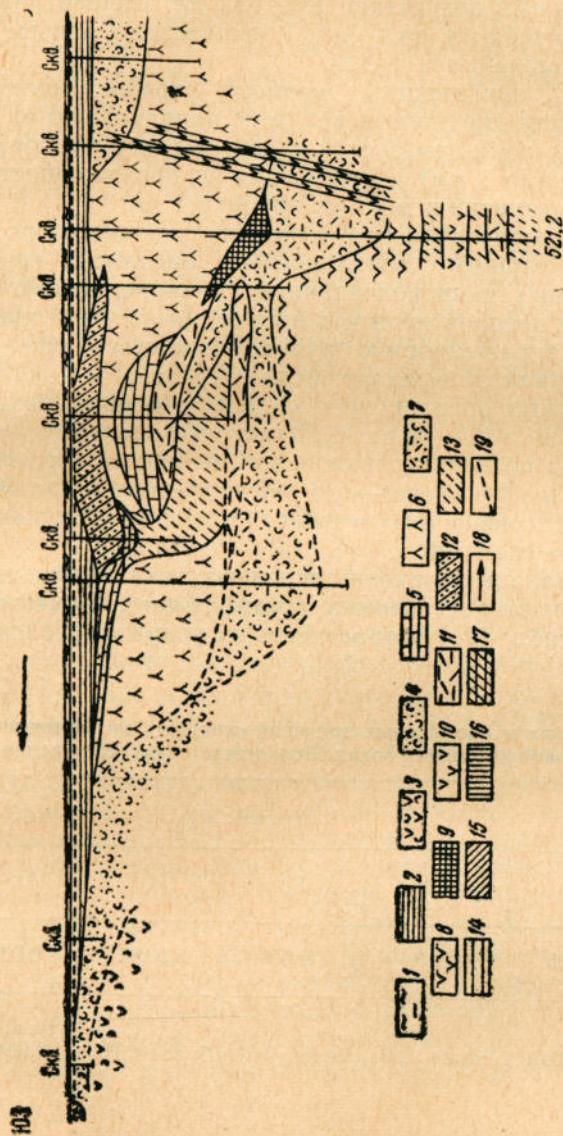


Рис. 34. Гидрохимический профиль через скважину № 103

1 — почвенный слой; 2 — делювальный слой; 3 — туфы и туфобрекчи порфиритов основного состава; 4 — мелкообломочные туфы дайкного и смешанного состава; 5 — известняки; 6 — кварцевые порфириты и их туфы; 7 — туфы и туфобрекчи альбитогранитов с прослоями их лав; 8 — дациты и дацитовые порфириты; 9 — рудная залежь; 10 — диабазовые порфириты, диабазы; 11 — андезитовые порфириты; 12 — кора выветривания (элювиальная глина); 13 — кварцево-хлорититовая порода; содержание в воде: 14 — гидрокарбонат-иона; 15 — хлор-иона; 16 — сульфат-иона; 17 — магния; 18 — направление потока сточных-поровых вод (плотина)

лах в зоне повышенного водообмена грунтово-трещинных вод, и не превышает 0,4 мг/л. Величина Eh изменяется от +34 до +250 мв.

Наиболее обводненные трещиноватые зоны обнаружены в северо-западной части рудного поля на глубинах 100—200 м, в центральной части на глубине 70—200 м и в юго-восточной части на глубине 60—120 м. Содержание свободного кислорода в этих интервалах возрастает до 4 мг/л, гидрокарбонат-иона с 244 до 515 мг/л, меди с 0,01 до 0,025 мг/л, цинка с 0,025 до 0,2 мг/л и свинца с 0,005 до 0,025 мг/л, а величина Eh возрастает до +342 мв. Концентрации мышьяка и молибдена изменяются с глубиной значительно меньше ввиду их незначительного содержания в рудах.

Горизонтальная зональность водного ореола месторождения (рис. 33, 34) в грунтово-трещинных водах по направлению их движения на юго-запад к озеру характеризуется развитием широких ореолов цинка (до 1,5 км), меди (до 1 км) и небольших по протяженности ореолов свинца (до 0,5 км), мышьяка и молибдена (до 0,4 км).

Таким образом, горизонтальная зональность водного ореола месторождения является сходной с зональностью ореольных грунтово-трещинных вод описанных медноколчеданных месторождений. Образование широких водных ореолов меди и цинка объясняется в значительной мере региональной зараженностью рудовмещающих пород зеленокаменной формации Урала сульфидами меди и цинка.

Размеры первичных ореолов этих элементов меньше размеров водных ореолов примерно в 3,5—4 раза. Первичные ореолы свинца и молибдена прослежены по керну скважин на небольшом расстоянии от рудных тел: свинца и молибдена — до 100 м, мышьяка — до 30 м. Сопоставление зональности первичных и водных ореолов месторождения показывает их большое сходство.

Фоновые и аномальные значения основных (медь, цинк, свинец, молибден и мышьяк) и второстепенных (сульфат-ион) элементов-индикаторов приведены в табл. 42. Контрастность их водных ореолов различна

Таблица 42

Характеристика фоновых и аномальных значений основных элементов-индикаторов в грунтово-трещинных водах Молодежного месторождения

Поисковые градации	Содержание, мг/л					
	Cu	Zn	Pb	Mo	As	SO ₄
Фоновые	<0,005	<0,01	<0,005	<0,001	<0,001	<30
Аномальные (нижний предел)	Более 0,01	Более 0,03	Более 0,01	Более 0,002	Более 0,004	Более 40

Характеристика грунтово-трещинных

Типичный макрокомпонентный состав	pH	Eh , мв	O_2 , мг/л			
				Cu	Zn	Pb
$M_{0,2-0,7} \frac{HCO_3^{3-93} SO_4^{4-47}}{Ca_{11-60} Na_{14-63}}$	7—8,6	(+46)— (+200)	1,0—0,52	0,01—0,2	0,05—0,8	0,01— —0,025

и определяется главным образом концентрацией элемента в руде и его миграционной активностью в данных геохимических условиях.

Наибольшей контрастностью характеризуются водные ореолы цинка, свинца и мышьяка. Во внутренней (околорудной) гидрохимической зоне контрастность ореола цинка 12—13, меди 7, свинца 25, мышьяка 12. Во внешней (периферийной) зоне она снижается для цинка до 3, для меди до 2, для свинца до 2 и для мышьяка до 4. В ореольных водах месторождения в повышенных концентрациях обнаружены также марганец и никель (табл. 43).

Вторичный литохимический ореол рассеяния развит очень слабо и проявляется в покровных элювиально-делювиальных отложениях в виде повышенных содержаний одного кобальта. Данные наблюдений за режимом подземных вод месторождения показали, что, несмотря на некоторое снижение контрастности водных ореолов в наиболее влажное время года (в результате разбавления), они все же достаточно отчетливо проявляются на фоне окружающих вод.

Озерное месторождение характеризуется также наиболее широким развитием слабо минерализованных грунтово-трещинных вод гидрокарбонатно-сульфатно-натриево-кальциевого и гидрокарбонатно-кальциевого состава. Общая минерализация вод 0,2—0,7 г/л. На участках выщелачивания рыхлых суглинистых отложений воды приобретают гидрокарбонатно-хлоридный состав в тех же пределах общей минерализации (0,4 г/л). Химический анализ атмосферных осадков района показал преобладание в их составе гидрокарбонатов и хлоридов натрия при общей минерализации 0,02—0,015 г/л.

По направлению движения грунтовых вод от местных областей питания (г. Утлык-Таш на северо-востоке и другие менее крупные возвышенности) к основному очагу разгрузки наблюдается смена гидрокарбонатных вод с минерализацией 0,3—0,4 г/л водами гидрокарбонатно-сульфатными с несколько повышенной минерализацией (0,45—0,642 г/л). Появление сульфатных вод объясняется окислением первичного литохимического ореола сульфидной минерализации (табл. 43).

Незначительное содержание свободного кислорода (до 1 мг/л) и сравнительно невысокие значения Eh (+45÷+200 мв) в водах на глубинах 30—250 м указывают на то, что образование водного ореола месторождения протекает в слабоокислительных условиях. В связи с этим он слабо проявляется в водах перекрывающего чехла элювиально-делювиальных образований и поверхностных водотоках. Содержание основных рудных компонентов (меди, цинка и свинца) в водных «аллювиальных» потоках рассеяния и в озере на участках скрытой разгрузки грунтово-трещинных (табл. 44) и трещинно-жильных ореольных вод примерно в 3 раза превышает их фоновое значение (табл. 45, 46). Это указывает на то, что слабо окисляющиеся скрыто-погребенные месторождения, залегающие в сходных гидрогеологических условиях, могут выявляться с помощью гидрогеохимического метода в результате опробования открытых очагов разгрузки грунтово-трещинных вод (озера,

ореольных вод Озерного месторождения

Таблица 43

Содержание, мг/л								
Mo	As	Mn	Ni	I	F	Br	SO ₄	HCO ₃
0,001— —0,003	0,004— —0,2	0,005— —0,0075	0,0075— —0,015	0,09— —0,40	0,075— —0,8	0,5— —0,7	40—108	0,15—0,70

Таблица 44

Фоновые и аномальные значения основных элементов-индикаторов в грунтово-трещинных водах Озерного месторождения

Поисковые градации	Содержание, мг/л					
	Cu	Zn	Pb	As	SO ₄	HCO ₃
Фоновые	<0,005	<0,01	Менее 0,005	0,001	30	0,09
Аномальные (нижний предел)	0,01	0,05	0,01	0,004	40	0,15

родники, заболоченности) и неглубоких скважин (картировочные, поисковые и др.).

Вертикальная зональность водного ореола месторождения проявляется в увеличении концентрации сульфатов в интервале глубин 60—170 м. Влияние сульфидной минерализации на этом интервале выражается также в увеличении содержания в воде цинка (до 0,15 мг/л) и меди (до 0,03 мг/л). Обогащение вод рудными компонентами происходит в условиях усиления фильтрационной диффузии, на что указывает уве-

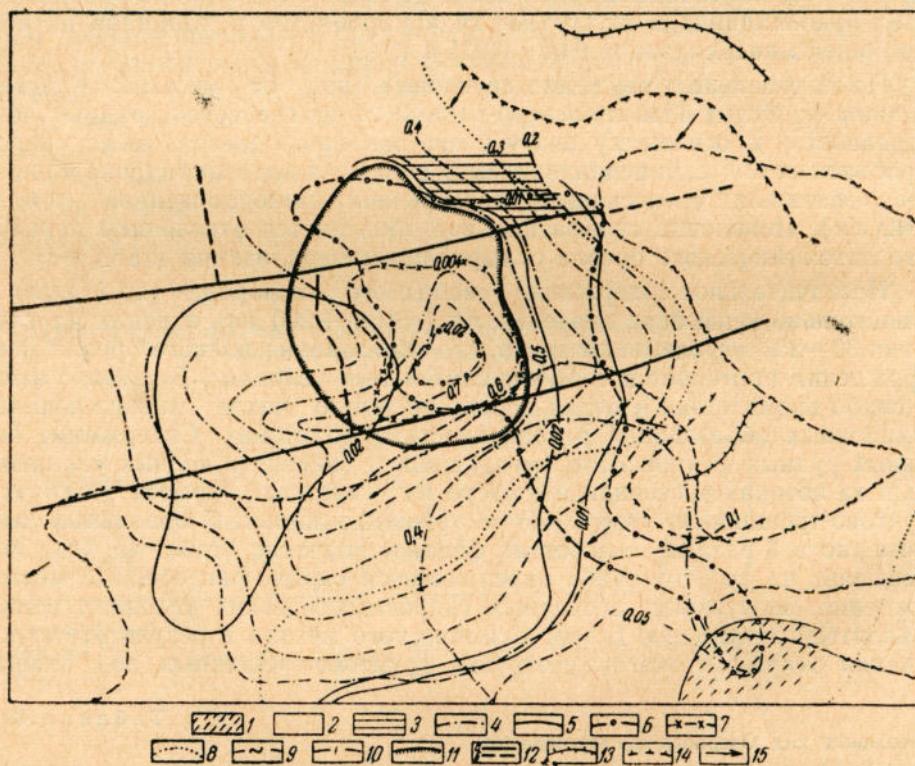


Рис. 35. Схематическая карта зональности водного ореола скрыто-погребенной медно-колчеданной залежи (составила В. В. Федосеева)

Участки распространения вод: 1 — гидрокарбонатных с минерализацией от 0,315 до 0,391 г/л и pH от 7 до 8,6; 2 — гидрокарбонатно-сульфатных с минерализацией от 0,452 до 0,642 г/л и pH от 7,2 до 8,4; 3 — гидрокарбонатно-хлоридных; изоконцентрации в ореольных водах в мг/л: 4 — цинка; 5 — меди; 6 — свинца; 7 — мышьяка, литохимические ореолы (по данным Г. Засухина); 8 — первичный меди, свинца и цинка; 9 — вторичный меди; 10 — вторичный свинца, никеля и серебра; II — контур проекции рудного тела; 12 — линии тектонических нарушений; а — достоверные, б — предполагаемые; 13 — линии местных водоразделов; 14 — области питания трещинно-грунтовых вод; 15 — направление движения трещинно-грунтовых вод

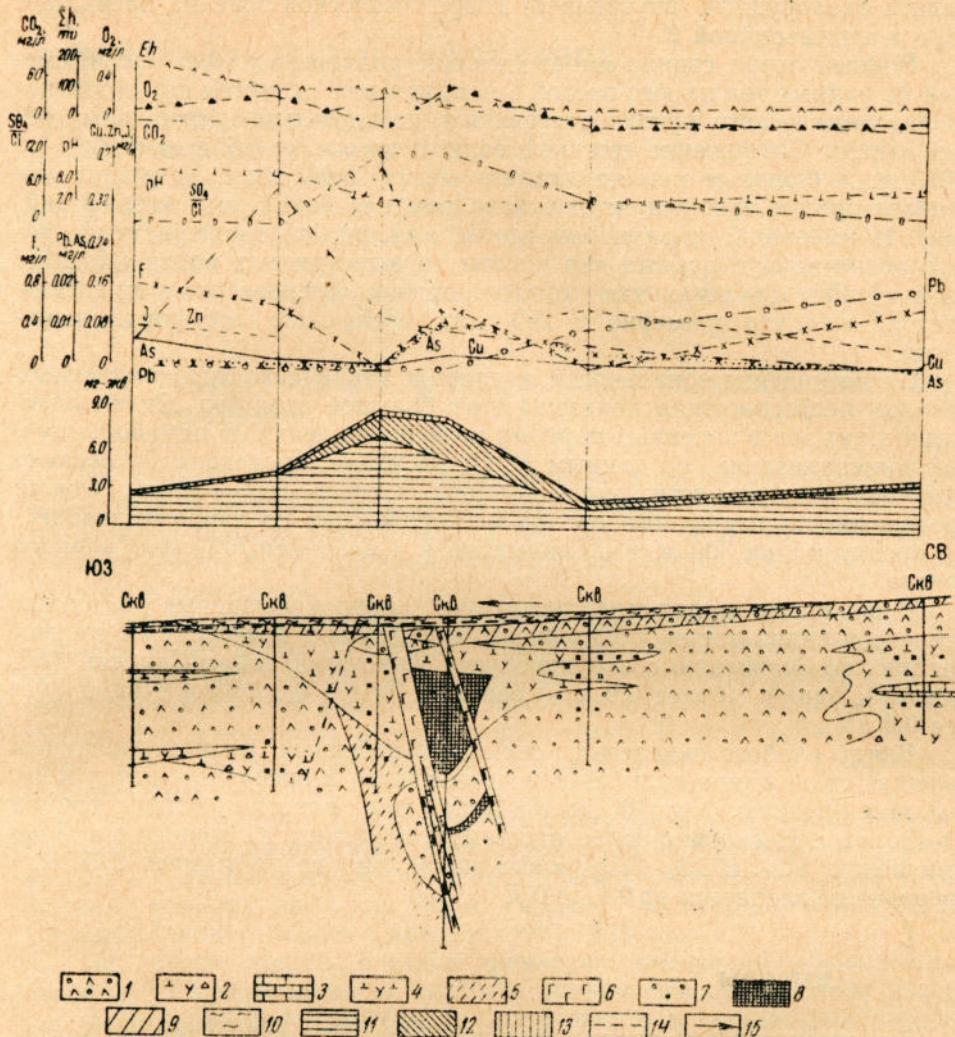


Рис. 36. Гидрохимический профиль через скрытую медноколчеданную залежь
 1—туфы и порфиры андезитового состава; 2—дациты и брекчины дацитов; 3—известняки; 4—альбито-фиры; 5—кварцево-сернистая порода; 6—габбро-диабазы; 7—рассеянная рудная минерализация; 8—рудное тело; 9—кора выветривания; 10—делювиальные глины; содержание в воде: 11—гидрокарбонат-ионы; 12—сульфат-ионы; 13—хлор-ионы; 14—уровень подземных вод; 15—направление потока

личение значений Eh (с +71 до +150 мв), свободного кислорода (до 0,4 мг/л) и углекислоты (до 40 мг/л). Ниже активность водообмена и процессы окисления затухают, и главным процессом обогащения вод рудными компонентами в условиях замедленного водообмена становится диффузионное выщелачивание.

Горизонтальная гидрохимическая зональность водного ореола месторождения по направлению движения грунтово-трещинных вод от рудных тел характеризуется широкими ореолами цинка (около 1,2 км) и меди (0,7–0,8 км), вытянутыми в юго-западном направлении. Аномальные концентрации цинка в пределах водного ореола изменяются от 0,8 до 0,05 мг/л при фоновых значениях менее 0,01 мг/л (см. табл. 44). В околоврудной зоне контрастность ореола цинка доходит до 80, а в периферийной снижается до 5 (рис. 35, 36).

Содержание меди в пределах водного ореола изменяется от 0,01 до 0,2 мг/л при фоновых значениях менее 0,005 мг/л. Контрастность ореола

меди в оклорудной (внутренней) гидрохимической зоне не превышает 40, а в периферийной 2.

Водный ореол свинца имеет меньшие размеры (до 0,45 км) и смещен от рудных тел на юго-восток в направлении развития его вторично-литохимического ореола рассеяния в делювиально-элювиальных образованиях. Содержание свинца в водном ореоле колеблется от 0,01 до 0,025 мг/л. Фоновые значения свинца менее 0,005 мг/л. Контрастность водного ореола небольшая: от 5 (оклорудная зона) до 2 (периферийная). Наименьший по размерам (до 0,3 км), но более контрастный водный ореол вокруг рудных тел в грунтово-трещинных водах образует мышьяк. Его максимальная концентрация в ореольных водах составляет 0,2 мг/л, что примерно в 200 раз превышает его фоновые значения.

Сопоставление зональности водного и первичного литохимического ореолов месторождения показывает их большое сходство. Смена литохимических зон в коренных породах по мере удаления от источника рудной минерализации, по данным Г. Н. Засухина, происходит в следующей последовательности: руда—мышьяк—свинец—медь—цинк. Общая протяженность первичного ореола месторождения по наиболее широкому ореолу цинка 300 м, т. е. примерно в 4 раза меньше его водного ореола.

В ореольных водах месторождения, помимо указанных основных элементов-индикаторов, обнаружены в несколько повышенных концентрациях по сравнению с окружающими фоновыми водами никель (более n%), барий (более 0,0 n%), серебро (более 0,0 n%) и сурьма (более 0,0 n%).

Ввиду слабого окисления скрыто-погребенных медноколчеданных залежей содержание сульфат-иона изменяется в ореольных водах в небольших пределах (от 40 до 108 мг/л) при фоновых концентрациях 30—35 мг/л. Несколько более отчетливо выделяется водный ореол по отношению $\text{SO}_4 : \text{HCO}_3$. В фоновых водах оно не превышает 0,09, а в ореольных колеблется от 0,1 до 0,7.

ВЫВОДЫ

По интенсивности процессов окисления медноколчеданные месторождения Урала можно разделить на интенсивно окисляющиеся (пятая залежь Гайского месторождения), слабо окисляющиеся (Джусинское, Комсомольское, Молодежное и Озерное) и весьма слабо окисляющиеся (четвертая залежь Гайского месторождения).

Контрастность водных ореолов и разнообразие поисковых гидро-геохимических ассоциаций уменьшаются по мере снижения активности окислительных процессов.

Наиболее отчетливо в различных типах природных вод (подземные и поверхностные) проявляются ореолы интенсивно окисляющихся рудных тел. Слабо окисляющиеся рудные тела часто не образуют достаточно отчетливые для обнаружения потоки рассеяния в поверхностных водах. В этом случае основным водоносным горизонтом опробования являются подземные воды, непосредственно контактирующие с рудными телами.

При поисках скрытого медноколчеданного оруденения, помимо основных рудообразующих элементов (медь, цинк и свинец), большое значение приобретают молибден, мышьяк и другие элементы-индикаторы.

Глава 6.

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Среди известных в настоящее время скрытых и погребенных полиметаллических месторождений наиболее хорошо изучены в гидрогоеологическом и гидрохимическом отношении месторождения Рудного Алтая. Поэтому характеристика водных ореолов рассеяния скрытого полиметаллического оруденения дается на примере наиболее крупных месторождений этого рудного района, отличных по климатическим, геоморфологическим, гидрологическим и геолого-структурным условиям залегания.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНОВ РАСПОЛОЖЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По характеру рельефа, климатическим и гидрографическим условиям районы расположения алтайских полиметаллических месторождений могут быть подразделены на три типа: среднегорный, район с относительными превышениями рельефа не более 100—200 м (предгорный) и равнинный.

Среднегорный район характеризуется наибольшей расчлененностью рельефа, имеет хорошо развитую гидросеть, горно-луговую растительность и влажный климат. Относительные превышения рельефа составляют 170—500 м, что благоприятствует интенсивному водообмену подземных вод и быстрому стоку поверхностных. В этом районе расположено окисляющееся погребенное полиметаллическое месторождение (Тишинское).

Другая группа колчеданно-полиметаллических месторождений (Иртышское, Камышинское, Ново-Березовское и Красноярское) расположена во втором менее расчлененном районе с относительными превышениями рельефа не более 200 м. Годовое количество атмосферных осадков колеблется здесь в пределах 300—450 мм.

Неглубокие долины оврагов дренируют невысокие водоразделы и склоны межгорных долин, к которым приурочены рудные поля. Скорости фильтрации поверхностных и подземных вод на участках расположения этой группы месторождений значительно меньше, чем на участках месторождений первой группы. Однако в генетическом отношении грунтовые воды обеих групп месторождений весьма сходны и относятся к типу грунтовых вод выщелачивания.

Наиболее глубоко залегающее месторождение колчеданно-полиметаллического типа расположено в равнинном засушливом районе. Годовое количество осадков здесь не превышает 300 мм. Отдельные выемки, расположенные в 6—10 км от рудного поля, имеют относительную высоту не более 50 м. Гидросеть отсутствует в радиусе 10 км от месторождения. Равнинный полупустынный ландшафт способствует образованию грунтовых вод типа континентального засоления с замедленными условиями водообмена.

В районах всех трех групп месторождений также распространены глубокие трещинно-жильные воды регионального стока, на формирование которых локальные ландшафтно-геохимические условия не влияют.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ЗАЛЕЖЕЙ

По геологическим условиям залегания исследованные залежи относятся к трем типам: погребенным, скрыто-погребенным и скрытым. Они

имеют линзообразную и жилообразную формы и приурочены к эфузивно-осадочной толще девона. По мнению большинства геологов (П. Ф. Иванкин, Д. И. Горжевский, Г. Ф. Яковлев и др.), все эти месторождения имеют гидротермальное происхождение. Мощность перекрывающих палеозойские рудовмещающие породы песчано-глинистых и галечниковых рыхлых отложений третичного и четвертичного возраста достигает 130 м. Средняя мощность коры выветривания рудовмещающих пород изменяется от 20 до 50 м.

Для всех исследованных месторождений Рудного Алтая характерен разнообразный комплекс рудных элементов (цинк, свинец, медь, серебро, никель, мышьяк, висмут, молибден, кадмий, сурьма и др.).

Полиметаллические и колчеданно-полиметаллические месторождения района, не выходящие на поверхность, сопровождаются первичными и вторичными ореолами рассеяния. Конфигурация и протяженность их, так же как и водных ореолов, определяются главным образом проникаемостью рудовмещающих пород, степенью окисленности рудных тел, их морфологией и структурными особенностями локализации. По данным исследований Г. И. Россмана (1963), пологоскладчатые рудные структуры Алтая, осложненные разломами, сопровождаются первичными ореолами рассеяния, наиболее развитыми в надрудной толще (до 600 м).

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Наиболее распространенным по площади водоносным горизонтом в районах расположения исследованных месторождений является грунтово-трещинный в коре выветривания девонских рудовмещающих образований.

В горной части Рудного Алтая он развит до глубины 80 м. По мере погружения под осадочный покров в районе предгорий глубина залегания грунтово-трещинных вод увеличивается до 150 м и они приобретают напорный характер. То же наблюдается в межгорных долинах горноскладчатых районов Алтая, где палеозойские эфузивные породы перекрываются глинистыми кайнозойскими отложениями. Мощность аллювиального водоносного горизонта изменяется в широких пределах (до 50 м и более). Коэффициент фильтрации аллювиальных отложений местами достигает нескольких сотен метров в сутки (район верхнего течения р. Ульбы).

Параллельно с уменьшением активности водообмена от горных областей к равнинным увеличивается и минерализация грунтово-трещинных и «аллювиальных» вод. Пресные гидрокарбонатные воды смешиваются солоноватыми хлоридно-сульфатными, что отражается на условиях миграции рудных компонентов.

Трещинно-жильные воды имеют спорадическое распространение. В пределах рудных полей они иногда появляются в виде открытых очагов разгрузки (источники), но чаще вскрываются скважинами. На участках скрытой разгрузки в вышележащие водопроницаемые породы коры выветривания они выделяются на общем гидрохимическом фоне грунтовых вод в виде гидрохимических аномалий. Так, в горноскладчатых районах на фоне пресных гидрокарбонатных вод эти аномалии характеризуются несколько повышенной минерализацией, а в равнинной зоне континентального засоления — гидрохимическими аномалиями вод с пониженной минерализацией на фоне грунтовых соленых хлоридно-сульфатных вод. В долинах рек и ручьев всех описанных районов распространены пресные «аллювиально-делювиальные» воды, питающиеся атмосферными осадками, грунтовыми и трещинно-жильными водами.

Наиболее детально изученное погребенное полиметаллическое мес-

торождение (первый район) расположено в небольшом промытом межгорном артезианском бассейне с отчетливо выраженными областями питания, возвышающимися на 170—500 м над местным базисом эрозии — долиной реки, пересекающей восточную часть рудного поля.

Рудные залежи и их ореолы рассеяния обводняются грунтово-трещинными и «аллювиальными» водами, а на участках развития глубоких разломов и зон рассланцевания также трещинно-жильными водами. Мощность грунтово-трещинного горизонта изменяется от 8 до 77 м. Коеффициенты фильтрации колеблются от 0,23 до 5,65 м/сутки. При этом наибольшей водопроницаемостью характеризуются выщелоченные породы зоны окисления и гидротермально измененные кварце-сернистые породы. Наихудшими фильтрационными свойствами обладает зона выветривания кварцевых, альбитофиров, глинистых сланцев, алевролитов и лавобрекчий.

Преобладающий состав вод гидрокарбонатно-кальциевый с минерализацией 0,1—0,6 г/л и pH 7,1—8,2. Основная рудная залежь расположена наиболее близко к очагу разгрузки грунтово-трещинных вод на правом крутом склоне долины реки.

В сходных гидрогеологических условиях, несмотря на значительно меньшую расчлененность рельефа, находится и вторая группа колчеданно-полиметаллических месторождений (второй район).

Наиболее изученное из них Камышинское месторождение приурочено к раскрытой гидрогеологической структуре, дренируемой на флангах сравнительно глубокими (до 30 м) оврагами. Ближайшее к поверхности рудное тело залегает на глубине 20 м ниже местного базиса эрозии.

Трещинные воды коры выветривания, как правило, безнапорные и только на участках развития четвертичных глинистых отложений приобретают локальный напор. Рудное поле расположено на небольшом водоразделе и пересечено многочисленными разломами и зонами дробления, по которым во многих местах происходит разгрузка глубоких трещинных вод, имеющих непосредственный контакт с рудными телами. По данным опробования скважин, здесь установлены наиболее обводненные интервалы, приуроченные к контактам различных литологических комплексов пород: алевролитов и диабазов, кварцевых альбитофиров и туфолов, диабазов и кремнистых сланцев и т. п.

Весьма характерно, что к этим же kontaktам часто оказываются приуроченными и колчеданно-полиметаллические залежи. Грунтово-трещинные воды имеют гидрокарбонатно-кальциевый и гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевый или натриевый состав, небольшую (до 0,3—1 г/л) минерализацию. Воды коры выветривания в отличие от «аллювиальных» являются более щелочными (pH 7,5—9,1).

По долинам ручьев, окаймляющих рудное поле, развиты пресные «аллювиальные» воды. На отдельных участках в результате гидрогеохимического опробования подрусловых «аллювиальных» вод выявлены участки скрытой разгрузки трещинных вод с аномальной концентрацией рудных микрокомпонентов. Это указывает на весьма важное поисковое значение «аллювиальных» вод при данных гидрогеологических условиях залегания рудных тел. Фоновые «аллювиальные» воды имеют гидрокарбонатный состав, содержание сульфатов менее 10 мг·экв %.

Скрыто-погребенное месторождение, расположенное в равнинном засушливом районе (в пределах третьего района), приурочено к погребенной под осадочным кайнозойским покровом брахиантклинальной складке, которая представляет собой гидрогеологическую структуру закрытого типа, осложняющую моноклинальный (предгорный) артезианский склон. Верхняя слабо окисленная полиметаллическая залежь обводнена грунтово-трещинными водами хлоридно-натриевого состава с общей минерализацией 4—7 г/л и pH 7,3—8,1. Более глубоко залегаю-

ющие неокисленные преимущественно колчеданные залежи обводняются трещинно-жильными водами сходного химического состава, но лишенными свободного кислорода. Движение вод замедленное (коэффициенты фильтрации 0,002—0,05 м/сутки), что способствует образованию небольших по размерам водных ореолов рассеяния этих скрыто-погребенных залежей.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ВОДНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Под воздействием геологических, металлогенических, геохимических и гидрогеологических факторов в зоне гипергенеза скрытых, погребенных и скрыто-погребенных полиметаллических и колчеданно-полиметаллических залежей образуются различные по размерам, зональности и протяженности водные ореолы (Голева, Белецкий, 1966).

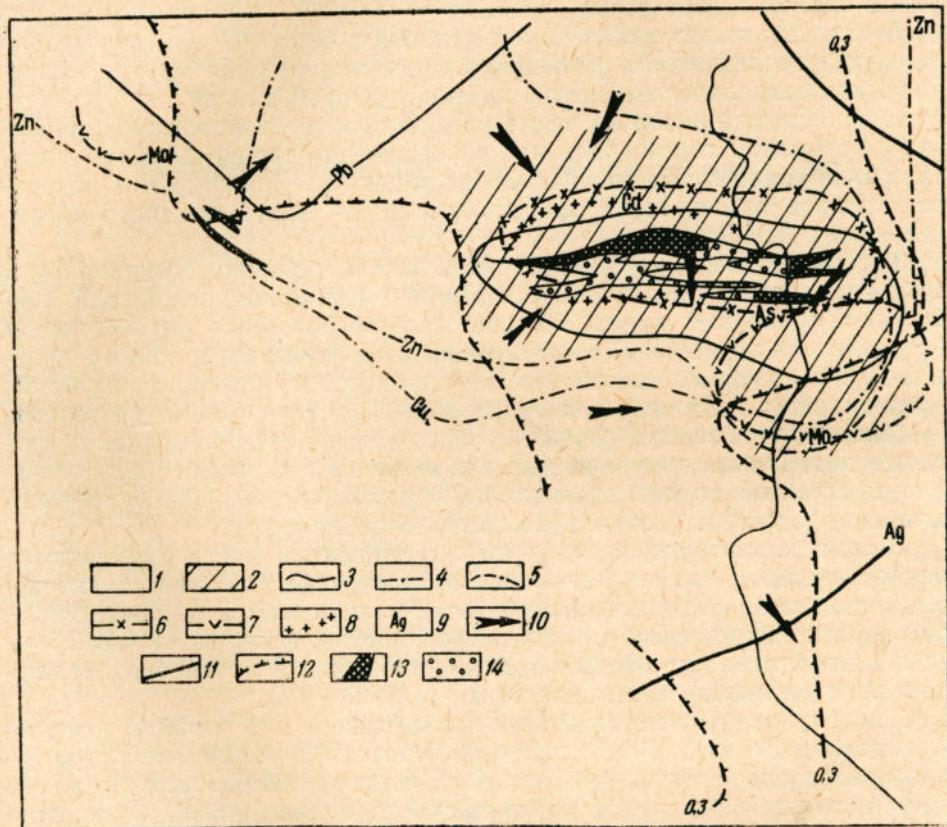


Рис. 37. Схематическая карта ореолов рассеяния в грунтово-трещинных водах погребенной полиметаллической залежи (составил В. И. Белецкий)

Типы подземных вод: 1 — гидрокарбонатный; 2 — гидрокарбонатно-сульфатный; границы водных ореолов рассеяния; 3 — свинца; 4 — меди; 5 — цинка; 6 — мышьяка; 7 — молибдена; 8 — кадмия; 9 — водопunkты с аномальным содержанием серебра; 10 — направление движения коры выветривания; 11 — основные тектонические нарушения; 12 — изолинии минерализации грунтово-трещинных вод; 13 — «железная шляпа»; 14 — окисленные руды

Окисляющиеся руды, погребенные под маломощными толщами рыхлых песчано-глинистых кайнозойских отложений, вызывают появление контрастных водных ореолов рассеяния в «аллювиальных» и грунтово-трещинных водах (рис. 37). На фоне гидрокарбонатных вод на участках залегания полиметаллических залежей образуются ореолы гид-

рокарбонатно-сульфатных вод с аномальной концентрацией разнообразного комплекса рудообразующих и сопутствующих микрокомпонентов: свинца, цинка, меди, мышьяка, молибдена, кадмия, серебра, сурьмы и сульфат-иона.

Водные ореолы рассеяния данного типа погребенных залежей формируются в слабощелочных кислородсодержащих водах ($\text{pH} 6,5-8$) с величиной Eh от (+250) до (+410) мв.

На основании вариационно-статистической обработки химических анализов проб воды были определены фоновые и аномальные значения основных поисковых компонентов (табл. 45).

Таблица 45

Фоновые и аномальные значения поисковых гидрохимических компонентов в районе Тишинского погребенного полиметаллического месторождения

Генетические типы вод	Поисковые градации	мг/л	мкг/л					$n \cdot \text{мкг/л}$	
		SO_4	Pb	Cu	Zn	As	Mo	Cd	Ag
Грунтово-трещинные	Аномальные фоновые (модальные)	40—150 12	8—200 До 6	15—140 До 5	35—1500 7—12	2—4 До 1	4—7 До 2	4—261 До 2	1—2,5 До 0,4
«Аллювиальные»	Аномальные фоновые (модальные)	30—60 10	9—25 До 6	10—80 До 3	Более 40 10—20	Нет До 2	4—10 До 2	2—2,4 До 1	0,6—2,5 До 0,3

Фоновые содержания основных поисковых компонентов в «аллювиальных» и грунтово-трещинных водах района месторождения очень близки. Контрастности водных ореолов в «аллювиальных» и особенно в поверхностных водах всегда значительно ниже, чем в грунтово-трещинных водах рудовмещающих пород.

Наиболее контрастные, но в то же время и наименее протяженные ореолы в грунтово-трещинных водах образует кадмий, что объясняется слабой растворимостью его карбонатных соединений в слабощелочных водах и активной сорбцией гидроокислами железа, поглощающими кадмий как ион с более сильной поляризацией.

В околоврудной зоне водного ореола месторождения обнаружены также аномальные концентрации сурьмы. По данным спектральных анализов, ее содержание в грунтово-трещинных водах этой гидрохимической зоны водного ореола полиметаллической залежи достигает 45 мкг/л .

Ввиду незначительного содержания мышьяка в рудах его водный ореол имеет очень слабую контрастность и обнаружен только во внутренней зоне в грунтово-трещинных ореольных водах окисляющейся полиметаллической залежи (рис. 38).

Весьма удаленные оторванные от погребенных полиметаллических залежей водные ореолы образуют молибден и серебро, что, вероятно, обусловлено наибольшим смешением относительно рудных тел их механических и солевых ореолов рассеяния в рыхлых отложениях.

Промежуточную гидрохимическую зону образуют свинец и медь. Медь мигрирует в повышенных концентрациях значительно дальше, чем свинец, и поэтому ее водные ореолы могут быть выявлены легче как в грунтово-трещинных, так и в «аллювиальных» водах.

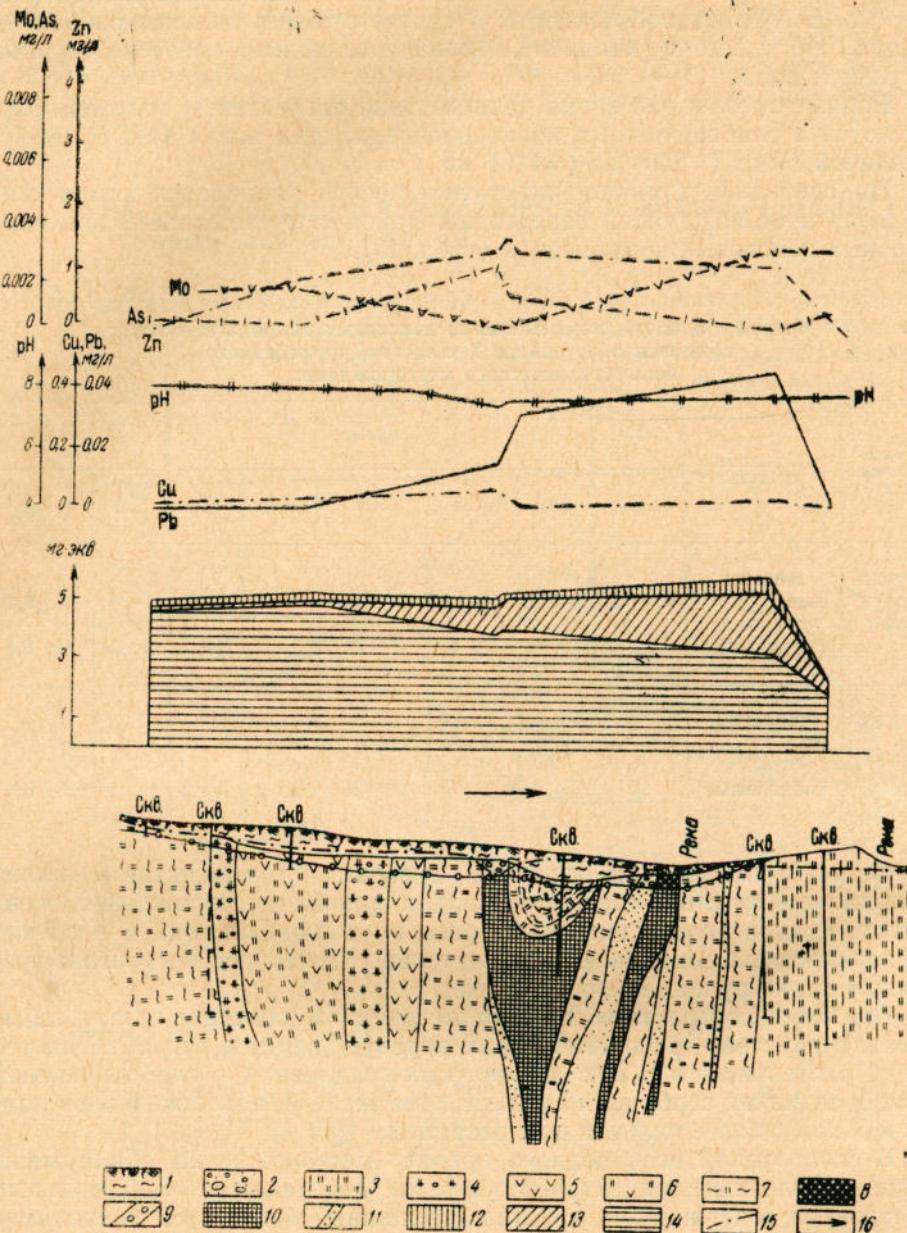


Рис. 38. Гидрогохимический профиль через погребенную полиметаллическую залежь

1 — почвенный слой и суглинисто-глинистые отложения; 2 — гравийно-песчаные отложения с включением щебня и валунов; 3 — переслаивание известковистых алевролитов, алевроцелитов глинистых и углистых сланцев; 4 — кварцевые альбитофиры и альбит-порфиры; 5 — метаморфизованные лавы и лавобрекии; 6 — переслаивание глинистых сланцев с порфиритами, туфами и лавобрекиями; 7 — карбонат-кварц-хлорит-серизитовые сланцы; 8 — погребенная «железная шляпа»; 9 — погребенные сильно окисляющиеся полиметаллические руды; 10 — слабо окисляющиеся силошины полиметаллические руды; 11 — прожилково-вкрапленные слабо окисляющиеся полиметаллические руды; 12 — хлоритов; 13 — сульфатов; 14 — гидрокарбонатов; 15 — уровень подземных вод; 16 — направление подземного стока

Периферическую часть водных ореолов рассеяния рудных тел как в грунтово-трещинных, так и в «аллювиальных» водах обычно образуют цинк и сульфат-ион. В «аллювиальных» водах цинк мигрирует от погребенного рудного тела на расстояние более 500 м, а в грунтово-трещинных водах с более замедленным водообменом до 230—250 м.

Таким образом, пространственная гидрогоеохимическая зональность ореолов рассеяния окисляющихся погребенных полиметаллических месторождений, расположенных в среднегорных расщеплененных районах с нормальным увлажнением, имеет в грунтово-трещинных водах в большинстве случаев следующий вид: руда — сурьма, кадмий — свинец — медь — цинк — сульфат-ион. В «аллювиальных» водах сурьма и кадмий, как правило, не образуют отчетливых водных ореолов рассеяния.

Слабо окисляющиеся скрытые, погребенные и скрыто-погребенные полиметаллические и колчеданно-полиметаллические месторождения были обнаружены как на водораздельных участках (Камышинское), ли-

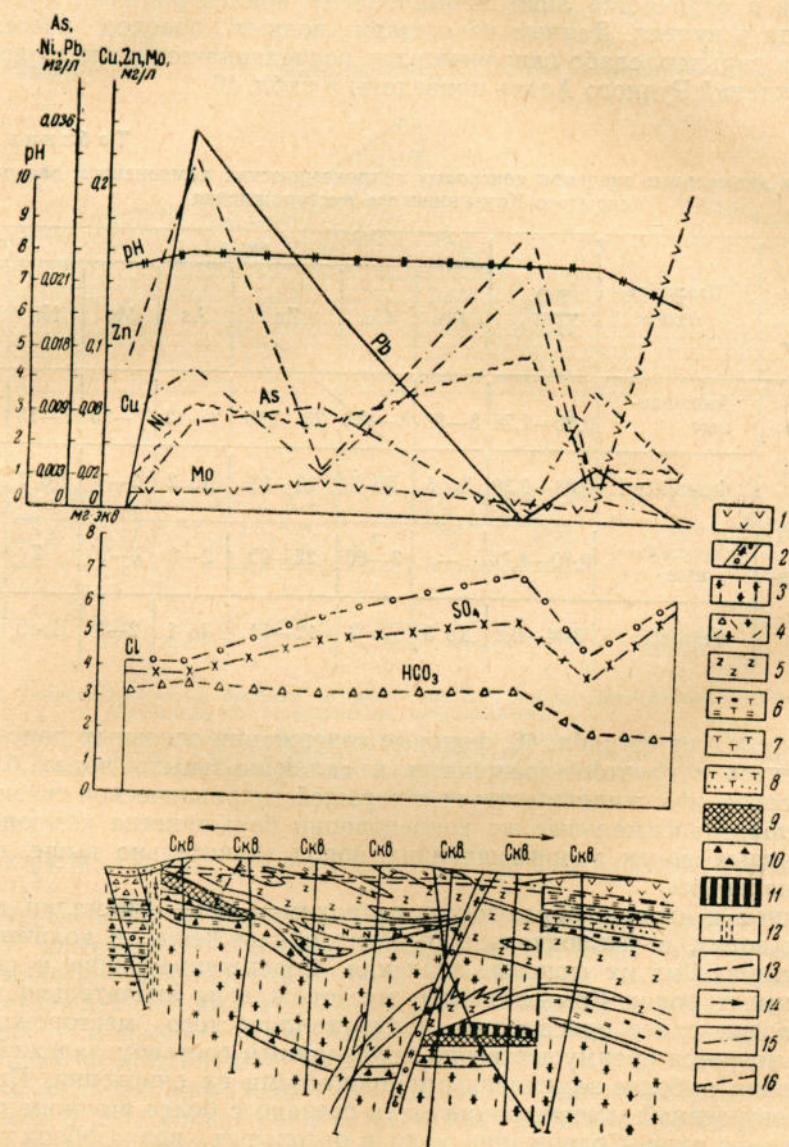


Рис. 39. Гидрогоеохимический профиль по колчеданно-полиметаллическому месторождению (составил В. И. Белецкий)

1 — альбитофиры; 2 — жильные тела кварцевых альбитофирами; 3 — лавы кварцевых альбита-сиенитов; 4 — туфогенные алевролиты; 5 — диабазовые порфиры; 6 — медно-цинковые; 10 — полиметаллические; 12 — зоны дробления и рассланцевания; 13 — тектонические нарушения; 14 — направление движения подземных вод; 15 — уровень подземных вод; 16 — нижняя граница коры выветривания

шенных мощного рыхлого покрова, в области местного питания подземных вод, так и на склонах речных долин в непосредственной близости от локальных очагов разгрузки (Ново-Березовское, Иртышское, Красноярское). В том случае, когда рудные залежи располагаются значительно ниже коры выветривания (рис. 39), окисляющее воздействие кислородно-азотных грунтово-трещинных вод на них почти не оказывается. Переход рудных компонентов в подземные воды в этих случаях осуществляется менее интенсивно, что приводит к образованию менее контрастных водных ореолов рассеяния. Комплекс основных поисковых компонентов данного типа месторождений весьма близок к поисковому комплексу слабо окисляющихся медноколчеданных месторождений и отличается лишь повышенными концентрациями молибдена, свинца и никеля. Данные по составу водных ореолов рассеяния одного из скрытых слабо окисляющихся колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая приведены в табл. 46.

Таблица 46

Фоновые и аномальные значения поисковых гидрохимических компонентов для района скрытого Камышинского месторождения

Генетические типы вод	Поисковые градации	$\frac{\text{SO}_4}{\text{HCO}_3}$	мкг/л						$\mu\text{-мкг/л}$
			Pb	Cu	Zn	As	Mo	Ni	
Грунтово-трещинные	Аномальные	0,40—1,76	8—36	9—128	20—230	2—12	7—35	7—15	2,3
	Фоновые	0,08—0,20	До 5	До 3	10—13	До 2	2—4	До 3	До 0,5
Аллювиальные*	Аномальные	0,40—1,76	—	9—60	22—92	2—6	7—20	7	0,8
	Фоновые	0,04—0,2	До 5	До 3	12—14	До 1	2—3	До 3	До 0,5

Как следует из табл. 46, фоновые содержания основных поисковых компонентов в грунтово-трещинных и «аллювиальных» водах близки между собой, что свидетельствует о хорошей гидравлической связи этих горизонтов. Максимальные же концентрации большинства компонентов в трещинных водах рудовмещающих пород значительно выше, чем в «аллювиальных».

Свинец и никель, образующие гидрохимические аномалии в трещинных водах, в «аллювиальных» водах обнаружены в количествах, не превышающих их фоновые значения. Содержание цинка и свинца в подземных водах Камышинского месторождения значительно ниже, чем в водах ранее описанного полиметаллического месторождения. Это объясняется преимущественно колчеданным составом залежей месторождения и более замедленными процессами их окисления. Присутствие повышенных концентраций меди связано с более высоким содержанием ее в руде. Содержание меди в ореольных водах обоих месторождений примерно одинаково.

Кадмий и сурьма, характерные для внутренней гидрохимической зоны ореола полиметаллических мелко погребенных месторождений, в ореольных водах описанного месторождения не обнаружены. Молибден здесь, так же как и в других рудоносных закрытых районах, гидрохимически фиксирует глубокие разломы и зоны рассланцевания как в

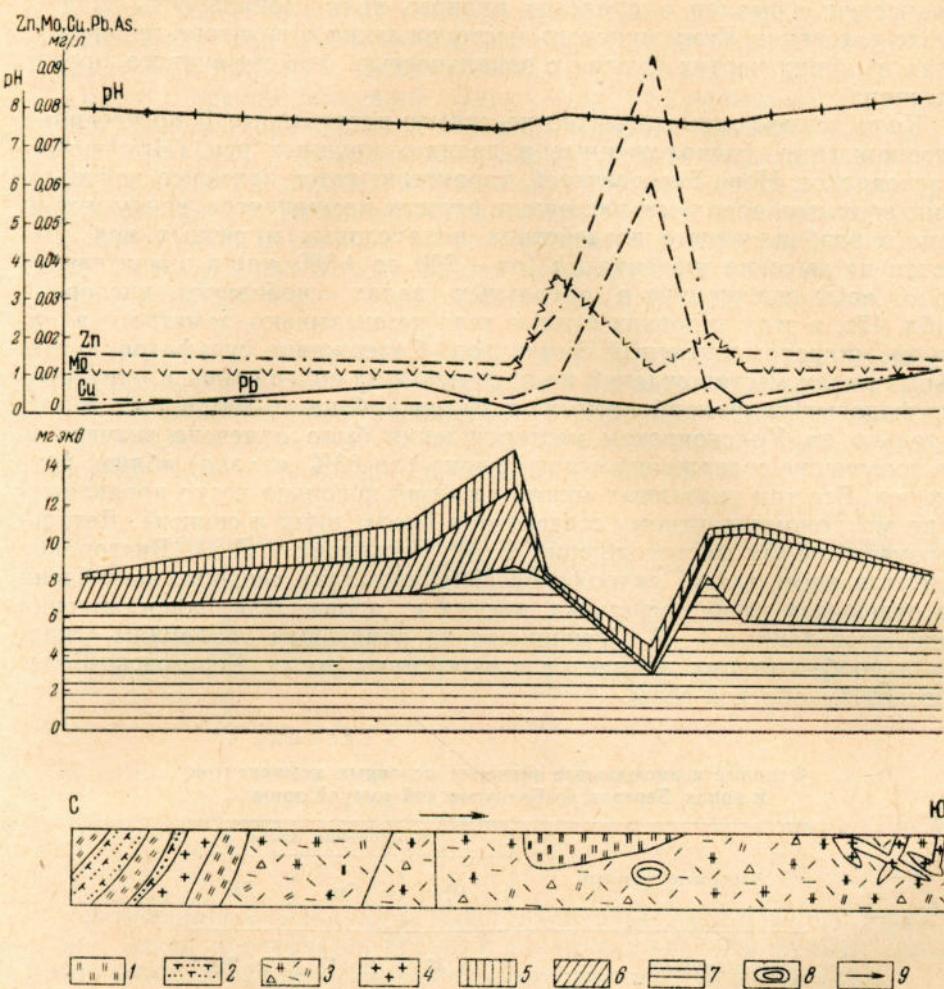


Рис. 40. Гидрогеохимический профиль по поверхности потоку, дренирующему скрытое колчеданно-полиметаллическое месторождение

1 — аллюрелизы; 2 — туффиты кислого состава; 3 — жильные тела кварцевых альбит-порфиров и их лавы; 4 — граниты; содержание в воде: 5 — хлоридов; 6 — сульфатов; 7 — гидрокарбонатов; 8 — скрытый очаг разгрузки ореольных трещинных вод; 9 — направление поверхностного стока

пределах рудных полей, так и на большом (до 2 км) расстоянии от них (рис. 40).

Наиболее контрастные гидрохимические аномалии образуют медь, наименее контрастные — никель, мышьяк и серебро. Горизонтальная гидрохимическая зональность ореолов в трещинных водах месторождения имеет следующий вид: руда — мышьяк — свинец — медь — цинк — мышьяк — молибден, а в «аллювиальных»: руда — мышьяк — медь — цинк — молибден.

Максимальная протяженность ореолов в «аллювиальных» водах примерно в 3 раза больше, чем в трещинных (700 м), что объясняется менее активными сорбционными процессами вследствие повышенных скоростей фильтрации и отсутствием срезания ореолов в «аллювиальных» водах эрозионными формами рельефа.

Содержания мышьяка в рудах и первичных ореолах рассеяния месторождения невысокие, поэтому он, как правило, за пределы внутренней зоны не мигрирует. Серебро образует небольшие по размерам гидро-

химические аномалии в пределах рудного поля. Зональность водного ореола рассеяния Камышинского месторождения в грунтово-трещинных водах в общих чертах сходна с зональностью его первичного ореола рассеяния.

Колчеданно-полиметаллические скрыто-погребенные и погребенные месторождения, расположенные в долинах крупных рек (Иртышское, Красноярское, Ново-Березовское), характеризуются наименее контрастными водными ореолами рассеяния рудных компонентов ввиду интенсивного разбавляющего воздействия подрусловых и речных вод. Несмотря на высокие значения Eh (от +290 до +380 мв) и значительное (до 10 мг/л) содержание в ореольных водах свободного кислорода (табл. 47), в этих условиях рудные тела не оказывают заметного влияния на микрокомпонентный состав вод. Содержание сульфатов в ореольных водах месторождений не превышает их содержания в окружающих фоновых гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-хлоридных водах. И только на Красноярском месторождении было отмечено значительное повышение содержания сульфат-иона (до 63% мг·экв) вблизи рудных тел. Все три указанных месторождения довольно четко проявляются по микрокомпонентному составу вод (медь, цинк и свинец). Детально изучавшие эти месторождения В. И. Касьянова и Д. А. Вигдорович выделили здесь также гидрохимические аномалии серебра, молибдена и в отдельных точках мышьяка, никеля и олова. Для сопоставления приводятся данные Г. Б. Свешникова по поисковым градациям основных рудообразующих элементов в подземных водах Березовско-Белоусовской зоны.

Таблица 47

Фоновые и аномальные значения основных компонентов в водах Березовско-Белоусовской рудной зоны

Поисковые градации	Содержание, мкг/л		
	Pb	Cu	Zn
Аномальные	До 30	До 15	До 260
Фоновые	2—10	0—7	2—20
Среднеарифметические	7	4	12,5

Как следует из сравнения табл. 46 и 47, фоновые содержания элементов в подземных водах Березовско-Белоусовского рудного поля и Камышинского месторождения, расположенных в сходных ландшафтных условиях, оказались почти идентичными. Это объясняется в значительной мере и тем, что указанные месторождения опробовались в одинаково засушливое время (1955 и 1963 гг.).

Колчеданно-полиметаллические залежи, расположенные в равнинном засушливом районе Иртышской зоны смятия, обводнены хлоридно-сульфатно-натриевыми водами. Величина их общей минерализации в результате выщелачивания засоленных отложений достигает 4—7 г/л. Наличие выдержанного покрова водоупорных глинистых отложений и слабоагрессивных соленых вод, обогнанных кислородом, препятствует окислению рудных залежей, а следовательно, и развитию водных ореолов рассеяния большой протяженности и контрастности. Небольшое увеличение содержания в ореольных водах сульфатов под влиянием слабого окисления верхней сульфидной залежи маскируется общей по-

высшей минерализацией вод и поэтому не может быть использовано в качестве косвенного поискового гидрохимического признака. Главное поисковое значение здесь имеют основные рудообразующие металлы (медь, свинец и цинк) и элементы-спутники (молибден и мышьяк).

Водные ореолы рассеяния рудных тел, расположенных в пределах данного района, проявляются только в грунтово-трещинных водах коры выветривания рудовмещающих пород, так как вышележащий водоносный горизонт в рыхлых элювиальных отложениях отделен от грунтово-трещинных и трещинно-жильных вод толщей водоупорных глинистых отложений. Вторичные литохимические ореолы рассеяния также затухают в пределах первых метров экранирующей водонепроницаемой глинистой толщи пород, обладающих большой сорбционной способностью.

Содержание свободного кислорода в ореольных грунтово-трещинных водах месторождения не превышает 0,1 мг/л. Величина Eh не более +150 мв. Аномальные и фоновые содержания основных поисковых компонентов в подземных водах весьма слабо окисляющегося скрыто-погребенного месторождения приведены в табл. 48.

Таблица 48

Фоновые и аномальные значения основных компонентов на скрыто-погребенные залежи Золотушинского рудного района

Генетический тип вод	Поисковые градации	Содержание, мкг/л				
		Pb	Cu	Zn	As	Mo
Трещинные коры выветривания	Аномальные фоновые (модальные)	8—100 Менее 5	15—150 2	35—700 15	1—4 Менее 1	5—15 Менее 2,5

В трещинных водах коры выветривания рудовмещающих пород наиболее четко проявляется верхняя полиметаллическая рудная залежь. Расположенные ниже медноколчеданные залежи (на глубине 650 м и более) почти не влияют на макрокомпонентный состав трещинных вод, вызывая повышение лишь основных рудообразующих микрокомпонентов (медь, цинк и свинец) и элементов-индикаторов (молибден и мышьяк), свободно мигрирующих в бескислородной зоне.

Сопоставление данных, приведенных в табл. 47 и 48, показывает, что аномальные значения основных рудообразующих элементов в ореольных водах практически не окисляющегося месторождения ниже их аномальных значений в ореольных водах окисляющихся погребенных полиметаллических залежей.

Некоторое превышение содержаний меди, цинка и свинца в ореольных водах глубоко залегающих колчеданно-полиметаллических залежей Золотушинского района по сравнению с их содержаниями в более агрессивных пресных водах слабо окисляющегося Камышинского месторождения можно объяснить замедленным движением трещинно-грунтовых вод в условиях слабо расщлененного района и более продолжительным поэтому контактом с рудами.

В соответствии с составом руд и физико-химическими особенностями миграции наиболее контрастные водные ореолы вокруг месторождений Золотушинского района образуют цинк и медь, менее контрастные — молибден и мышьяк (рис. 41).

Из результатов гидрогеохимических исследований различных типов рудных месторождений Алтая, как выходящих, так и не выходящих на

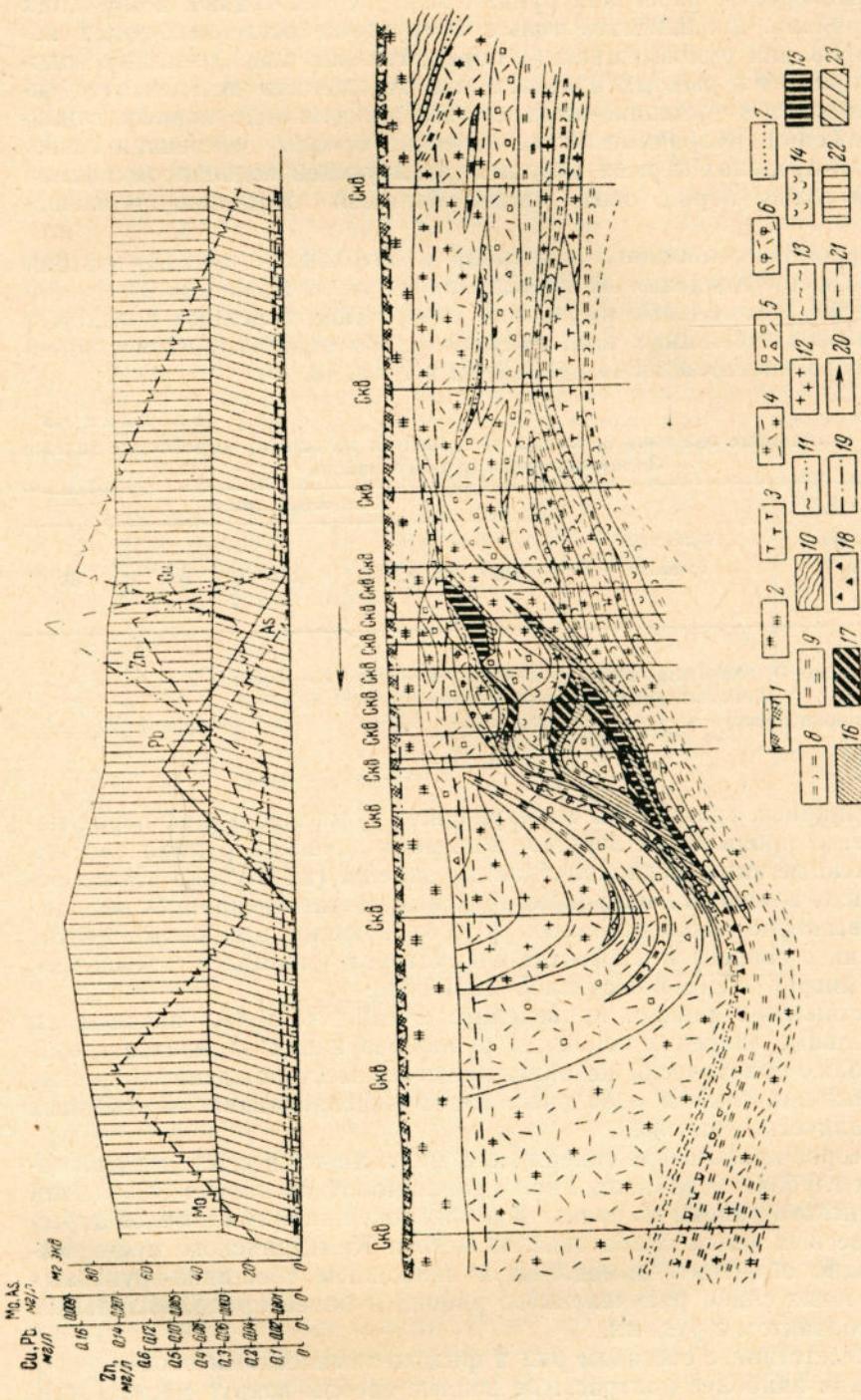


Рис. 41 Гипсогеометрический профиль через колчеданно-полиметаллическое скрыто-потребное месторождение (составил В. И. Белецкий).

Рис. 41. Родник соленого пресного

1 — почвенно-растительный слой в суглинки; 2 — глины, 3 — туфы кислого состава; 4 — лавы кварцевых альбогипфров и албит-порфиротов; 5 — плавовые брекчики кислых эфузивов; 6 — лавы фелзит-полимиктовые; 8 — кремнистые сланцы; 7 — песчаники, полимиктовые; 9 — кварцитово-сернисто-примачистые теригенного образования; 11 — кварцитово-сернисто-алевритовые сланцы нижнего палеозоя; 12 — седиментации; 13 — седиментации; 14 — седиментации; 15 — сплошные полимиктальные руды; 16 — сплошные медные руды; 17 — сплошные медные руды; 18 — рассеянная супидальная руда; 19 — богатые вкрапленинами и вкрашивающиеся в гипситовую подстилающую породу; 20 — нарастающие подземного стока; 21 — нижняя граница коры хордовых; 22 — хордовые; 23 — супаботин.

поверхность и расположенных в различных ландшафтно-геохимических условиях, следует, что водные ореолы рассеяния выходящих на современный эрозионный срез рудных тел отличаются высокой контрастностью и протяженностью в поверхностных и неглубоких «аллювиальных» водах. Так, например, максимально аномальные концентрации рудообразующих металлов установлены в ореольных водах месторождений, выходящих на поверхность в высокогорных районах Алтая с наиболее широким развитием ультрапресных агрессивных вод.

ВЫВОДЫ

1. Фоновые значения основных поисковых компонентов (медь, свинец и цинк) в глубоких грунтово-трещинных водах засушливых районов немного выше, чем в среднегорных гумидных областях. Контрастность их водных ореолов рассеяния также неодинакова. В гумидных районах она, как правило, больше, чем в аридных. Аномальные концентрации цинка в ореольных водах не выходящих на поверхность полиметаллических месторождений в засушливых равнинных районах не превышают 0,7 мг/л, а свинца 0,1 мг/л. В раскрытых же гидрогеологических структурах в высокогорных гумидных районах их содержание увеличивается до 2,3 мг/л.

2. Основными поисковыми компонентами скрытых полиметаллических руд являются свинец, кадмий, медь и цинк. При этом свинец и кадмий являются наиболее надежными поисковыми компонентами благодаря меньшей распространенности в рассеянной (фоновой) сульфидной минерализации в рудовмещающих породах по сравнению с цинком и медью.

3. Важными элементами-индикаторами скрытых и погребенных полиметаллических месторождений также являются никель, серебро, молибден, сурьма и мышьяк.

4. На участках скрытого полиметаллического оруденения отношение содержаний свинца к меди по данным поинтервального опробования по мере приближения к полиметаллическим залежам заметно возрастает, а по мере приближения к медноколчеданным залежам уменьшается.

5. Для полиметаллических месторождений обычно характерна следующая горизонтальная гидрохимическая зональность ореолов рассеяния, проявляющаяся в наиболее полном виде в водоносном горизонте коры выветривания на участках неглубокого залегания интенсивно окисляющихся рудных тел: руда — кадмий — сурьма — свинец — медь — цинк — сульфат-ион.

Глава 7.

МОЛИБДЕНОВОЕ И ВОЛЬФРАМОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Гидрогеологические и гидрохимические условия залегания не выходящих на поверхность молибденовых и вольфрамовых месторождений изучены еще очень слабо. Отдельные сведения о водных ореолах рассеяния этого типа месторождений приводятся в работах Н. И. Долухановой, В. П. Боровицкого (1962), Е. Е. Беляковой и С. Р. Крайнова.

По данным этих исследователей, образующиеся вокруг месторождений водные ореолы молибдена, вольфрама, фтора и других элементов-индикаторов достаточно отчетливо проявляются в водах аллювиальных отложений и поверхностных потоках, дренирующих подземные воды месторождений.

В целях изучения возможностей выявления водных ореолов скрытого молибденового и вольфрамового оруденения в наименее благоприятных для геохимических поисков ландшафтных условиях нами были исследованы погребенные вольфрамовые и молибденовые месторождения в двух крупных рудных районах Забайкалья, характеризующихся широким развитием мерзлых пород.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНОВ РАСПОЛОЖЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Молибденовые и вольфрамовые месторождения, наиболее изученные в гидрогеологическом и гидрохимическом отношении, расположены в пределах Западного (Первомайское, Холтосонское, Долон-Мондунское) и Восточного Забайкалья (Жирекенское).

Первая группа молибденовых и вольфрамовых месторождений находится в сильно расчлененном высокогорном районе со среднегодовым количеством осадков 400—450 мм. Многолетнемерзлые породы имеют островное распространение и прослеживаются до 150 м ниже поверхности земли.

Жирекенское молибденовое месторождение расположается в менее расчлененном среднегорном районе на водоразделе с аналогичным островным развитием многолетней мерзлоты. Среднегодовое количество атмосферных осадков составляет 300—350 мм; это значительно превышает испарение. Район месторождения залесен и заболочен, что осложняет проведение геохимических поисков по литохимическим ореолам.

Для всех месторождений характерно слабое развитие зоны окисления. Вторичные рудные минералы обнаруживаются в близповерхностной зоне на слабо нарушенных участках или глубже по зонам дробления рудовмещающих пород.

Нижняя граница окисленных руд на Первомайском месторождении в гранит-порфирах изменяется от 40 до 100 м. В сланцах она не опускается ниже 60 м. В состав первичных руд молибденовых месторождений входят молибденит, сфалерит, халькопирит, пирит, галенит, висмутин, антимонит, блеклые руды, киноварь, гематит и другие минералы.

Главным рудным минералом вольфрамового оруденения является гюбнерит. Кроме него в состав рудных жил входят флюорит, пирит, блеклые руды, галенит, единичные зерна сфена, сфалерита, шеелита и халькопирита. Окаймляющие рудные жилы гидротермально измененные породы представлены пиритизированными кварцево-серicitовыми и кварцево-мусковито-серicitовыми породами.

Гипергенные минералы представлены весьма однообразным комплексом минералов, среди которых преобладают псиломелан-вад, лимонит и ковеллин. На глубинах до 30 м встречается измененный (обожренный) гюбнерит.

Основными рудными минералами Жирекенского месторождения являются молибденит, халькопирит, пирит, ферримолибдит, халькоzin и магнетит. Зона окисления развита неравномерно. В пределах деятельного слоя (до 10 м) рудные минералы наиболее окислены. На глубинах 70—75 м степень окисления рудной минерализации не превышает 5%. На участках интенсивного нарушения пород вторичные (окисленные) минералы (молибдит, повеллит и вульфенит) обнаружены на глубинах более 100 м.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ввиду широкого развития слабоводопроницаемых мерзлых пород, особенно на северных склонах гор, и большой крутизны склонов поверх-

ностный сток в районе месторождений преобладает над инфильтрацией атмосферных осадков. Рудные тела обводняются преимущественно грунтово-трещинными водами. На участках залегания в кровле рудных тел рыхлых образований с мерзлыми грунтами в летнее время года в результате их оттаивания обводнение увеличивается за счет притока надмерзлотных вод.

Так же как и в других северных горноскладчатых районах, в коре выветривания изверженных рудовмещающих пород примерно до глубины 200 м распространены грунтово-трещинные воды. К элювиально-делювиальным образованиям приурочены неглубокие, обычно промерзающие зимой пластово-поровые воды. Азональным развитием характеризуются глубокие (подмерзлотные) воды разрывных тектонических нарушений и воды аллювиальных отложений. Глубокие грунтово-трещинные воды также являются подмерзлотными и залегают на глубинах 75—100 м. Межмерзлотные воды в виде ископаемого льда обнаруживаются в трещинах (от 1 до 4 см) различных мерзлых пород и отличаются повышенной концентрацией рудных компонентов.

Надмерзлотные воды деятельного слоя имеют непостоянный режим и характеризуются резким увеличением дебитов (до $7,2 \text{ м}^3/\text{ч}$) в последовательное время, в сухое время года они снижаются до 0,01 л/сек. Зимой дебиты надмерзлотных вод также резко уменьшаются и на участках их развития образуются крупные наледи.

Воды аллювиальных отложений, приуроченные к долинам рек, имеют еще более непостоянный режим. Мощность аллювиального водоносного горизонта достигает 30—40 м, а водообильность изменяется от 1,8 (в засушливое время) до 357 л/сек (в дождливое время). В зимнее время горизонт питается главным образом грунтово-трещинными и трещинно-жильными подмерзлотными водами.

Первомайский молибденовый штокверк обводняется главным образом трещинными водами, проникающими на несколько сотен метров по зонам дробления и трещиноватости рудовмещающих пород. Воды делювиальных и элювиальных образований в районе месторождения малодебитны и дренируются глубоко врезанными долинами рек. Так же как и «аллювиальные» воды, они не оказывают существенного влияния на обводнение рудных жил.

Максимальные притоки напорных вод (до $5 \text{ м}^3/\text{ч}$) наблюдаются на участках пересечения рудного штокверка глубокими разломами. Скважины, вскрывшие приуроченные к ним трещинно-жильные воды, самоподливаются с дебитами до $3 \text{ м}^3/\text{ч}$.

Холтосонское вольфрамовое месторождение также расположено на склоне водораздельного хребта, возвышающегося над окаймляющими долинами на 300—330 м. Мерзлые породы вскрыты до глубины 150 м. В пределах рудного поля имеется мощная обводненная трещиноватая зона, при пересечении которой в горных выработках приток возрастает в 10—15 раз.

Основным водоносным горизонтом являются грунтово-трещинные воды, распространенные до глубины 200 м и имеющие наибольшее площадное распространение. К песчано-галечным отложениям рек приурочены «аллювиальные» воды. В летнее время их дебиты резко возрастают благодаря подпитыванию поверхностными водами.

Долон-Модонское молибденовое месторождение расположено на южном склоне небольшой сопки. Рудное тело вытянуто в меридиональном направлении и погребено под аллювиальными отложениями в долине и делювиальными образованиями на склонах сопок. Разделяющая их долина реки имеет значительную (до 1 км) ширину и является основным местным базисом эрозии. Небольшой приток, впадающий в нее слева, дренирует западный склон рудоносной сопки, и поэтому водные ореолы рассеяния месторождения проявляются и в

нем. Ввиду продолжения некоторых рудных тел под аллювиальными образованиями значительную роль в их обводнении играют и «аллювиальные» воды.

Жирекенское молибденовое месторождение расположено в одной из местных областей питания на вершине водораздельной возвышенности и обводнено очень слабо. Развитые в пределах рудного поля подземные воды дренируются окаймляющими его долинами. Малодебитные источники, приуроченные к зонам дробления пород, имеют расход 0,1—0,5 л/сек и представляют собой отдельные открытые очаги разгрузки напорных трещинных вод. Притоки этих вод в горные выработки на глубине 40—50 м также не превышают 0,5 л/сек. Дебит одной из разведочных скважин, вскрывшей обводненные зоны дробления на различных глубинах, составлял при понижении 52 м 0,25 л/сек. Быстрое снижение со временем притока трещинных вод в горные выработки указывает на небольшую величину их динамических запасов и непостоянство режима. На участке залегания рудных тел движение вод направлено на юго-запад к долине реки.

Слабая обводненность рудного поля обусловлена в основном широким развитием слабо проникаемых мерзлых пород, препятствующих инфильтрации атмосферных осадков. Большая часть надмерзлотных вод, приуроченных в пределах рудного поля к элювиально-делювиальным отложениям, дренируется глубоко врезанными долинами и оврагами. У подножия сопки в летний период они образуют заболоченные участки, а в зимний — наледи. Воды аллювиальных отложений никакого влияния на обводнение рудных тел не оказывают. Мощность мерзлых пород в аллювиальных песчано-галечниковых образованиях составляет 1,8—2,5 м. Расход аллювиального потока 1—3 л/сек.

Подмерзлотные грунтово-трещинные воды приурочены к зоне наиболее интенсивной трещиноватости пород, располагающейся в интервале 60—100 м. Выходы этих вод на поверхность чаще наблюдаются на южных склонах сопки в виде нисходящих источников с дебитами в летнее время 1—1,5 л/сек. В пади Жирекен трещинные источники отсутствуют и русло ручья в летнее время пересыхает, что несколько осложняет гидрохимическое опробование ореолов рассеяния на данном участке.

Трещинно-жильные подмерзлотные воды приурочены к разломам различного простириания и в том числе к северо-западному рудоносному разлому. Дебиты этих вод изменяются от 0,1 до 1,5 л/сек. Открытые очаги разгрузки их в виде трещинного типа источников в пределах рудного поля встречаются весьма редко.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ВОДНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ МОЛИБДЕНОВЫХ И ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Образование водных ореолов молибденовых и вольфрамовых месторождений Забайкалья происходит преимущественно под влиянием процессов углекислотного и сернокислотного выветривания. Особенно интенсивно эти процессы протекают на месторождениях, приуроченных к наиболее раскрытым гидрогеологическим структурам (Первомайская, Жирекенская, Холтосонская). Сопутствующая сульфидная минерализация подвергается здесь активному окислению, интенсифицируя разрушение более устойчивых к процессам химического выветривания силикатных минералов вольфрама, фтора и др. Агрессивность вод с глубиной изменяется неравномерно и зависит от характера трещиноватости и литологии водовмещающих пород.

Так, например, в районах расположения скрытых молибденовых месторождений, расположенных в расщлененных высокогорных райо-

Таблица 49

Характеристика водных ореолов рассеяния Жирекенского молибденового месторождения

Генетические типы вод	Химический состав вод	Содержание, мг/л								
		pH	Mo	Cu	Zn	As	SO ₄	F	Hg	W
Грунтово-трещинные	$M_{0,22-0,45} \frac{SO_4^4 - HCO_3^3}{Ca_{60-68}Mg_{18-26}}_{51-54}$	5,9—7,6	0,05—0,7	0,05—0,2	0,03—0,1	0,01—0,06	30—99	0,2—0,48	До 0,005	До 0,004
Деловиальные	$M_{0,06-0,12} \frac{SO_4^4 - HCO_3^3}{Ca_{47-69}Mg_{23-33}}_{52-58}$	5,0—5,8	0,015— —0,07	0,03—0,09	0,02— —0,025	0,02—0,15	20—49	0,2—0,88	До 0,005	Не обн.
Поверхностные	$M_{0,09-0,3} \frac{SO_4^4 - HCO_3^3}{Ca_{47-59}Mg_{23-29}}_{52-55}$	6,3—7,5	0,035— —0,14	0,015— —0,05	0,01— —0,015	0,02—0,08	20—80	0,1—0,2	Не обн.	Не обн.

нах, наиболее агрессивные кислородно-азотные слабо минерализованные гидрокарбонатно-кальциевые воды, содержащие максимальные количества свободной углекислоты, часто устанавливаются не в приповерхностной части коры выветривания, закальматированной суглинистыми и дресвыми продуктами физического выветривания, а в более глубоких трещиноватых интервалах коренных пород (50—75 м).

Общей чертой гидрогеохимической зональности подземных вод молибденовых и вольфрамовых месторождений Забайкалья и других гумидных районов является отсутствие ореолов сильноокислых сульфатных вод с pH менее 5. Это объясняется относительно меньшей по сравнению с описанными типами сульфидных месторождений (мединоколчеданные и полиметаллические) обогащенностью этих месторождений легко окисляющимися дисульфидами железа и меди. Ввиду отсутствия процессов испарительной концентрации и мощных толщ морских осадочных образований здесь наиболее широко развиты слабо минерализованные (до 0,5 г/л) гидрокарбонатно-кальциево-магниевые воды.

Различие геоструктурных, гидрогеологических и геоморфологических условий залегания молибденовых и вольфрамовых месторождений Западного и Восточного Забайкалья соответствующим образом отразилось на составе и зональности их водных ореолов рассеяния. Наиболее контрастные водные ореолы рассеяния основных элементов-индикаторов скрытых молибденовых месторождений, таких, как молибден и мышьяк, обнаружены в пределах рудного поля Жирекенского месторождения (Восточное Забайкалье).

Содержание молибдена в грунтово-трещинных водах во внутренней (околорудной) гидрохимической зоне месторождения достигает 700 мкг/л, а мышьяка 80 мкг/л при соответствующих фоновых значениях этих компонентов в окружающих водах 15 и 5 мкг/л (табл. 49, 50). Общая минерализация грунтовых вод в элювиальных и делювиальных образованиях, развитых в зоне влияния месторождения, изменяется от 0,06 до 0,45 г/л, а поверхностных вод — от 0,09 до 0,3 г/л.

Под влиянием окисляющейся сульфидной минерализации вокруг

Таблица 50

Фоновые и аномальные значения основных элементов-индикаторов Жирекенского молибденового месторождения

Генетические типы вод	Поисковые градации	Содержание, мкг/л				
		Mo	Cu	Zn	As	SO ₄
Грунтово-трещинные	Фоновые	<0,015	<0,01	<0,015	<0,005	<20
	Аномальные*	≥0,05	≥0,05	≥0,03	≥0,02	≥30
Делювиальные	Фоновые	<0,009	<0,005	<0,01	<0,01	<15
	Аномальные*	≥0,015	≥0,03	≥0,02	≥0,02	≥20
Поверхностные	Фоновые	<0,009	<0,005	<0,005	<0,005	<10
	Аномальные*	≥0,035	≥0,015	≥0,01	≥0,02	≥20

* Нижний предел аномальных значений.

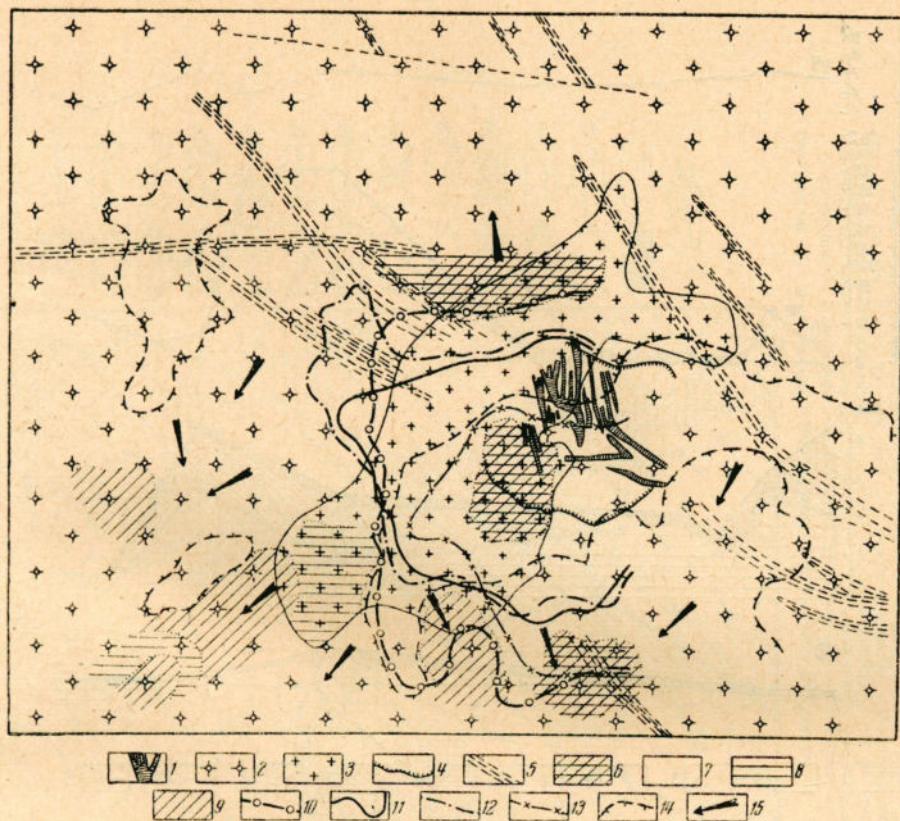


Рис. 42. Схематическая карта водных ореолов рассеяния в грунтово-трещинных водах молибденового месторождения Забайкалья (составила В. В. Федосеева).

1 — гранит-порфиры; 2 — крупнозернистые порфировидные роговообманково-биотитовые граниты, гранодиориты; 3 — мелкозернистые биотитовые граниты, гранодиориты; 4 — контуры рудного тела; 5 — зоны тектонических нарушений; 6 — сульфатно-гидрокарбонатные воды с минерализацией от 0,06 до 0,45 г/л и pH от 5 до 7,6; 7 — гидрокарбонатно-сульфатные воды с минерализацией от 0,12 до 0,3 г/л и pH от 6 до 7,1; 8 — гидрокарбонатно-хлоридные воды с минерализацией от 0,04 до 0,26 г/л и pH от 5,6 до 7,4; 9 — гидрокарбонатные воды с минерализацией от 0,08 до 0,1 г/л и pH от 6,4 до 6,9; 10 — водные ореолы в грунтово-трещинных водах; 11 — молибдена; 12 — меди; 13 — цинка; 14 — сульфат-иона; 15 — области питания трещинно-грунтовых вод; 15 — направление движения трещинно-грунтовых вод.

месторождения в поверхностных и подземных водах образуется ореол сульфат-иона. Протяженность его около 700 м в грунтово-трещинных водах и более 1000 м в поверхностных потоках, дренирующих месторождение.

Грунтовые воды околодрудной гидрохимической зоны имеют pH 5—6,8. По мере удаления от молибденового штокверка и его литохимических ореолов рассеяния величина pH возрастает до 7,5 и в периферийной части водного ореола уже не отличается от pH окружающих фоновых вод.

Помимо аномальных содержаний молибдена и мышьяка в ореольных водах месторождения обнаружены аномальные содержания меди, цинка и сульфат-иона. Пространственное соотношение их ореолов с рудным телом в различных типах вод показано на рис. 42 и 43.

Наиболее отчетливо молибденовый штокверк оконтуривается в водах коры выветривания рудовмещающих и делювиальных пород ореолами рассеяния молибдена, меди, цинка, мышьяка и сульфат-иона. Расплывчатые слабоконтрастные водные ореолы рассеяния образуют вокруг месторождения фтор. Точечные гидрохимические аномалии селена и ртути обнаружены в периферийной зоне водного ореола рассеяния месторождения.

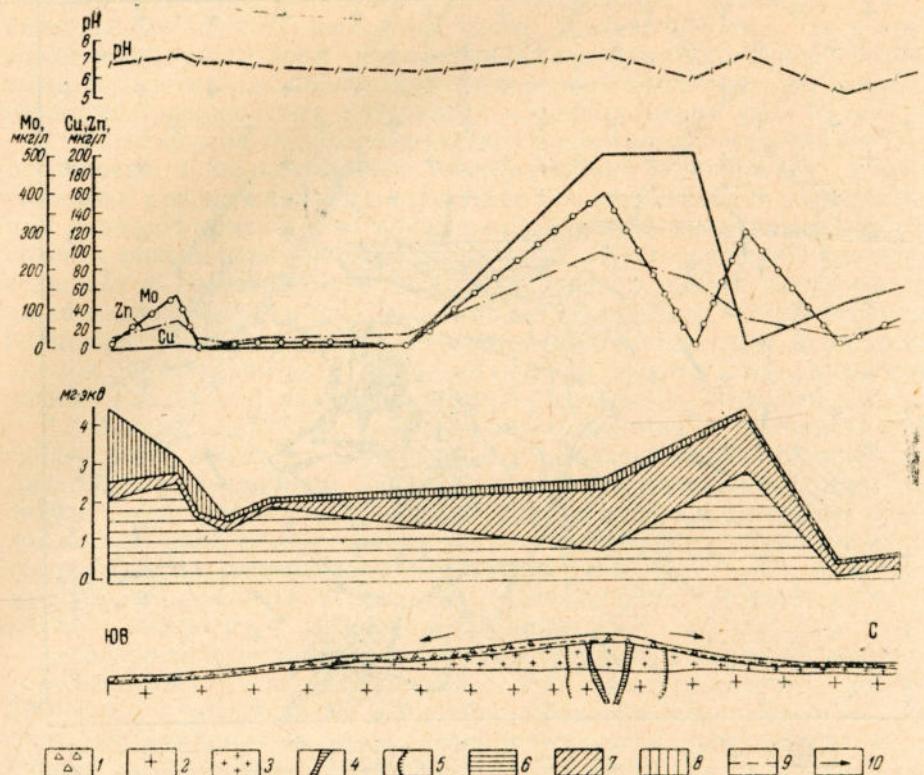


Рис. 43. Гидрогохимический профиль через рудное поле молибденового месторождения Забайкалья

1 — песчаные и дресвино-щебенистые элювиально-делювиальные отложения; 2 — крупнозернистые порфировидные роговообманково-биотитовые граниты, гранодиориты; 3 — мелкозернистые биотитовые граниты, гранодиориты; 4 — гранит-порфиры, кварцевые порфиры; 5 — контур рудного тела; содержание в воде: 6 — гидрокарбонат-ион; 7 — сульфат-ион; 8 — хлор-ион; 9 — уровень подземных вод; 10 — направление движения трещинно-грунтовых и «делювиальных» вод

У подножия рудоносной сопки в болотных водах образуются отдельные очаги концентрации молибдена, мышьяка и цинка. Появление такого типа гидрохимических аномалий подтверждает способность этих микрокомпонентов переноситься в природных водах на значительные расстояния и накапливаться на участках застойного движения вод. Не исключается здесь также и влияние болотных органических веществ, благоприятствующих образованию и миграции металлоорганических соединений.

Юго-восточнее основного молибденового штокверка в грунтовых водах на дне оврага обнаружены весьма отчетливые гидрохимические аномалии молибдена, мышьяка, фтора, селена, указывающие на присутствие в породах прилегающих участков молибденовой минерализации.

В подземных трещинных, грунтово-трещинных и неглубоких водах аллювиальных отложений Первомайского молибденового месторождения развиты наиболее отчетливо водные ореолы рассеяния сульфат-иона, фтора, цинка, меди, молибдена и вольфрама (рис. 44). Слабоконтрастный ореол небольшой протяженности образует свинец.

Наиболее интенсивно разрушающаяся центральная часть рудного поля обводнена грунтово-трещинными и трещинными водами сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевого состава с минерализацией 0,06—0,4 г/л (табл. 51, 52). По направлению движения к очагам разгрузки они сменяются гидрокарбонатно-сульфатными и гидрокарбонатно-хлоридными водами с минерализацией соответственно до 0,6 и 0,7 г/л.

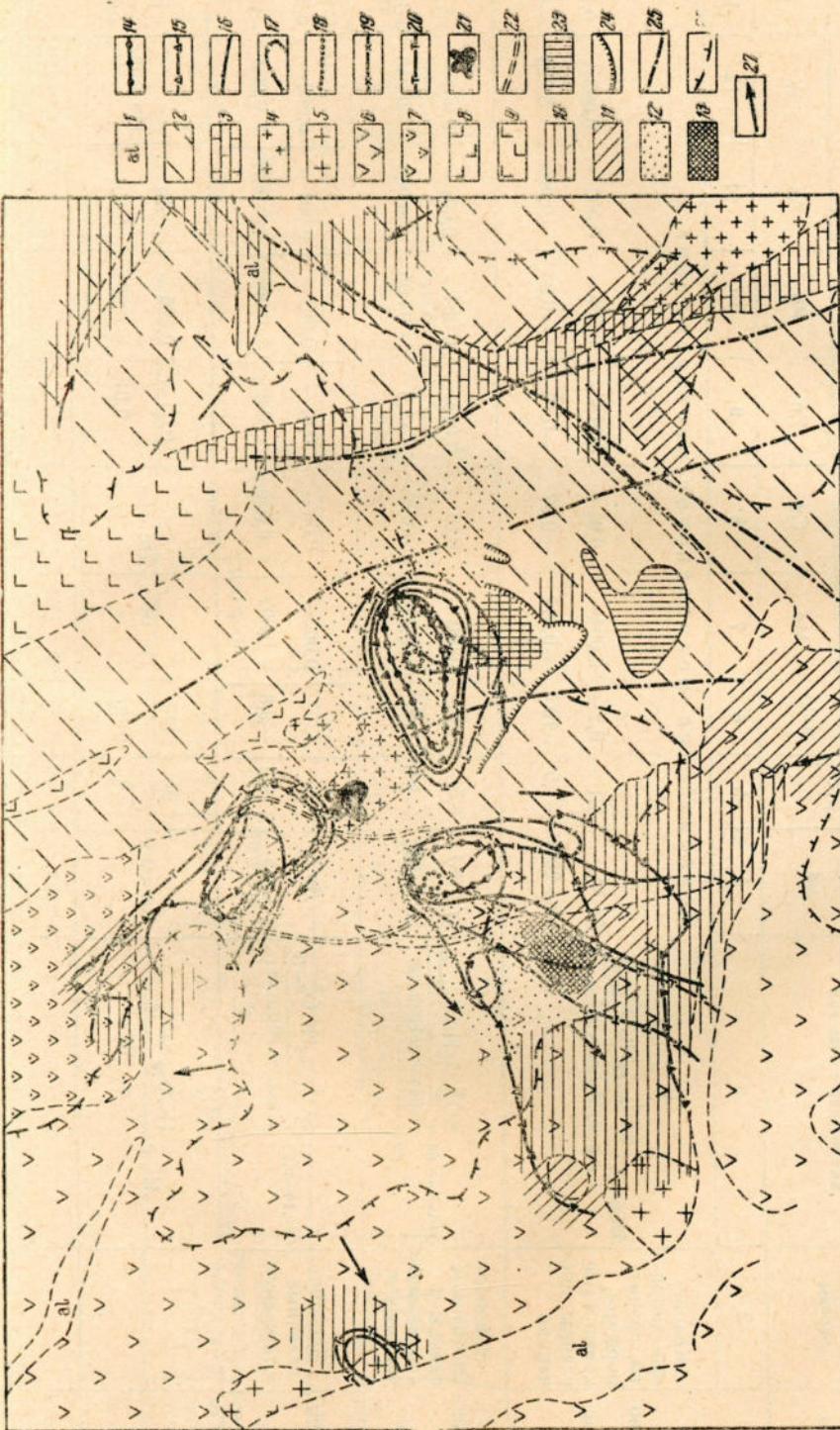


Рис. 44. Схематическая карта водных ореолов рассеяния wolfram-scheelite и молибденового оруденения Забайкалья (составил В. В. Федосов)

Таблица 51

Характеристика водных ореолов рассеяния

Генетические типы вод	Вмещающие породы	Химический состав вод				Eh, Mg	рН	O ₂ , мг/л	Содержание, мг/л					
		Mo	Cu	Zn	Pb				As	W	F	SO ₄		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
Первомайское молибденовое месторождение														
Грунтово-трещинные	Кварцевые диориты, гранит-порфирь, кремнистые сланцы, песчаники	$M_{0,06-0,4} \frac{SO_4^4}{Ca_{46-52}} HCO_3^{14-88}$ $-Na_{29-30}$	(+31) — —(+283) —7,5	5,1 — —10,9	0,2 — —0,017	0,004 — —0,07	0,01 — —0,16	0,015 — —0,04	0,005 — —0,003	0,002 — —0,024	0,003 — —4,6	0,4 — —4,6	40 — —250	
Трещинно-блочтовые жильные	Эпилито-блочтовые сланцы и кварцевые диориты	$M_{0,25-0,64} \frac{SO_4^4}{Ca_{44-77}} HCO_3^{24-60}$ $-Mg_{16-40}$	(+38) — —(+198) —8,0	6,5 — —8,0	До 1,0	0,004 — —0,013	0,01 — —0,05	0,015 — —1,0	0,004 — —0,005	0,001 — —0,002	0,003 — —0,048	2 — —19,2	98 — —479	
„Алювиальные“	Песчано-галечные отложения	$M_{0,14-0,35} \frac{SO_4^4}{Ca_{58-70}} HCO_3^{8-76}$ $-Mg_{25-31}$	До +263	5,9 — —6,9	4,3 — —9,8	0,002 — —0,003	0,08 — —0,035	0,01 — —0,3	0,004 — —0,005	0,001 — —0,0015	0,002 — —0,003	0,2 — —11,5	28 — —136	
Поверхностные	—	$M_{0,15} \frac{HCO_3^3}{Ca_{66}} SO_4^4$ $-Mg_{30}$	Не опр. 7,0	До опр.	Не обн. —	Не обн. —	0,05 — —0,01	0,004 — —0,005	До —	Не обн. 0,001	Не обн. —	15 — 20 обн.		

Холтосонское вольфрамовое месторождение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Грунтово-трещинные и трещинно-жильные	Кварцевые диориты и гранит-порфирь	$Mg_{0,07-1,24} \frac{SO_4^4}{Ca_{57-67}} HCO_3^3 Ca_{31-82}$	$(+40) - (-+230)$	5,9— —7,6	До 10 —0,003 —0,035	0,008— —0,8	0,02— —0,04	0,015— —0,006	0,002— —0,032	0,003— —0,032	0,4— —3,0	40— —770	
Аллювиальные и поверхность	Песчано-гравийные отложения	$Mg_{0,15} \frac{HCO_3^3}{Ca_{22} Mg_{21}} SO_4^4$	+250	6,9— —7,1	До 8,8	0,002— —0,01	0,003— —0,015	0,008— —0,005	До 0,001	До 0,002	0,4— —0,68	25—33	

Таблица 52

Фоновые и аномальные значения основных элементов-индикаторов в подземных водах

Генетические типы вод	Поисковые градации	Содержание, мг/л							
		Mo	Cu	Zn	Pb	W	F	SO ₄	As
Первомайское молибденовое месторождение									
Грунтово-трещинные	Фоновые	0,002	0,005	0,005	0,002	0,001	0,2	20	0,001
	Аномальные*	0,004	0,01	0,015	0,005	0,003	0,4	40	0,003
„Аллювиальные“	Фоновые	0,0015	0,003	0,003	0,0015	0,001	0,1	10	—
	Аномальные*	0,003	0,008	0,01	0,005	0,002	0,2	30	—
Холтосонское вольфрамовое месторождение									
Грунтово-трещинные	Фоновые	0,002	0,005	0,01	0,005	0,001	0,3	30	0,001
	Аномальные*	0,003	0,008	0,02	0,015	0,003	0,4	40	0,003
„Аллювиальные“	Фоновые	0,001	0,003	0,003	0,002	0,001	0,2	15	—
	Аномальные*	0,002	0,006	0,005	0,005	0,003	0,4	25	—

* Нижний предел аномальных значений.

Грунтово-трещинные воды, обводняющие рудные тела, агрессивны и содержат до 10,9 мг/л свободного кислорода. Величина Eh (+200)–(+285) мв. В более глубоких трещинно-жильных водах свободный кислород отсутствует, а Eh снижается до (+31)–(+50) мв. В этих глубоких водах, отличающихся повышенной минерализацией, щелочностью и длительностью взаимодействия сrudовмещающими породами и рудными вкраплениями, установлены максимальные содержания фтора и вольфрама.

Молибденовые штокверки, более глубоко погребенные под слоем многолетнемерзлых пород и приуроченные к более сложенным пологим возвышенностям, окаймляются менее контрастными водными ореолами рассеяния указанных микрокомпонентов. Примером такого типа месторождений является, в частности, погребенное молибденовое месторождение Долон-Модон.

Ореол слабокислых (pH 5,9–6,7) сульфатно-гидрокарбонатных грунтово-трещинных вод окаймляет его рудные тела в виде небольшого пятна (рис. 45). За пределами влияния месторождения содержание сульфат-иона уменьшается и воды вновь приобретают гидрокарбонатно-кальциевый состав.

Из-за разбавления надмерзлотными водами общая минерализация „аллювиальных“ ореольных вод на месторождении не превышает 0,3 г/л, снижаясь в наиболее теплое время года до 0,04 г/л. В подземных и по-

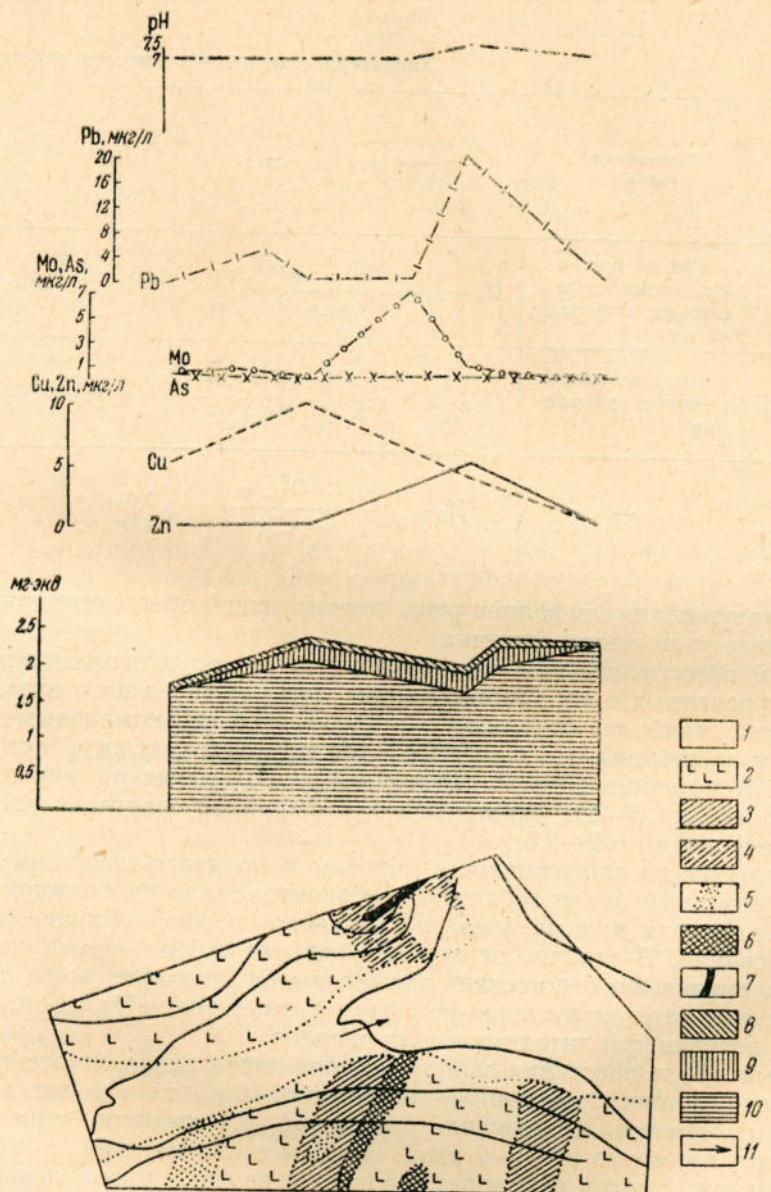


Рис. 45. Гидрогохимический профиль по поверхности потоку, пересекающему поле погребенного слабо окисляющегося молибденового месторождения Забайкалья

1 — аллювиальные отложения; 2 — эфузивы основного состава; 3 — серпентитовые песчано-глинистые сланцы; 4 — роговики и вторичные кварциты; 5 — песчаники; 6 — хлоритовые сланцы; 7 — контур рудного тела; содержание в поверхностных водах; 8 — хлор-иона; 9 — сульфат-иона; 10 — гидрокарбонат-иона; 11 — направление поверхностного потока

верхностных водах на участках расположения рудных тел обнаружены слабоконтрастные ореолы молибдена, меди, цинка, свинца и мышьяка.

В отдельных точках водного ореола рассеяния месторождения установлены повышенные содержания вольфрама и фтора (табл. 53, 54). Появление повышенных содержаний этих элементов связано с растворением редких вкраплений флюорита и вольфрамита глубокими трещинно-жильными водами, разгружающимися по разрывным текто-

Характеристика водных ореолов рассеяния

Генетические типы вод	Вмещающие породы	Химический состав вод	pH	$\text{O}_2, \text{мкг/л}$
Грунтово-трещинные	Гранит-порфирь, кремнистые сланцы, туфопесчаники	$M_{0,05-0,31} \frac{\text{HCO}_3^{3-86} \text{SO}_4^{4-51}}{\text{Ca}_{46-54} \text{Mg}_{35-46}}$	5,9—7,5	До 5,7
„Аллювиальные“	Песчано-галечниковые отложения	$M_{0,04-0,28} \frac{\text{HCO}_3^{3-77-85} \text{SO}_4^{4-21-24}}{\text{Ca}_{54-75} \text{Mg}_{44-48}}$	6,7—7,5	До 7,0
Поверхностные	—	$M_{0,03-0,04} \frac{\text{HCO}_3^{3-79-85}}{\text{Ca}_{70-85}}$	7,0—7,4	—

ническим нарушениям в долине реки, дренирующей ореольные грунтово-трещинные воды месторождения.

Водный ореол рассеяния месторождения в грунтово-трещинных водах, приуроченных к коре выветривания метаморфических и вулканогенных пород, наиболее отчетливо оконтуривается по аномальным концентрациям молибдена, меди, цинка и свинца. Контрастность ореолов этих элементов-индикаторов во внутренней гидрохимической зоне изменяется в пределах 5—6,6, снижаясь в периферийной части их водных ореолов рассеяния до 2—2,5.

Наибольшие по протяженности ореолы в грунтово-трещинных водах образуют медь и молибден. Слабоконтрастный небольшой (до 300 м) по размерам водный ореол у мышьяка и еще меньше (около 150 м) у свинца. В отличие от ореола мышьяка водный ореол свинца несколько смещен по отношению к рудному телу и скорее всего образуется в результате разрушения не самих рудных тел, а более приближенных к поверхности литохимических ореолов.

Водный ореол рассеяния месторождения значительно слабее выражен в дренирующих рудное поле поверхностных водах и водах аллювиальных отложений. Содержание поисковых компонентов снижается в этих водах примерно в 1,5—2 раза. Наиболее контрастный, но наименее протяженный поток рассеяния образует в водах аллювиальных отложений свинец. Максимальная контрастность его ореола в подрусловых водах над рудным телом 6,6, а молибдена 3,5. Наиболее далеко в поверхностных водах и водах аллювиальных отложений в аномальных количествах (более 2 мкг/л) мигрируют цинк (около 2,5 км) и медь (около 1,5 км). Протяженность водных потоков рассеяния молибдена не более 600—700 м, а свинца — до 200 м. Содержание вольфрама, фтора и мышьяка в поверхностных и подрусловых водах в районе месторождения почти не отличается от фонового.

Холтосонское вольфрамовое месторождение характеризуется широким распространением слабо минерализованных сульфатно-гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-сульфатных вод с pH 5,9—7,6. Глубокие трещинные воды месторождения имеют несколько повышенную минерализацию, доходящую до 1,24 г/л, и вскрываются горными выработками при пересечении тектонических разрывных нарушений. Аллювиальные и поверхностные воды в районе месторождения имеют гидрокарбонатно-кальциево-магниевый состав и небольшую (до 0,15 г/л) минерализацию.

Таблица 53

Долон-Модонского молибденового месторождения

Содержание, мкг/л							
Mo	Cu	Zn	Pb	As	W	F	SO ₄
0,003—0,015	0,003—0,02	0,006— —0,025	0,006— —0,02	0,003— —0,006	0,001— —0,0015	0,3—0,4	20—25
0,002—0,007	0,002—0,01	0,005— —0,015	0,005— —0,02	0,002— —0,004	0,001— —0,0015	0,3—0,4	18—24
0,002—0,003	0,001—0,01	0,002— —0,01	0,002— —0,01	0,002— —0,004	0,0005— —0,001	0,3—0,4	16—24

Отличительной чертой зональности водного ореола рассеяния данного месторождения является очень слабое развитие водного ореола рассеяния молибдена даже в грунтово-трещинных водах коры выветривания рудовмещающих пород. Его содержание в воде околоврудной зоны не превышает 3 мкг/л (при фоне 1—2 мкг/л). Более отчетливые ореолы рассеяния в грунтово-трещинных водах образуют свинец, вольфрам, фтор и медь.

Таблица 54

Фоновые и аномальные значения основных элементов-индикаторов в подземных водах Долон-Модонского месторождения

Генетические типы вод	Поисковые градации	Содержание, мг/л				
		Mo	Cu	Zn	Pb	F
Грунтово-трещинные	Фоновые	Менее 0,0015	Менее 0,002	Менее 0,002	Менее 0,002	Менее 0,2
	Аномальные	Более 0,003	Более 0,005	Более 0,006	Более 0,006	Более 0,4
Аллювиальные	Фоновые	Менее 0,001	Менее 0,001	Менее 0,002	Менее 0,002	Менее 0,2
	Аномальные	Более 0,003	Более 0,003	Более 0,005	Более 0,003	Более 0,4

Содержание меди в пределах водного ореола рассеяния месторождения в грунтовых водах изменяется от 0,008 до 0,035 мг/л, цинка от 0,02 до 0,8 мг/л, свинца от 0,015 до 0,04 мг/л и мышьяка от 0,002 до 0,006 мг/л. Контрастность ореолов этих элементов увеличивается (за исключением меди) по мере приближения к рудному телу. Максимальную контрастность в пределах рудного поля имеют водные ореолы рассеяния цинка ($K=40$), вольфрама ($K=10,6$) и фтора ($K=7,5$). Протяженность их ореолов в грунтово-трещинных водах коры выветривания рудовмещающих пород следующая: фтора 2 км, вольфрама и цинка 1,5 км. Содержание этих компонентов в поверхностных водах и водах аллювиальных отложений вследствие процессов разбавления и сорбции

снижается в несколько раз. Однако при гидрохимических поисках скрытого вольфрамового оруденения опробование и этих типов вод в условиях сильно пересеченного рельефа позволяет оконтурить для последующих детальных работ участки перспективных гидрохимических аномалий.

Итак, на основании краткого рассмотрения водных ореолов рассеяния скрытого молибденового и вольфрамового оруденения можно сделать вывод о том, что даже в малоблагоприятных условиях развития многолетнемерзлых пород в различных типах вод (преимущественно подземных) на участках расположения этих месторождений в зависимости от условий их залегания и состава образуются достаточно отчетливые водные ореолы рассеяния весьма разнообразного комплекса химических компонентов. Наибольший поисковый интерес из них для данного типа месторождений представляют молибден, вольфрам, фтор, свинец и цинк, а при интенсивном окислении сопутствующей сульфидной минерализации — медь, сульфат-ион и pH.

Глава 8.

РТУТНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

По сравнению с водными ореолами других типов рудных месторождений водные ореолы рассеяния ртутных месторождений являются наименее изученными. В значительной степени это объясняется распространенным среди геологов мнением о весьма слабой растворимости ртутных минералов, а следовательно, и плохой миграции ртути в природных водах. Действительно, по сравнению с другими тяжелыми металлами (медь, цинк, свинец и молибден) ртуть обнаруживается в водных ореолах рассеяния рудных тел значительно реже и в меньших количествах.

Наиболее интересные данные, освещающие некоторые особенности водной миграции ртути в зоне гипергенеза ртутных и других рудных месторождений, приводятся в работах А. А. Саукова, Н. А. Озеровой, Н. Х. Айдиньян, В. И. Виноградова, В. В. Гецеу, М. А. Карасика, Ю. И. Гончарова, А. Е. Василевской. Данные из работ этих исследователей, характеризующие содержание ртути в водах наиболее крупных ртутных месторождений Средней Азии, Дагестана, Донбасса и Закарпатья, приведены в табл. 55. Из этой таблицы следует, что содержания ртути в ореольных водах ртутных месторождений изменяются в небольших пределах ($5 \cdot 10^{-7}$ — $1,5 \cdot 10^{-5}$ г/л) и часто мало отличаются от фоновых ее ($<5 \cdot 10^{-7}$ — $<1 \cdot 10^{-6}$ г/л) значений в различных типах природных вод, независимо от ландшафтно-геохимических условий.

В зоне окисления ртутных месторождений, обогащенных пиритом (Никитовка, Вышковское рудное поле и др.), образуются кислые сульфатные воды с pH 2—3 и повышенным содержанием ртути (до 25 мкг/л). Выпадающие при нейтрализации этих вод гидроокислы железа соосаждаются из воды ртуть и другие тяжелые металлы, что приводит к образованию вторичных литохимических ореолов рассеяния ртути в ярозитах, алюнитах, алюминитах, феброферритах и других железистых и алюминиевых новообразованиях. На основании изучения высокоминерализованных хлоридных вод галогенных толщ Донбасса М. А. Карасик (Карасик и др., 1965) пришел к выводу о том, что анионный комплекс ртути HgCl_4^{2-} существенного значения в водной миграции ртути не имеет. Более благоприятной химической средой миграции ртути, по его мнению, являются гидрокарбонатные слабо минерализованные воды. Наши данные исследований рассолов Закарпатья противоречат этому выводу.

Таблица 55

Характеристика подземных вод районов расположения рудных месторождений

Месторождение Pyatnicheskoye	Вмещающие породы	Главные рудные минералы	Генетические типы вод	Минерализация, г/л	Типичный ионный состав	рН	Содержание ртути, г/л		Автор
							мягкое	жесткое	
Сынагайский район	Доломитизированные известняки	Киноварь	Грунтовые	0,4—0,7	$\text{HCO}_3^-, \frac{\text{HCO}_3^-\text{SO}_4^+}{\text{CaMg}}$	Около 7	3·10 ⁻⁶	Менее 5·10 ⁻⁷	А. А. Сауков и др., 1962
	Известняки окварцованные	Киноварь, антимонит	Трещинные	0,5—4,3	$\text{HCO}_3^-\text{SO}_4^+, \frac{\text{SO}_4^+\text{HCO}_3^-}{\text{CaMg}}, \frac{\text{Mg Ca}}{\text{CaMg}}$	4—7	1,5·10 ⁻⁵	Менее 1·10 ⁻⁶	А. А. Сауков и др., 1962
	Брекчированные и окварцованные извест.	Киноварь	Грунтовые	0,5—0,6	$\frac{\text{HCO}_3^-}{\text{Ca}}$	Около 7	3·10 ⁻⁶	Менее 5·10 ⁻⁷	А. А. Сауков и др., 1962
Чаурайский район	Казардинское	Песчаники	Грунтово-трещинные	>0,3	$\frac{\text{SO}_4^+\text{HCO}_3^-}{\text{NaMg}}$	7,6—7,7	8·10 ⁻⁷	Менее 5·10 ⁻⁷	В. В. Генеу
	Гапцахское	Глинистые сланцы	Грунтовые (делювиальных отложений)	До 10,0	$\frac{\text{HCO}_3^-}{\text{NaMg}}$	7—8	3·10 ⁻⁶	Менее 1·10 ⁻⁶	В. В. Генеу
	Хлекское	Песчаники	Грунтово-трещинные	0,4	$\frac{\text{HCO}_3^-}{\text{NaMg}}$	Около 7	5·10 ⁻⁶	Менее 1·10 ⁻⁶	В. В. Генеу
Логбаск	Никитовка	Песчаники	Киноварь, антимонит, пирит	1,7—70,0	$\frac{\text{SO}_4^+}{\text{Fe Ca}}, \frac{\text{Cl}^- \text{SO}_4^+}{\text{CaMg}}$	2—6,5	1·10 ⁻⁵	Менее 1·10 ⁻⁶	А. А. Сауков и др., 1962
	Вышковское рудное поле	Гранодиориты, песчаники	Киноварь, метасиликаты, анабарит, антимонит	0,2—0,5	$\frac{\text{HCO}_3^-\text{SO}_4^+}{\text{CaMg}}$	6,3—7,9	1·10 ⁻⁵	Менее 2·10 ⁻⁶	Г. А. Голова, 1964

Размеры водных ореолов рассеяния ртути в поверхностных и подземных водах обычно невелики (до 0,5 км) из-за слабой ее растворимости и интенсивной сорбции глинистыми минералами, широко распространенными в зоне оклорудных измененных пород. Водные ореолы рассеяния ртути развиваются преимущественно в водах разрывных тектонических нарушений.

Наиболее гидрогеологически и гидрохимически изученные ртутные месторождения расположены в Вышковском рудном районе Закарпатья. По данным В. М. Зайцевой, Б. В. Мерлича и других геологов, в строении Вышковского рудного поля принимают участие преимущественно вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы неогенового возраста. В пределах его, помимо ртутной, установлена и свинцово-цинковая минерализация, что обусловливает присутствие в подземных водах рудного поля, кроме повышенных содержаний ртути, разнообразного комплекса металлов (медь, цинк, свинец, мышьяк, ванадий, никель, стронций, олово, серебро, титан, хром, цирконий, марганец). В единичных пробах ореольных вод обнаружены в повышенных количествах кадмий, молибден и другие компоненты.

Вышковское рудное поле пересекается крупными разломами, сопровождающимися более мелкими тектоническими нарушениями и зонами дробления. Ртутная минерализация обычно приурочена к тектонически нарушенным контактам гранодиорит-порфиров и осадочных образований. Гранодиориты в зонах дробления каолинизированы, окварцованны и марказитизированы.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ртутные скрыто-погребенные тела обводняются грунтово-трещинными пресными азотно-кислородными и трещинно-жильными углекислыми водами, которые приурочены к глубоким разрывным нарушениям и обладают высоким напором. В долинах рек и на склонах возвышенностей их открытые очаги разгрузки представлены многочисленными углекислыми источниками различного химического состава. В менее расчлененной предгорной и равнинной частях рудного поля углекислые воды скрыто разгружаются в аллювиальных и покровных элювиально-делювиальных отложениях, смешиваясь с пресными грунтово-поровыми и грунтово-трещинными азотно-кислородными водами.

Солевой состав углекислых вод в пределах рудного поля весьма разнообразен. Слабо минерализованные (до 1,5 г/л) холодные углекислые воды неглубокого залегания характеризуются гидрокарбонатно-кальциевым составом. Углекислые воды, разгружающиеся по глубоким разрывным нарушениям, имеют более высокую температуру (до 42°C на глубине 600 м) и минерализацию (до 130 г/л). При движении по рудносным разломам эти наиболее агрессивные термальные воды обогащаются разнообразным комплексом рудных компонентов.

Грунтово-трещинные воды, приуроченные к коре выветривания рудовмещающих пород (диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры, туфы, туфопесчаники и др.), обводняют только верхнюю часть скрытых рудных тел. Неравномерное выпадение атмосферных осадков является причиной значительных колебаний дебита и уровня данного трещинного водоносного горизонта. В пониженных частях рельефа трещинные воды либо подпитывают «аллювиальные» и поверхностные воды, либо выходят на поверхность, давая начало поверхностным потокам.

В ионном составе неглубоких грунтово-трещинных вод вне зоны влияния рудных тел преобладают гидрокарбонаты кальция. Общая минерализация вод не превышает 1 г/л, а pH изменяется от 6,2 до 7,9.

К рыхлым аллювиальным и элювиально-делювиальным отложениям приурочены грунтово-поровые воды, которые, как правило, не оказывают существенного влияния на обводнение скрытых рудных тел. Дебиты этих вод небольшие и весьма непостоянны. В летние наиболее сухие месяцы года многие источники и поверхностные потоки, питающиеся водами аллювиальных и делювиальных пород, пересыхают и только на участках подпитывания более глубокими трещинными водами их режим остается относительно стабильным. По химическому составу грунтово-поровые воды относятся к гидрокарбонатно-кальциевому типу. Общая минерализация их колеблется от 0,5 до 1 г/л, а pH изменяется от 6,3 до 7,9.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ВОДНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ РТУТНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Зональность подземных вод в пределах Вышковского рудного поля формируется под влиянием разнообразных природных процессов. Главными из них являются: растворение и выщелачивание вмещающих пород и содержащейся в них рудной минерализации, накопление различных химических компонентов по направлению движения вод от областей питания к областям разгрузки, процессы смешения вод различного химического состава, скрытая разгрузка глубоких термальных рассолов. Рудные тела, находящиеся в разной стадии окисления, из-за различия геоструктурных и геохимических условий локализации окаймлены водными ореолами различного состава и контрастности (рис. 46, 47).

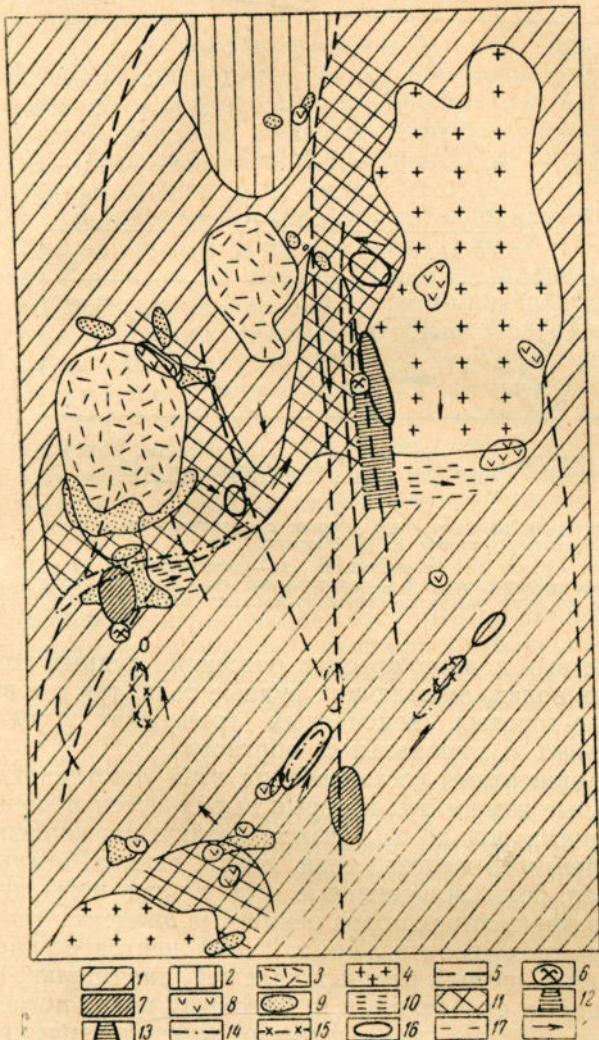


Рис. 46. Схематическая карта водных ореолов рассеяния ртутного месторождения Закарпатья

1 — глины с прослойями угля, конгломераты, галечники, андезиты; 2 — песчаники и пески с прослойями туфов; 3 — кварцевые диорит-порфиры; 4 — лейкократовые гранодиорит-порфиры; 5 — тектонические нарушения; 6 — ртутьное оруденение; литохимические ореолы; 7 — первичные; 8 — вторичные в элювиальных отложениях; 9 — вторичные в делювиальных отложениях; гидрохимические зоны: 10 — сульфатная кислая вода (pH до 2,7); 11 — гидрокарбонатно-сульфатная; водные ореолы рассеяния; 12 — в гречинено-жилых водах тектонических нарушений (ртуть, мышьяк, медь и цинк); 13 — в грунтово-трещинных водах коры выветривания (ртуть, мышьяк, медь и цинк); водные ореолы рассеяния в грунтово-поровых «аллювиально-делювиальных» и поверхностных водах; 14 — ртути; 15 — мышьяка; 16 — меди; 17 — цинка; 18 — направление движения грунтовых вод

Наиболее интенсивно окисляющиеся ртутные тела, выходящие на современный эрозионный срез, вызывают образова-

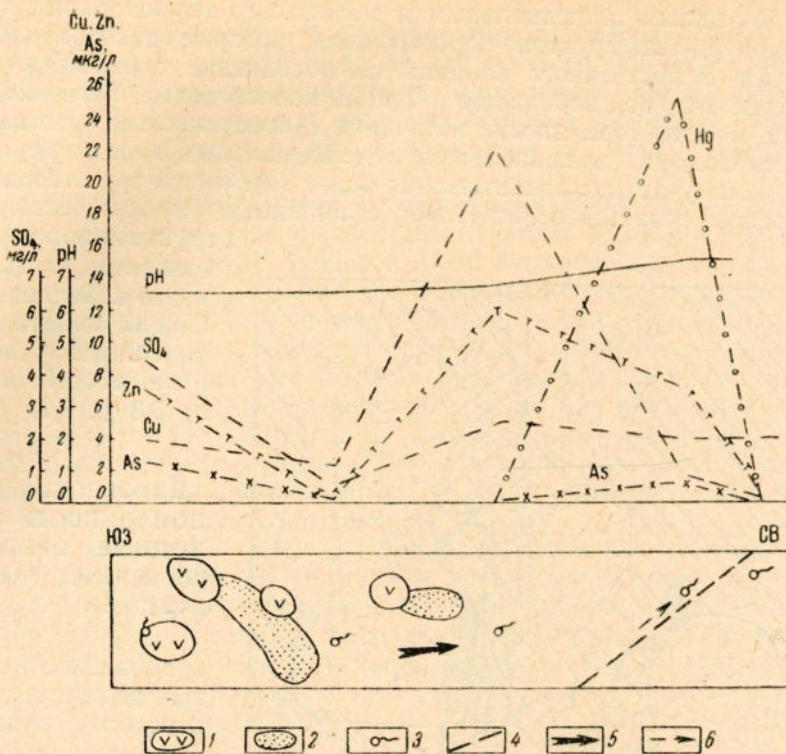


Рис. 47. Гидрогохимический профиль через участок с предполагаемым ртутным оруденением (составил В. И. Белецкий)

Ореолы рассеяния в породах: 1 — элювиальных; 2 — делювиальных; 3 — родники; 4 — тектоническое нарушение; 5 — направление движения грунтовых вод; 6 — участки скрытой разгрузки трещинно-жильных вод

ние и наиболее контрастных водных ореолов рассеяния рудных компонентов как в трещинных водах, омывающих рудные тела, так и в выше расположенных пластово-поровых водоносных горизонтах в рыхлых аллювиально-делювиальных и элювиальных образованиях.

Макро- и микрокомпонентный состав вод на этих участках также претерпевает существенные изменения, которые выражаются в понижении pH грунтово-трещинных вод до 2,7, резком увеличении концентраций сульфатов, двухвалентного железа, меди, цинка, свинца, мышьяка, марганца и никеля (табл. 56). Сильнокислые агрессивные воды интенсивно выщелачивают из вмещающих пород некоторые элементы галоидной группы. Содержание всех перечисленных компонентов в кислых ореольных водах, вскрытых эрозией ртутных залежей, значительно пре-восходит их концентрацию в слабокислых и щелочных водах погребенных тел, вокруг которых образуются значительно менее контрастные и менее разнообразные по составу водные ореолы рассеяния. В отличие от первого типа интенсивно окисляющихся ртутных залежей водные ореолы рассеяния погребенных слабо окисляющихся ртутных тел в пределах Вышковского рудного района выделяются наиболее отчетливо по цинку, меди, мышьяку и ртути. Содержание же других указанных ми-крокомпонентов в ореольных водах слабо окисляющихся погребенных залежей мало отличается от их содержаний в окружающих фоновых во-дах. Они не образуют таких же четких водных ореолов вокруг рудных тел. Аномальные концентрации свинца, никеля, марганца и других компонентов проявляются лишь в виде трудноинтерпретируемых то-чечных гидрохимических аномалий.

Глубоко залегающие ртутные тела скрыто-погребенного типа слабо подвергаются разрушительному воздействию подземных вод. И только на участках пересечения рудных тел разрывными нарушениями, по которым происходит движение агрессивных термальных или углекислых вод, образуются контрастные глубинные гидрохимические аномалии. Поисковые градации основных элементов-индикаторов наиболее труднообнаруживаемых погребенных ртутных залежей приведены в табл. 57.

Поскольку зональность и водные ореолы рассеяния рудных тел в различных генетических типах вод имеют отличительные черты, приводится их краткая характеристика по основным водоносным горизонтам и комплексам.

Грунтово-поровые воды приурочены к аллювиальным и делювиальным отложениям. Вне зоны влияния рудных тел они имеют небольшую (до 0,5 г/л) минерализацию и гидрокарбонатно-кальциевый состав. Фоновые значения основных элементов-индикаторов в этих водах (ртуть, мышьяк, медь и цинк) не превышают сотых и тысячных долей миллиграмма на литр.

На участках скрытой разгрузки грунтово-трещинных вод, омывающих их на глубине верхнюю часть рудных тел и их лигохимические ореолы рассеяния, воды делювиальных и аллювиальных отложений, а также гидравлически связанные с ними поверхностные воды приобретают гидрокарбонатно-сульфатный состав. Содержания меди, цинка, мышьяка, ртути и никеля превышают на этих участках их фоновые значения в окружающих поверхностных и грунтово-поровых водах.

На участках залегания погребенных слабо окисляющихся ртутных залежей, особенно мономинеральных, потоки рассеяния в поверхностных водах отличаются настолько слабой контрастностью, что не могут являться надежным поисковым критерием.

Грунтово-трещинные воды в пределах Вышковского рудного поля имеют весьма разнообразный ионный состав. Вне зоны влияния рудных тел и разгрузки глубоких трещинных вод они имеют слабую минерализацию (до 1,5 г/л), гидрокарбонатно-кальциево-натриевый состав, слабокислую или слаботщелочную реакцию (pH 6,8—7,4).

При интенсивном окислении и выщелачивании рудных тел и их лигохимических ореолов грунтово-трещинные воды обогащаются сульфатами железа, натрия, меди, ртути, цинка, свинца, мышьяком, никелем, марганцем и другими рудо- и породообразующими компонентами (см. табл. 56). Кислотность вод соответственно возрастает (pH 2,5—3). Величина Eh увеличивается до +0,6 в, а общая минерализация — до 7,2 г/л. При выщелачивании погребенных ртутных залежей слабоагрессивными грунтово-трещинными водами с небольшим содержанием свободного кислорода образуются менее контрастные, но все же достаточно четко выделяющиеся на фоне окружающих вод водные ореолы рассеяния ртути, меди, цинка и мышьяка. В случае смешения с углекислыми трещинными водами растворяющая способность грунтово-трещинных вод резко увеличивается и они обогащаются микрокомпонентами, растворимость которых в углекислой среде возрастает. Такими элементами в Вышковском рудном районе обычно оказываются мышьяк, медь, цинк и др.

Трещинно-жильные воды в районах расположения ртутных месторождений имеют различный химический состав, газонасыщенность, дебит и температуру, которые зависят главным образом от глубины их вскрытия скважинами, состава водовмещающих пород и скорости движения по трещинам.

До глубины 200—250 м общая минерализация вод, приуроченных к зонам дробления и интенсивной трещиноватости пород, колеблется в пределах 1,2—5 г/л, а температура увеличивается до 24°C. Величина Eh характеризует слабоокислительную обстановку, уменьшаясь с глубиной.

Сравнительная характеристика состава ореольных вод ртутных залежей

Условия залегания рудных тел	Генетические типы вод	CO_2 свободная, г/л	Химический состав вод	pH	Eh, ε
Обнажающиеся интенсивно окисляющиеся залежи	Грунтово-поровые	До 0,05	$M_{0,1-0,5} \frac{\text{SO}_4^4 \text{HCO}_3}{\text{Ca}}$	6,3—7,9	(+0,3)—(+0,35)
	Грунтово-трещинные	До 0,3	$M_{5,0-7,2} \frac{\text{SO}_4^4}{\text{NaFe}}$	2,7—3,0	(+0,6)—(+0,62)
	Трещинно-жильные	До 2,0	$M_{1,2-5,0} \frac{\text{HCO}_3^3 \text{Cl}}{\text{Na}}$	6,2—7,2	(+0,1)—(+0,26)
Погребенные слабо окисляющиеся залежи	Грунтово-поровые	До 0,05	$M_{0,2-0,5} \frac{\text{HCO}_3^3}{\text{Ca}}$	7,0—7,4	(+0,25)—(+0,32)
	Грунтово-трещинные	До 1,0	$M_{0,5-1,5} \frac{\text{HCO}_3^3 \text{SO}_4^4}{\text{CaNa}}$	6,8—7,2	(+0,22)—(+0,3)
	Трещинно-жильные	До 3,5	$M_{1,5-4,5} \frac{\text{HCO}_3^3 \text{Cl}}{\text{Na}}$	6,3—7,3	(+0,1)—(+0,2)
Глубоко скрыто-погребенные залежи в зоне геотермической аномалии	Трещинно-жильные углекислые термальные	До 2,0	$M_{30-130} \frac{\text{Cl}}{\text{Na}}$	6,3—6,5	(+0,01)—(+0,02)

Таблица 57

Характеристика фоновых и аномальных значений основных элементов-индикаторов в водах слабо окисляющихся погребенных ртутных месторождений
Вышковского рудного поля

Поисковые градации	SO_4 , мг·экв %	Содержание, мкг/л			
		Hg	As	Cu	Zn
Грунтово-поровые воды					
Фоновые	<4	<2	<1	<2	<25
Аномальные*	Более 10	Более 4	Более 3	Более 4	Более 30
Грунтово-трещинные воды					
Фоновые	<6	<3	<2	<3	<25
Аномальные*	Более 12	Более 4	Более 3	Более 5	Более 30
Трещинно-жильные (углекислые) воды					
Фоновые	<3,5	<5	<4	<20	<30
Аномальные*	Более 5	Более 10	Более 6	Более 25	Более 40

* Нижний предел аномальных значений.

Таблица 56

различной стадии окисления

Максимальное содержание, мкг/л									
Cu	Zn	Pb	Mo	As	Hg	Ni	Mn	F	
22	100	10	2,0	12,5	20	100	150	300	
350	10 000	140	3	200	25	360	5000	5000	
100	1300	15	7	60	20	180	300	800	
7	50	7	3	6,0	5	3	50	250	
10	250	25	3	7,0	10	4	120	480	
15	30	10	5	8	15	5	200	480	
650	12 000	Не опр.	Не обн.	Не обн.	150	Не обн.	2000	400	

биной от (+0,21) до (+0,01) в (рис. 48). В этих интервалах глубин воды выщелачивают вулканогенно-осадочные породы и приобретают гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый состав. Количество растворенной углекислоты увеличивается с глубиной от 2 г/л в интервале 5—10 м до 30 г/л на глубине 240 м. В интервале 600—620 м минерализация углекислых вод достигает 130 г/л, а температура 42°C. Содержание свободной углекислоты соответственно уменьшается до 1,5 г/л, а величина Eh до +0,015 в.

В составе растворенных газов преобладает углекислота (99% CO₂, 0,5% CH₄ и 0,5% N₂). Благодаря агрессивному гидротермальному воздействию на вмещающие породы, обогащенные разнообразной сульфидной минерализацией, углекислые рассолы отличаются от всех других типов вод Вышковского рудного поля максимальным содержанием рудообразующих и породообразующих компонентов и особенно ртути.

Присутствие таких тяжелых металлов, как медь и цинк, в необычно высоких концентрациях в глубоких водах, видимо, объясняется увеличением их растворимости в углекислой хлоридно-натриевой среде.

ВЫВОДЫ

Сопоставление результатов анализов различных типов вод Закарпатья показывает, что содержание ртути в углекислых рассолах, приуроченных к рудоносным разломам, является максимальным (150 мкг/л), превышая ее содержание даже в сильноокислых рудничных водах. Содержание меди, цинка, марганца и других химических компонентов в термальных водах рудного поля также значительно больше их содержаний в глубоких трещинных водах, развитых за пределами влияния рудных тел и их литохимических ореолов.

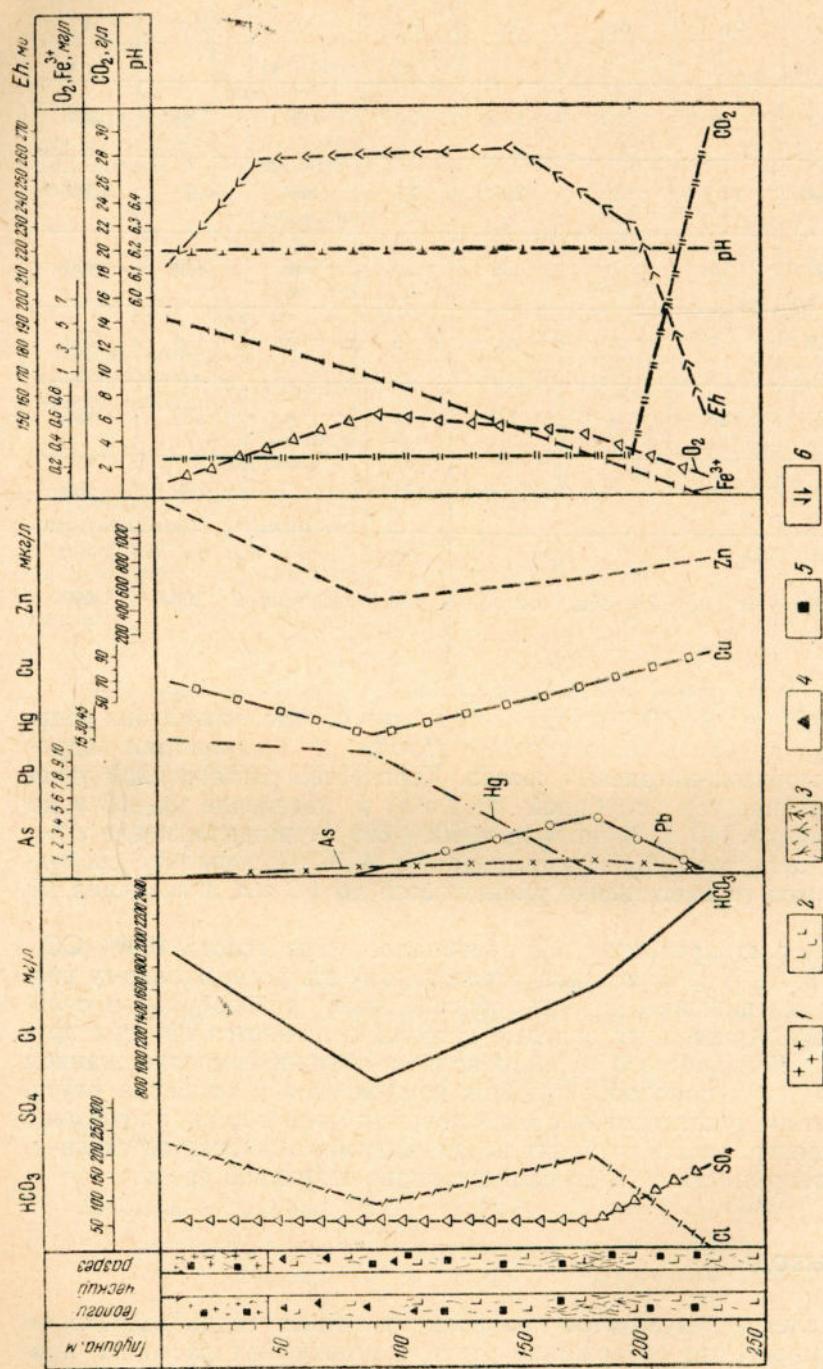


Рис. 48. Результаты поинтервального отбора проб воды из скважины, вскрывшей породы с рассеянной сульфидной минерализацией

1 — гранодиорит-порфирь; 2 — диорит-порфирь; 3 — места усиленного притока трещинно-жильных вод; 4 — вкрапления кинозари;
 5 — вкрапления пирита и марказита; 6 — обсадная колонна труб

До последнего времени мы располагали данными по составу углекислых термальных хлоридных вод, имеющих минерализацию не более 40 г/л. В пределах Вышковского рудного поля, отличающегося своеобразным сочетанием рудных проявлений, соленосных и вулканогенных образований, прорываемых молодыми постплиоценовыми интрузиями, в условиях аномального геотермического режима образуются более концентрированные (130 г/л) рассолы, насыщенные рудными компонентами и углекислотой термометаморфического происхождения.

Величины отношений $r\text{Na} : r\text{Cl}$, $\text{Cl} : \text{Br}$, $\text{Sr} : \text{Ca}$ в этих водах изменяются в пределах соответственно 0,8—0,7, 1600—1800 и 3—3,2, которые подтверждают генетическую связь термальных рассолов с древними водами, сформировавшимися в процессе испарительной концентрации. Дальнейшее углубление разведочных скважин позволит уточнить условия формирования этого интересного типа вод.

Глава 9.

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Несмотря на стремление многих исследователей использовать при поисках месторождений золота гидрохимический метод, водные ореолы рассеяния этих месторождений до настоящего времени остаются очень слабо изученными. Одним из серьезных препятствий для выявления особенностей формирования водных ореолов рассеяния наиболее труднооткрываемых типов месторождений золота, не дающих шлиховых ореолов, являлось отсутствие достаточно чувствительных методов анализа малых количеств золота в природных водах. По этой причине выделение и оконтуривание гидрохимических аномалий в перспективных золоторудных районах проводилось преимущественно по элементам-спутникам (мышьяк, сурьма, серебро, висмут и др.).

Количественные химические анализы и изучение условий миграции золота в природных водах осуществлялись ограниченным числом исследователей и часто без учета гидрохимических особенностей опробуемых водоносных горизонтов и общих ландшафтно-геохимических условий района (Кропачев, 1935). Это явилось основанием для некоторых исследователей (Коновалов, 1941) выразить сомнение в целесообразности опробования поверхностных вод при поисках месторождений золота, особенно не выходящих на поверхность.

В результате обследования поверхностных и рудничных вод различных районов Восточного Забайкалья Г. К. Кропачев (1935) обнаружил в них золото в количестве $n \cdot 10^{-8}$ — $n \cdot 10^{-6}$ г/л. Анализы велись колориметрическим методом с предварительным адсорбированием золота древесным углем из больших объемов воды. После прокаливания проводилась обработка проб «царской водкой» и очищение йодистым калием от примесей.

Результаты анализов показали, что поверхностные воды на безрудных участках (реки Ушаковка, Сухой Ключ, Урюмкан, Уров и др.) содержат золото в количестве 0,04—0,66 мкг/л. На золоторудных площадях в реках Унда, Каменка, Крестовка обнаружено золота в 5—10 раз больше ($n \cdot 10^{-7}$ г/л или $n \cdot 10^{-1}$ мкг/л). Это дало основание автору сделать вывод о целесообразности опробования речных вод при поисках месторождений золота в Восточном Забайкалье.

Другой группой исследователей (Разин, Рожков, 1963) изучались природные воды Куранахской группы месторождений. Анализ золота в воде проводился спектральным методом после соосаждения золота с каломелем. В результате этих опытно-методических работ в нескольких

пробах были установлены весьма значительные содержания золота (до 10 мкг/л).

В процессе изучения водных ореолов рассеяния золота в природных водах перспективных районов нами применялась методика, разработанная Н. В. Марковой и А. К. Полторацкой. Для повышения чувствительности этой методики Н. Л. Озеровой была приготовлена другая шкала стандартных растворов (в меньшем объеме бутилацетата). Это позволило повысить чувствительность определения золота в воде на один порядок (до 0,05 мкг/пробу). Изучение закономерностей формирования водных ореолов рассеяния месторождений золота проводилось в основном в Балейском районе Восточного Забайкалья, отличающемся наибольшим разнообразием химического состава подземных вод и широким развитием погребенных и скрытых рудных тел.

Геология Балейского золоторудного района хорошо изучена и описана многими геологами (Бернштейн, 1963; Петровская, 1961; Фогельман, 1962 и др.). Данные о гидрогеологии и газонасыщенности подземных вод района имеются в работах Л. И. Морозова (1963), М. И. Бураевой (1962), Г. И. Хнырева (1959), А. П. Карасевой, Н. Н. Куликовой (1964) и других исследователей.

Балейский район характеризуется среднегорным расчлененным рельефом. Наиболее крупные скрыто-погребенные рудные тела расположены в широкой долине р. Унды, окаймленной с севера Борщовочным, а с юга Петровским хребтами.

Относительное превышение окаймляющих долину хребтов над урезом р. Унды, являющейся основным местным базисом эрозии подземных вод, составляет примерно 600 м. Водораздельные участки, к которым приурочены местные области питания, удалены от р. Унды на расстояние до 25 км и представляют остатки древнего пенепленизированного рельефа Восточного Забайкалья.

Климат района континентальный. Годовое количество осадков превышает испарение и составляет в среднем 300 мм. Широко развитая в районе многолетняя мерзлота носит островной характер. Под руслом р. Унды и других крупных рек она отсутствует, что неблагоприятно отражается на условиях обводнения погребенных под ее пойменными отложениями рудных тел. На надпойменных террасах мерзлота имеет сплошное развитие.

Балейское рудное поле располагается в краевой части нижнемеловой тектонической впадины. В структурном отношении оно представляет собой крупный грабен, получивший название Балейского. Борта грабена сложены грандиоритами герцинского комплекса. Центральную наибольше погруженную часть заполняют мезо-кайнозойские отложения, представленные нижнемеловыми и юрскими морскими и вулканогенно-осадочными образованиями. Покровные рыхлые элювиальные и делювиальные образования имеют мощность до 15 м. Кварцевые рудные жилы месторождения приурочены к многочисленным трещинам отрыва и пологим взбросовым трещинам, пронизывающим герцинские грандиориты и нижнемеловые плотно сцепментированные конгломераты.

Ввиду повсеместного развития в пределах Балейского рудного поля мезозойских и четвертичных образований большая часть золоторудных жил характеризуется погребенным или скрыто-погребенным трещинным характером и не сопровождается механическими ореолами рассеяния. Поэтому для разработки геохимических критериев их поисков различными исследователями в последние годы изучались разнообразные виды рассеяния рудных тел: солевые, эндогенные и биохимические ореолы.

В 1956 г. на одном из золоторудных месторождений Балея были проведены опытно-методические работы по золотометрической съемке солевых ореолов рассеяния мелко погребенных рудных жил. В резуль-

тате этих исследований с применением новой высокоочувствительной методики анализа проб ($0,05 \text{ g/t}$) близ золоторудных жил, перекрытых элювиально-делювиальными отложениями мощностью 1—1,5 м, были обнаружены солевые ореолы рассеяния золота шириной до 60 м (Сафронов и др., 1957).

Изучением первичных ореолов рассеяния глубоко погребенных золоторудных жил Балейского района занимался В. В. Поликарпочкин (Поликарпочкин и др., 1965). В результате этих исследований было установлено, что, кроме ореолов золота, рудные жилы окаймляются первичными ореолами серебра, мышьяка, сурьмы, меди, свинца и цинка разной контрастности.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ОБВОДНЕНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

Балейский район представляет собой межгорный артезианский бассейн, который может быть подразделен на два гидрогеологических района: район преимущественного развития трещинных вод в изверженных породах и район наиболее широкого распространения пластово-трещинных и пластово-поровых вод в осадочных мезозойских образованиях.

Первый наиболее расчлененный район охватывает водораздельные пространства и верхнюю часть склонов окружающих хребтов и представляет собой область питания и стока безнапорных трещинных вод коры выветривания гранитоидов и грунтово-поровых вод маломощных делювиальных образований. У подножия крутых склонов и в неглубоких падах в виде отдельных пятен наблюдаются маломощные (до 1,5—2 м) линзы мерзлых пород и выхода на поверхность грунтово-трещинных и гречинных вод, образующих в зимнее время наледи.

Второй гидрогеологический район характеризуется более слаженными формами рельефа, располагаясь в предгорной части хребтов и широкой долине р. Унды. Верхняя часть гидрогеологического разреза представлена грунтово-поровыми водами рыхлых четвертичных преимущественно аллювиально-делювиальных отложений, нижняя — грунтово-трещинными водами коры выветривания подстилающих изверженных пород и более глубокими напорными водами, приуроченными к зонам дробления и разрывным нарушениям, секущим дочетвертичные образования. В отличие от первого района здесь очень широко развиты многослойные мерзлые породы, на надпойменных террасах их мощность изменяется от 2 до 35 м.

В периодически замерзающем и оттаивающем деятельном слое движутся безнапорные надмерзлотные воды. Ниже на границе с коренными породами располагаются подмерзлотные воды, обладающие напором. Так же как и в первом районе, по трещинам напластования и разрывным нарушениям, пересекающим рудовмещающие граниты, туфогенно-осадочные и плотно сцепментированные песчано-конгломератовые образования, перемещаются трещинные напорные воды. Наиболее труднооткрываемые рудные тела погребенного и скрыто-погребенного типа располагаются под покровом мезо-кайнозойских отложений. В зависимости от водопроницаемости надрудных и рудовмещающих образований рудные тела обводняются и разрушаются с различной интенсивностью.

Рудные тела, погребенные под пойменными слабо промерзающими отложениями долины р. Унды, обводняются наиболее интенсивно подрусловыми водами песчано-галечных и валунных образований, что благоприятствует развитию водных ореолов рассеяния в неглубоких водах современных аллювиальных отложений. Режим этих вод весьма непостоянен. Подъем уровня начинается в июне и к ноябрю достигает максимума. В этот период контрастность водных ореолов рассеяния рудных

компонентов заметно снижается. Более глубоко залегающие и перекрытые слоем многолетнемерзлых пород мощностью до 35 м рудные тела обводняются преимущественно трещинными водами, обладающими более постоянным режимом. Расходы этих вод имеют два слабо выраженных максимума (в октябре и феврале). Поэтому эти месяцы являются наименее благоприятными для выявления водных ореолов рассеяния рудных компонентов в трещинных водах.

Первый подъем уровней в осенний период обычно вызывается подтоком подземных вод с ближайших местных областей питания — хребтов, окружающих долину р. Унды.

Второй подъем в зимний период года обусловлен подтоком подземных вод из удаленных областей питания, располагающихся в верховьях долины р. Унды.

Помимо мерзлых грунтов на интенсивность обводнения погребенных жил значительное влияние оказывают также состав коры выветривания коренных рудовмещающих пород и раскрытость пересекающих их тектонических нарушений. На участках, где кора выветривания представлена мощными труднопроницаемыми суглинистыми элювиальными образованиями, инфильтрация вод по трещинам коренных пород на глубину затруднена. Наиболее интенсивные водопритоки в горные выработки (более 5 л/сек) и многодебитные родники (более 1 л/сек) наблюдаются при движении и разгрузке подземных вод по разрывным трещинам, не закальматированным слабо проницаемыми продуктами разрушения вмещающих пород.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РАЙОНА И СОСТАВ ОРЕОЛЬНЫХ ВОД

В Балейском рудном районе, так же как и в других районах Восточного Забайкалья, наиболее широко распространены слабо минерализованные гидрокарбонатно-кальциевые, магниево-кальциевые и натриевые воды. Пластово-поровые воды, приуроченные к промытым аллювиальным и делювиальным отложениям, имеют гидрокарбонатный кальциево-магниевый или кальциево-натриевый состав и минерализацию 0,07—0,4 г/л.

Содержание сульфатов в водах, как правило, небольшое. Оно увеличивается только на участках разгрузки в аллювиальные водопроницаемые отложения более глубоких трещинных вод, окисляющих сульфидные минералы рудовмещающих пород. Соответственно с возрастанием содержания сульфатов (до 29 мг·экв%) величина pH вод на этих участках снижается с 7,6 до 6,5. Температура вод изменяется в пределах 2—6,5°C, понижаясь на участках наиболее мощного развития мерзлых грунтов и увеличиваясь с глубиной.

Трещинные воды коры выветривания гранитов, песчаников, скементированной толщи конгломератов и туфогенно-осадочных образований имеют в области питания гидрокарбонатно-кальциево-магниевый состав и небольшую (до 0,2—0,3 г/л) минерализацию. В результате выщелачивания полевошпатовых изверженных пород и песчанисто-глинистых образований морского происхождения и процессов катионного обмена воды приобретают гидрокарбонатно-натриевый состав. Обогащение вод гидрокарбонат-ионом по мере движения к своему основному очагу разгрузки (долина р. Унды) сопровождается увеличением pH до 8,4. Содержание агрессивной углекислоты достигает 66—70 мг/л. При выщелачивании слабо промытых глинистых отложений в водах повышается содержание хлоридов натрия. В результате общая минерализация вод на этих участках возрастает до 0,7 г/л.

Трещинно-жильные воды, имеющие азональное распространение, формируют свой химический состав в условиях затрудненного водообме-

на и отсутствия свободного кислорода. Неглубокие гидрокарбонатно-кальциево-магниевые воды сменяются гидрокарбонатно-натриевыми. При насыщении углекислым газом агрессивность вод резко увеличивается и они обогащаются разнообразным комплексом рудных и породообразующих компонентов. Минерализация углекислых вод обычно увеличивается с глубиной от 1 до 10 г/л и при выщелачивании туфогенно-осадочных мезозойских образований доходит до 16,1 г/л.

Помимо гидрокарбонатов кальция и натрия в результате окисления сульфидных вкраплений в водах накапливается некоторое количество сульфатов магния. Величина pH вод изменяется от 6,1 до 7,4, понижаясь при увеличении содержания углекислоты. В восточной части района на участках, экранированных чехлом труднопроницаемых глинистых и мерзлых пород, в водах отмечаются небольшие содержания сероводорода (до 0,5 мг/л), свидетельствующие о слабовосстановительных условиях формирования подземных вод на этих участках рудного поля, неблагоприятных для миграции большинства тяжелых металлов и особенно золота.

Гидрокарбонатные сероводородные воды не имеют открытых очагов разгрузки и обычно вскрываются скважинами в песчано-конгломератовой толще. По мере удаления на запад к более раскрытоей и промывающейся части грабена сероводород исчезает из воды. Наиболее вероятной причиной его появления в водах восточной части грабена является широко распространенный в природе процесс восстановления сульфатов присутствующими в водах осадочных отложений сульфатредуцирующими бактериями.

Для выяснения геохимических условий формирования вод и характера раскрытии Балейской гидрогеологической структуры, кроме качественного состава растворенных газов, изучалась общая газонасыщенность вод. Исследования были проведены Н. Н. Куликовой (1964). По данным этих исследований, наибольшей газонасыщенностью отличаются углекислые трещинно-жильные воды глубоких тектонических нарушений. Дебит газа обычно во много раз превышает дебит этих вод. Так, выделение спонтанного газа из тектонического нарушения в одной из горных выработок, вскрывшей кварцевую золотоносную жилу на глубине 216 м, происходило с дебитом 0,7 л/сек, при дебите минерализованной углекислой воды 0,2 л/сек.

Анализ проб спонтанного газа показал, что он почти полностью (до 99,9%) состоит из углекислоты и только незначительную примесь (десятые доли процента) составляют азот, метан и водород. С глубиной дебит свободного газа, выделяющегося не только из воды, но и в виде сухих газовых струй, возрастает, а дебит минеральной воды уменьшается. Содержание свободной углекислоты увеличивается с глубиной от 0,5 (10—50 м) до 9 г/л (300 м).

Максимальной обильностью газовыделений отличаются наиболее раскрытые тектонические нарушения, по которым газ вместе с водой поднимается к поверхности и разгружается в расположенных выше грунтовых водоносных горизонтах. Открытые очаги разгрузки глубоких углекислых вод наблюдаются в виде отдельных минеральных источников трещинного типа преимущественно на правом склоне долины р. Унды. По мнению Н. Н. Куликовой (1964), повышенная газонасыщенность подземных вод Балейского рудного поля обусловлена подтоком по тектоническим нарушениям углекислого газа постмагматического прохождения.

Исследование газового состава подземных вод района показало, что их микрокомпонентный состав формируется главным образом под влиянием углекислотного выветривания пород и в меньшей степени в результате сернокислотного и гидролитического разложения. Это объясняется повышенной углекислотной агрессивностью подземных вод. Уве-

личению растворимости углекислого газа в водах благоприятствует чрезвычайно низкая температура воды. На участках развития мерзлых пород она снижается до $0,4^{\circ}\text{C}$. Отсутствие сильнокислых сульфатных вод с pH менее 6 объясняется слабым протеканием процессов окисления сульфидов, сопутствующих погребенным золоторудным жилам.

Кроме определявшихся предыдущими исследователями мышьяка, серебра, сурьмы и молибдена нами анализировались ртуть, медь, цинк, свинец, вольфрам, никель, кобальт и другие элементы. Особое внимание было уделено отбору и анализу проб воды на золото. По общим металлогеническим и минералого-геохимическим данным, в Балейском грабене и сходных с ним перспективных структурах Восточного Забайкалья, помимо кварцевых жил с вкраплениями золота, встречаются незолотоносные жилы различного минералогического состава (турмалиновые, полиметаллические, антимонитовые и др.), способные образовывать водные ореолы рассеяния мышьяка, меди, цинка, молибдена и других элементов-спутников золоторудных тел. Вследствие этого на стадии детальных работ при проверке выделенных по комплексу сопутствующих элементов гидрохимических аномалий необходимо располагать также данными количественных анализов в воде прямого индикатора золота.

Результаты исследований макро- и микрокомпонентов в природных водах, находящихся в зоне влияния известных скрытых кварцеворудных жил, приведены в табл. 58. Для сравнения в этой же таблице указаны содержания наиболее распространенных в водах района микрокомпонентов, не связанных генетически с золоторудными телами.

Из разнообразного комплекса обнаруженных в водах микрокомпонентов наиболее отчетливую количественную и пространственную гидрохимическую связь с рудными телами имеют золото, серебро, цинк, свинец, медь, мышьяк и сурьма. Менее четкие, расплывчатые, нередко далеко оторванные от рудных тел водные ореолы рассеяния образует молибден. Не обнаруживают отчетливой связи с рудными телами и такие элементы, как вольфрам, ртуть, олово и др. Содержание вольфрама в водах рудных и безрудных участков не превышает, как правило, $0,5$ — 1 мкг/л .

Сопоставление содержаний микрокомпонентов в фоновых водах различного газового состава указывает на более значительное увеличение растворимости в углекислых водах мышьяка, меди и цинка по сравнению с фтором, золотом и молибденом. В отличие от природных вод других рудных районов страны поверхностные и подземные воды Балейского района характеризуются повышенным гидрохимическим фоном мышьяка ($\leqslant 20 \text{ мкг/г}$), золота ($\leqslant 0,05 \text{ мкг/л}$) и молибдена ($\leqslant 10 \text{ мкг/л}$). Несмотря на это, контрастность водных ореолов рассеяния данных микрокомпонентов остается достаточно высокой для того, чтобы выделить участки их распространения.

В поверхностных водах Балейского района водные ореолы рассеяния большинства элементов-индикаторов скрытого золотого оруденения, за исключением цинка и мышьяка, проявляются слабо (рис. 49). В пластово-поровых водах аллювиальных и делювиальных отложений контрастность ореолов рудных компонентов несколько увеличивается вследствие меньшего влияния процессов разбавления, а состав становится более разнообразным. Поблизости от очагов разгрузки трещинных ореольных вод в пластово-поровых водах аллювиальных отложений появляются также водные потоки рассеяния меди и молибдена (рис. 50).

В трещинных водах коры выветривания рудовмещающих пород достаточно контрастно проявляются ореолы золота (рис. 51) и других элементов-индикаторов (серебро, медь, цинк, мышьяк, молибден). Коэффициент контрастности золота в этих водах возрастает до 6. При-

Таблица 58

Состав природных вод Балейского золоторудного района

Генетические типы вод	Вмещающие породы	Температура, °C	CO_2 , мг/л	Минералы, %	Типичный ионный состав				pH	Au	Ag	Cu	Zn	As	Mo	F	Содержание, мкг/л	
					Ca	Mg	Na	K										
Поверхностные:																		
а) выше известных рудных тел																		
б) ниже по потоку известных рудных тел																		
Пластово-поровые:																		
а) выше известных рудных тел	Алювиальные и дельтовидные	0,4—5	4—38	0,07—0,4	$\text{HCO}_3^3-\text{SO}_4^{4-}$ Ca48—62 Mg21—46	6,5—7,6	<0,05 0,05—0,25	Менее 1 1—5	5—10	5—10	—	—	—	—	—	280—480		
б) ниже по потоку известных рудных тел	Суглинистые и отложения																	
Трещинные коры выветривания:																		
а) на безрудных участках	Верхняя выветрелая часть гранитов и туфогранитов	2—5,5	6—26	0,09—0,6	$\text{HCO}_3^3-\text{SO}_4^{4-}\text{Cl}_{3-10}$ Na2—32 Ca5—60 Mg3—42	6,5—8,4	Менее 0,07 0,1—0,4	1—5 6—12,5	5—35 2—80	5—35 15—50	2—30 15—50	0,6—14 6—60	2—30 6—60	0,6—14 2—40	600—1400 2—40	600—1400 3000.		
б) в зоне влияния пещаников рудных тел																		
Трещинно-жильные (тургенические):																		
а) пересек скрытые кварцево-рудные жилы	Песчаники, конгломераты, гравийные концентраты	3—6,5	1000—3000	0,9—12,1	$\text{HCO}_3^3-\text{SO}_4^{4-}$ Na42—57 Mg59—88	6,1—7,4	0,15—0,4 <0,05	1—5 Менее 5	3—10 15—700	15—700	60—250	3—28	—	400—1400				
б) на участках предполаг. отсутствия золотого оруденения	Граниты															0,5—10	200—1400	

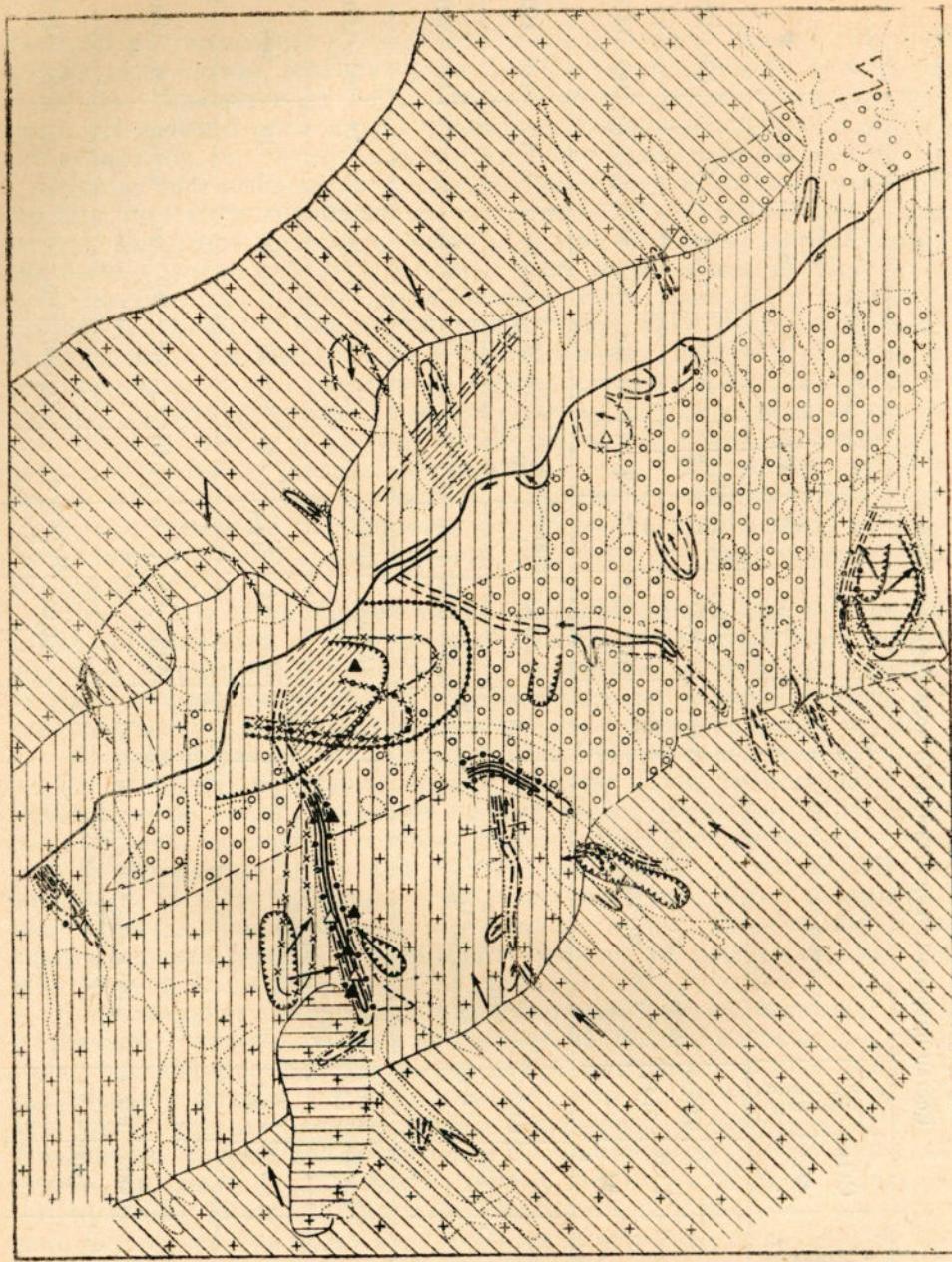


Рис. 49. Схематическая гидрохимическая карта одного из золоторудных районов Восточного Забайкалья

1 — аллювиальные отложения; 2 — конгломераты в песчаники; 3 — граниты; 4 — линии тектонических нарушений; 5 — направление движения подземных вод; 6 — направление движения поверхностных вод; участки распространения вод; 7 — углекислых с минерализацией до 12 г/л; 8 — азотно-кислородных слабокислых (pH от 5,5 до 6,5) с повышенным содержанием сульфатов; 9 — азотно-кислородных гидрокарбонатных с минерализацией до 0,6 г/л (области питания подземных вод); 10 — азотных гидрокарбонатно-хлоридных с повышенной (до 1,0 г/л) минерализацией (области разгрузки подземных вод); ореолы рассеяния в грунтово-трещинных и трещинно-жильных водах; 11 — золота (более 0,15 мкг/л); 12 — цинка (более 30 мкг/л); 13 — мышьяка (более 60 мкг/л); 14 — молибдена (более 10 мкг/л); ореолы рассеяния в поверхностных водах; 15 — золота (более 0,1 мкг/л); 16 — цинка (более 20 мкг/л); 17 — мышьяка (более 5 мкг/л); 18 — молибдена (более 7,5 мкг/л); водопunkты с аномальным содержанием; 19 — серебра (более 6 мкг/л); 20 — висмута (более 1 мкг/л)

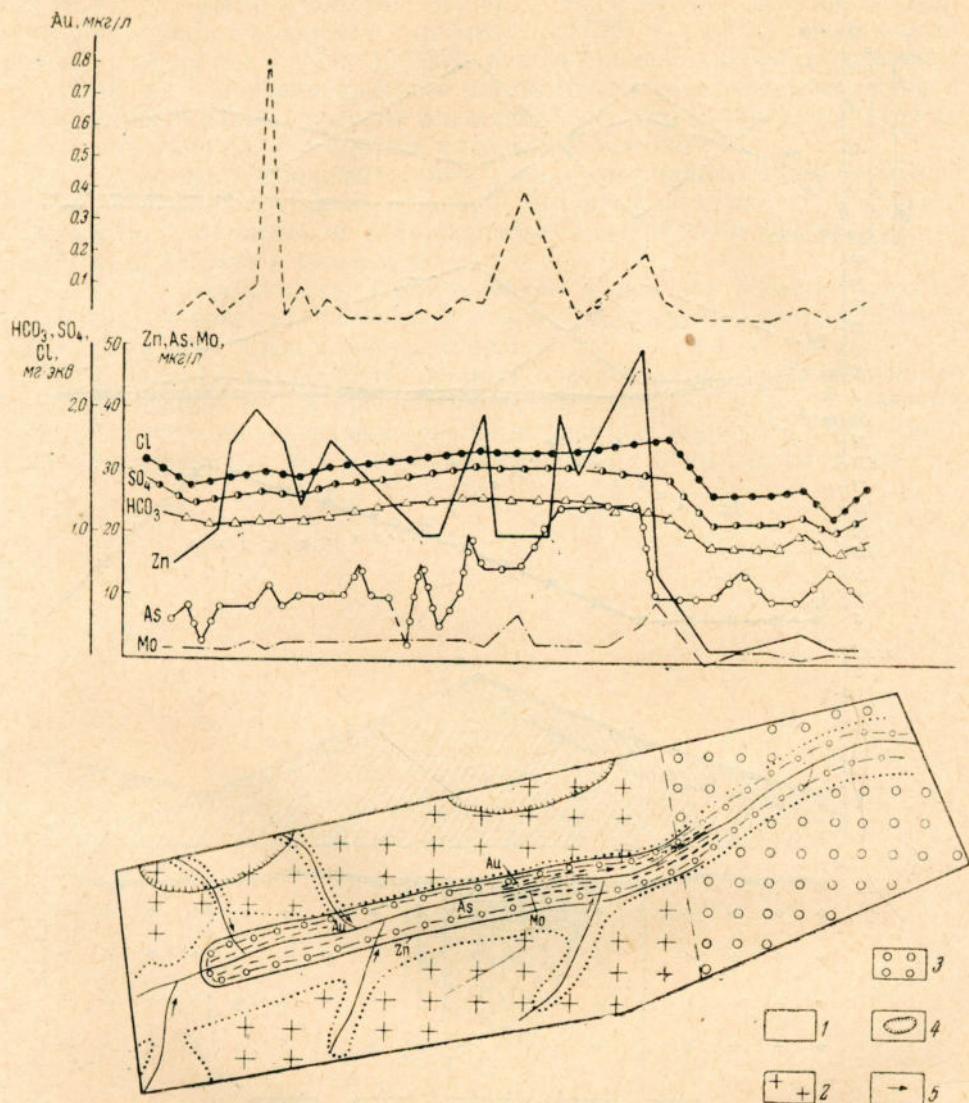


Рис. 50 Гидрохимический профиль по поверхностному потоку, пересекающему участок с погребенной золотоносной жилой

1 — аллювиальные отложения; 2 — гранодиориты; 3 — конгломераты и песчаники; 4 — участок предполагаемого расположения рудной залежи; 5 — направление «аллювиального» потока

существие наиболее высоких содержаний фтора (3 мг/л) объясняется скорее всего увеличением щелочности вод (до 8,4), повышающей растворимость фторсодержащих соединений.

Углекислые трещинно-жильные воды при пересечении рудных тел или их литохимических ореолов энергично выщелачивают из пород и руд разнообразный комплекс микрокомпонентов. Содержание мышьяка в них достигает 250 мкг/л , цинка 700 мкг/л , золота $0,4 \text{ мкг/л}$, свинца 10 мкг/л . Зональность водных ореолов рассеяния рудных тел еще слабо изучена. Примерно для грунтово-трещинных вод ее можно выразить следующим рядом: руда—золото—серебро—мышьяк—цинк.

Поинтервальное гидрохимическое опробование скважин в пределах рудного поля показало, что по мере увеличения глубины опробования содержание кислорода в азотных пресных водах уменьшается от $0,82$ (на глубине 100 м) до $0,4 \text{ мг/л}$ (на глубине 200 м). Ниже водоносного

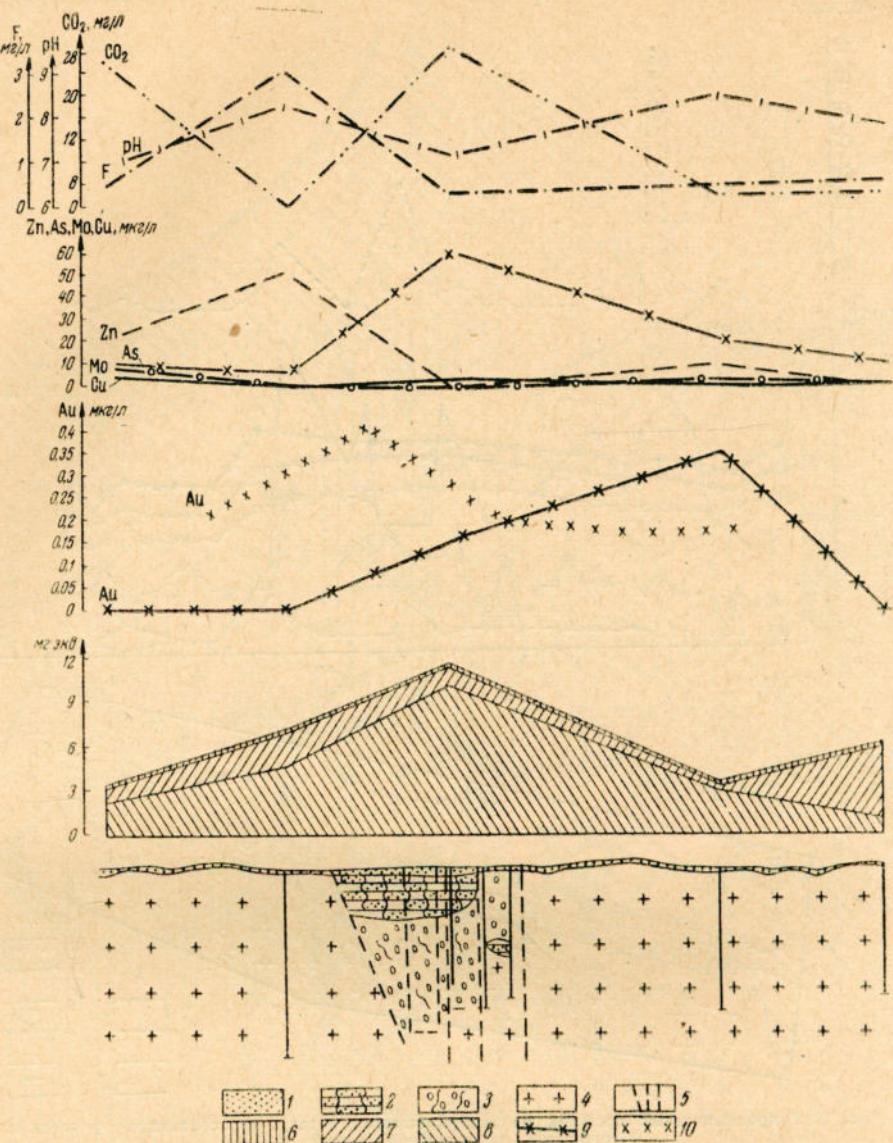


Рис. 51. Гидрохимический профиль по грунтовым водам на участке расположения скрытого золотого оруденения

1 — алювиальные отложения; 2 — песчаники; 3 — конгломераты с золотоносными жилами; 4 — гранодиориты; 5 — тектонические нарушения; содержание в водах; 6 — хлор-иона; 7 — сульфат-ион; 8 — гидрокарбонат-ион; 9 — золота в азотных гидрокарбонатных пресных водах; 10 — золота в углекислых минеральных водах

интервала 250—270 м трещинные азотные воды не содержат свободного кислорода. Количество углекислоты в этих водах также снижается с глубиной и ниже 200 м не превышает десятых долей миллиграмма на литр.

С затуханием окислительных процессов, одним из показателей которых является свободный кислород, уменьшается содержание меди, цинка и других тяжелых металлов (цинка от 100 до 50 $\mu\text{g}/\text{l}$, меди от 50 до 10 $\mu\text{g}/\text{l}$). Максимальное содержание мышьяка (20 $\mu\text{g}/\text{l}$) отмечено на глубинах 150—200 м.

Амплитуда изменения концентрации молибдена на разных водоносных интервалах очень мала ввиду отсутствия в водовмещающих породах

молибденовой минерализации. Величина окислительно-восстановительного потенциала изменяется в пределах (+270) — (+165) мв, характеризуя в интервалах глубин 10—300 м слабо окислительную обстановку.

Итак, на основании краткого рассмотрения геохимических условий формирования водных ореолов рассеяния скрытого золотого оруденения балейского типа можно сделать следующие выводы.

1. Главными гидрохимическими элементами-индикаторами золотого оруденения являются золото, серебро, мышьяк, цинк, свинец и сурьма. Вспомогательное значение в конкретных геологических условиях могут иметь медь, висмут и сульфат-ион.

2. На стадии детальных исследований и поисков водных ореолов рассеяния скрытого золотого оруденения необходимы количественные химические определения золота в воде.

3. Состав (и зональность) водных ореолов рассеяния скрытых золотосодержащих жил в трещинных водах вмещающих пород весьма сходен с составом первичных ореолов вследствие широкого площадного контакта подземных вод с литохимическими ореолами рудных тел.

ЧАСТЬ III.

МЕТОДИКА ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Глава 10.

ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ И ВИДЫ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ РАЗНЫХ МАСШТАБАХ ПОИСКОВЫХ РАБОТ

Опыт изучения водных ореолов рассеяния различных типов скрытых рудных тел показал, что гидрогеохимические поиски могут быть эффективны и в закрытых геологических районах с двухъярусным строением. В этих районах рудовмещающие породы обычно перекрыты покровом рыхлых образований (более 10 м), затрудняющих применение других методов поисков.

В закрытых слабо расчлененных районах поиски погребенных месторождений по поверхностным водопроявлениям целесообразно сочетать с гидрогеохимическим, литохимическим и геофизическим опробованием скважин в целях выявления погребенных солевых и закрытых водных ореолов рассеяния. Эффективность гидрогеохимических поисков значительно возрастает при наличии в основании надрудных образований водоносного горизонта. В том случае, если нет возможности исключить бурение скважин полностью, проведение геохимических и геофизических исследований должно преследовать цель максимально разрядить сеть дорогостоящего глубокого бурения.

Наибольший практический интерес представляют гидрогеохимические поиски:

1) рудных месторождений, погребенных под чехлом рыхлых образований мощностью более 10 м, и особенно на участках, где отсутствуют древние коры выветривания, или на участках, перекрытых дальнеприносными отложениями;

2) скрытых рудных тел, залегающих в труднодоступных горных районах;

3) скрытых и погребенных рудных тел в районах развития многолетней мерзлоты, а также в заболоченных и залесенных районах;

4) глубоко залегающих (ниже местных базисов эрозии) рудных тел, трудно поддающихся геолого-литохимическому анализу.

Попутно при проведении глубинных гидрогеохимических поисков могут быть выявлены скрытые рудоконтролирующие разрывные нарушения, скрытые интрузии и гидротермально измененные породы, различные погребенные толщи пород, обогащенные рудными компонентами.

Глубинные гидрогеохимические поиски целесообразно проводить в комплексе с другими геохимическими, геологическими, геофизическими и гидрогеологическими исследованиями на всех этапах изучения закрытых районов. Они могут быть с успехом применены при поисках не только сульфидных, но и несульфидных месторождений, в различных ландшафтно-геохимических условиях.

В работах многих исследователей (Германов, 1947; Бродский, 1964; Белякова и др., 1962; Бугельский, 1963; Удодов, 1962; Голева, 1964 и др.) указывается, что по сравнению с другими методами гидрогеохимический является наиболее глубинным. Радиус действия гидрохимически опробованной скважины обычно значительно превышает радиус действия скважины, опробованной литогеохимически или геофизически. Установлено, что для выявления в слабо расчлененных районах скрытых рудных тел достаточно опробовать какой-либо контактирующий с рудными телами или с их погребенными ореолами рассеяния водоносный горизонт, не проводя бурения глубоких скважин. Это позволяет если и не полностью исключить поисковое бурение, то по крайней мере значительно его сократить.

Главными факторами, затрудняющими проведение глубинных гидрогеохимических поисков, являются:

- 1) отсутствие в некоторых слабо расчлененных и засушливых районах необходимого количества естественных водопоявлений;
- 2) колебание содержаний поисковых гидрохимических компонентов в различные периоды года;
- 3) недостаточная чувствительность анализа некоторых поисковых компонентов в подземных водах (серебро, сурьма, олово и др.);
- 4) слабая разработанность технических приемов отбора проб воды из скважин в процессе бурения без предварительной откачки.

В результате металлогенического районирования территории СССР все наиболее перспективные геологически закрытые рудоносные территории достаточно отчетливо выделены на мелкомасштабных металлогенических картах. В настоящее время они детализируются с целью выявления наиболее перспективных закрытых районов и участков (Еремеев, 1963).

Глубинные гидрогеохимические поиски не выходящих на поверхность рудных месторождений представляют наиболее сложный вид исследований, проводимых по специальной программе в комплексе с геофизическими, геохимическими и геологическими исследованиями. Проведению глубинных гидрогеохимических поисков предшествует специальный подготовительный этап, который включает в себя:

1) обобщение всего имеющегося по данному району материала, характеризующего состав и условия локализации известных скрытых рудных тел, а также ранее выявленные в районе их расположения литогеохимические и геофизические аномалии;

2) составление карт гидрогеохимического районирования наиболее перспективных закрытых геологических районов.

На картах гидрогеохимического районирования показываются:

- 1) глубина залегания предполагаемой рудовмещающей толщи пород;
- 2) глубины залегания основных водоносных горизонтов или комплексов пород (по данным гидрологической съемки);
- 3) мощность рыхлых покровных образований (по картам изопахит рыхлых пород);
- 4) наиболее перспективные площади с предполагаемым скрытым оруднением для проведения более детальных крупномасштабных гидрогеохимических поисков.

Главной задачей глубинных гидрогеохимических исследований при геологических съемках масштабов 1 : 200 000 и 1 : 100 000 являются общая оценка новых закрытых территорий и выделение перспективных площадей для проведения более детальных работ. По заранее намеченным профилям, соответствующим основным маршрутам геологической съемки, проводится опробование проявляющихся на поверхности водопоявлений с таким расчетом, чтобы в результате гидрохимических исследований были охарактеризованы все наиболее перспективные ком-

плексы пород и зоны разрывных тектонических нарушений. В целях выявления поисковой гидрохимической ассоциации элементов-индикаторов пробы воды подвергаются химическому и спектральному анализу на максимальное число химических компонентов.

При проведении мелкомасштабных поисковых работ в слабо изученном закрытом регионе значительный интерес представляет гидрохимическое опробование глубоких скважин опорного и структурного бурения. На основании поинтервального гидрохимического опробования вскрываемых водоносных горизонтов и трещиноватых обводненных зон можно получить необходимые сведения о рудоносности и составе скрытых литолого-стратиграфических горизонтов, слагающих данный регион, а также о мощности, водообильности и химизме всех водоносных горизонтов.

Выявление и прослеживание погребенных рудоконтролирующих нарушений в расчлененных горных районах осуществляется в результате опробования источников глубоких трещинных вод, обычно приуроченных к наиболее пониженным отрицательным формам рельефа. Определение глубинности их формирования проводится путем определения следующих показателей: температуры, Eh , pH, O_2 , CO_2 , Fe^{2+} и Fe^{3+} . Чем выше содержание кислорода и величины отношения $Fe^{3+} : Fe^{2+}$, тем на меньшей глубине формируется химический состав данного водоносного горизонта. Глубокие трещинные и межпластовые воды, как правило, отличаются отсутствием свободного кислорода, пониженным значением Eh и нередко повышенным содержанием CO_2 . Концентрация Fe^{2+} с глубиной обычно увеличивается, характеризуя смену окислительной обстановки слабовосстановительной. Наиболее низкие значения pH характеризуют мелко погребенные или неглубоко скрытые окисляющиеся сульфидные месторождения. Косвенными показателями глубинности формирования водных ореолов рассеяния скрытых месторождений являются также температура и химический состав вод. С глубиной температура подземных вод увеличивается в зависимости от геотермических условий исследуемого района. Воды глубоких разломов обычно характеризуются аномальным химическим составом, отличаясь от окружающих фоновых вод повышенным содержанием определенных химических компонентов (хлор, HCO_3 , натрий, калий, молибден, ртуть, мышьяк, бор, фтор и др.).

В том случае, если среди выделенных по гидрохимическим данным тектонических нарушений оказались разломы с аномальным содержанием основных гидрохимических поисковых компонентов, необходимо с помощью более детальных исследований уточнить их простирание и падение.

Определение гидрохимических показателей в глубоких трещинных водах, выходящих на поверхность, не представляет большого труда. Что же касается изучения закрытых водных ореолов рассеяния, не проявляющихся на поверхности, то для глубинного отбора проб воды из вскрывающих их скважин необходимы специальные антикоррозийные герметичные пробоотборники. С помощью поинтервального опробования скважин выявляются глубинные гидрохимические аномалии, генетически связанные с погребенными или глубоко скрытыми рудными телами.

Совмещение гидрохимических и литохимических профилей, пересекающих основные литолого-стратиграфические и водоносные комплексы пород, позволяет наиболее полно проследить миграцию рудных компонентов в различных природных средах: жидкой, твердой и газообразной. Все это дает возможность более обоснованно выделять перспективные площади для последующих детальных работ:

На этой же стадии мелкомасштабных работ с помощью гидрохимического метода могут быть выявлены наиболее крупные скрытые и

погребенные интрузии и установлена их металлогеническая специализация по комплексу химических компонентов, присутствующих в подземных водах. Как правило, рудоносные интрузивы, так же как и глубокие рудоносные разломы, отчетливо выделяются на фоне регионально развитых вод повышенным содержанием разнообразного комплекса рудных компонентов (медь, цинк, свинец, молибден, мышьяк, сурьма, барий, никель, кобальт, ртуть, серебро, бериллий, литий, фтор, бор и др.). При высокой степени гидротермального изменения пород во взаимодействующих с ними подземных водах наблюдается повышение содержания не только микро-, но и макрокомпонентов, отражающих общий химический состав интрузивных пород.

Задачами гидрогеохимических исследований при геологических съемках масштабов 1:50 000 и 1:25 000 являются выявление водных ореолов рассеяния и выделение на основании их интерпретации перспективных участков с предполагаемым наличием рудных полей. С этой целью в первую очередь опробуются источники подземных вод. При отсутствии необходимого количества естественных водопоявлений на поверхности и при неглубоком расположении уровня подземных вод (до 3 м) осуществляется их искусственное вскрытие. Отобранные пробы, исходя из данных предшествующих анализов и металлогенических типов предполагаемых в районе месторождений, анализируются полукачественным спектральным методом на широкий круг химических элементов и количественным на основные элементы-индикаторы, входящие в поисковую гидрохимическую ассоциацию. Комплекс поисковых гидрохимических компонентов уточняется и число анализируемых компонентов в водах несколько сокращается за счет уменьшения числа второстепенных компонентов и конкретизации основных.

Более детальная геологическая изученность района позволяет и более обоснованно наметить ведущие методы поисков с учетом специфических особенностей его геолого-гидрогеологического разреза. Сравнение с хорошо изученными сходными по строению участками дает возможность выделить главнейшие рудоконтролирующие структуры, вмещающие породы и горизонты гидрохимического опробования. Так, например, для большинства слабо расчлененных районов размещения скрытых медноколчеданных и полиметаллических месторождений Южного Урала и Рудного Алтая основными (представительными) горизонтами опробования являются горизонт грунтово-трещинных вод коры выветривания рудовмещающих эфузивных и туфогенно-осадочных пород и воды аллювиальных отложений. Локально развитые «аллювиальные» воды обычно играют вспомогательную роль из-за меньшей контрастности проявляющихся в них водных ореолов рассеяния и непостоянства химического состава, в том числе и содержаний поисковых компонентов.

Выделенные предшествующими региональными исследованиями перспективные участки детализируются. На основании комплексного геолого-структурного и гидрогеологического изучения выявляются осложняющие их структуры второго порядка (брахиантектинальные и брахисинклинальные складки, флексуры, боковые деформации, зоны рассланцевания и др.). Установление степени гидрогеологической раскрытиости структур и палеогидрогеологических особенностей движения подземных и поверхностных вод позволяет в известной степени уточнять некоторые факторы локализации рудных тел. Большую помощь в этом оказывают детальные исследования динамики глубоких трещинных вод и изучение фильтрационных свойств рудовмещающих и надрудных образований. По гидрохимическим и гидрогеологическим данным опробования строятся карты гидроизогипс и гидрохимической зональности исследуемого участка в масштабах 1 : 50 000 и 1 : 25 000, на которых показываются направление движения вод, уровни основных водо-

носных горизонтов и изменение их химического состава под влиянием различных литологических комплексов пород.

На стадии крупномасштабных гидрогоеохимических работ выявляются и оконтуриваются рудоносные участки и площади развития сопутствующих им гидротермально измененных пород, являющихся одним из важных геохимических признаков скрытого оруденения. В подземных водах они весьма отчетливо фиксируются по повышенным содержаниям разнообразного комплекса химических компонентов (бор, фтор, мышьяк, ртуть и др.).

Весьма интересные результаты на всех этапах глубинных гидрогоеохимических поисков дают исследования микрокомпонентного состава минеральных вод, особенно углекислых и термальных, приуроченных к глубоким тектоническим нарушениям. В некоторых районах изучение рудных компонентов в этих водах позволило выделить ряд гидрохимических аномалий, генетически связанных с зонами оруденения (Армения, Закарпатье, Восточное Забайкалье и др.). На фоне развитых в районе углекислых и термальных вод выделяются отдельные перспективные участки, на которых эти воды оказываются обогащенными не только разнообразным комплексом микрокомпонентов (мышьяк, бор, фтор, ртуть, свинец, медь, цинк, молибден и др.), но и некоторых макрокомпонентов (калий, натрий, хлор и др.).

В связи с этим при проведении гидрогоеохимических поисков скрытых рудных тел в различных масштабах в районах распространения агрессивных минеральных вод необходимо как можно тщательнее изучать условия их вывода на поверхность, химический состав и возможную связь с глубоко залегающими рудными телами. На участках современной и древней разгрузки термальных вод обычно наблюдаются изменившиеся породы со свежими и древними следами гидротермального воздействия трещинных вод. Детальное минералого-геохимическое исследование пород в сочетании с палеогидрогоеологическим анализом древних очагов разгрузки позволяет восстановить примерные условия миграции рудообразующих растворов и формирования первичных ореолов рассеяния рудных компонентов.

На выявленных перспективных участках сеть гидрогоеохимического опробования скважин сгущается. Профильное гидрогоеохимическое опробование становится более детальным и позволяет установить расположение рудных тел в пределах выявленных закрытых рудных полей. В результате крупномасштабных гидрогоеохимических поисков в комплексе с другими поисковыми методами в пределах выявленных минерализованных зон и узлов могут быть прослежены рудоносные зоны, определяющие положение скрытых рудных полей и залежей.

Задачей гидрогоеохимических исследований при детальных геологопоисковых работах в масштабе 1:10 000 и крупнее является выделение в пределах известных рудных полей перспективных участков с вероятным наличием отдельных погребенных рудных тел. Для этого на площади ранее выявленных водных ореолов рассеяния проводится детальное опробование всех естественных и искусственных (закопушки, шурфы, скважины и др.) водопроявлений с целью установления зональности водных ореолов и определения их пространственного соотношения с предполагаемым рудным телом. Все элементы-индикаторы на данной стадии детальных гидрогоеохимических работ определяются только точными количественными методами.

На основании анализа выявленной поисковой гидрохимической ассоциации элементов устанавливаются состав, степень окисленности и примерная глубина залегания скрытых и погребенных рудных тел. Большой интерес для некоторых известных месторождений представляет опробование скважин за пределами рудных полей для определения направления погружения известных рудных залежей и выявления новых.

В процессе гидрогеохимического опробования на всех стадиях поисковых работ различного целевого назначения проводятся комплексный гидрогеохимический, гидродинамический, структурный, геоморфологический и минералого-геохимический анализ участка расположения каждого водопункта и привязка его к определенным водоносным горизонтам и литологическим комплексам пород. Ориентировочное количество опробуемых водопунктов в зависимости от масштаба поисковых работ и сложности геологического строения района указано в табл. 59.

Таблица 59
Густота сети опробования природных вод
при гидрогеохимических съемках
в различных масштабах на 1 км²

Масштаб	Геологическое строение района		
	простое	средней сложности	сложное
1:200 000	0,1	0,15	0,25
1:100 000	0,5	0,8	1,0
1: 50 000	1,4	1,7	2,0
1: 25 000	3,0	3,5	4,0
1: 10 000 и крупнее	Опробуются все имеющиеся водопроявления (естественные и искусственно созданные)		

Расположение точек отбора проб воды при съемке в любом масштабе должно быть по возможности равномерным. При крупномасштабных исследованиях (1 : 10 000) и крупнее) расстояние между точками отбора проб не должно превышать 1 см на карте соответствующего масштаба (Бродский и др., 1965).

Глава 11.

ПРОЕКТИРОВАНИЕ, ПОДГОТОВКА И ПРОВЕДЕНИЕ ПОЛЕВЫХ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ РАБОТ

При подготовке к полевым гидрогеохимическим исследованиям в геологически закрытых районах изучают все имеющиеся фоновые и литературные материалы по гидроэологии, геологии, геохимии, металлогении, гидрогеохимии, климату, рельефу и гидрографии района. Главное внимание при этом уделяют вопросам локализации ранее выявленных месторождений и рудопроявлений, которые характеризуются определенными литолого-стратиграфическими, структурными, магматическими и гидрогеологическими особенностями. На основании ознакомления с имеющимися по району металлогеническими, гидрогеологическими, гидрохимическими и геолого-структурными картами, а также картами полезных ископаемых составляют сводную схематическую гидрогеохимическую карту на соответствующей масштабу полевых работ топографической основе.

На карте выделяют комплексы пород, обогащенные рудными компонентами, интрузии, тектонические нарушения и другие главнейшие геологические факторы, с которыми может быть связано скрытое оруденение. В случае наличия в районе известных месторождений и рудопроявлений их также наносят на эту схематическую карту. Все данные

по предшествующим поисковым работам (геологическим, геохимическим и геофизическим) тщательно анализируют. Результаты этих работ в виде выявленных аномалий и геохимических полей рассеяния наносят на вспомогательную кальку.

Все данные по гидрогоеологии района обобщают с целью примерного установления возможных горизонтов опробования, степени обводненности и дренированности района, режима поверхностных и подземных вод, гидрохимической зональности и гидродинамических особенностей района.

На основании предварительного ознакомления с глубинами залегания, мощностями, водообильностью и химическим составом развитых в районе водоносных горизонтов и комплексов выбирают наиболее рациональный способ их опробования. Подбор специального полевого оборудования (глубинные опробователи, пробоотборники, термометры, лебедки, водоподъемники и т. п.) осуществляют на основании имеющихся сведений о глубинах и конструкциях скважин и других капитальных сооружений.

В случае проведения гидрогоеохимических поисков в районах развития многолетнемерзлых пород анализируют данные по мощности и глубине деятельного слоя, химическому составу и режиму надмерзлотных, межмерзлотных и подмерзлотных вод. Особое внимание при этом обращают на расположение в районе таликов и наледей.

Сведения по геоморфологии района позволяют судить о степени его расчлененности, а следовательно, и о вероятности развития открытых водных ореолов рассеяния, наиболее доступных для опробования. С этой целью проводят сопоставление абсолютных отметок базисов эрозии и кровли предполагаемыхrudовмещающих толщ.

Данные о плотности гидрографической сети, расходах поверхностных водотоков и водоемов необходимы для правильного проектирования рекогносцировочной (поверхностной) сети опробования. Сведения о климате района должны характеризовать количество и режим выпадения атмосферных осадков, величины испарения, влажности, среднегодовой температуры воздуха и время таяния снежников и ледников. При поисках мелко погребенных рудных тел учитывают данные о геохимическом типе ландшафта.

Проект глубинных гидрогоеохимических исследований составляют либо как один из разделов общего проекта глубинных геологических или литогеохимических поисков, либо как самостоятельный, но согласованный с другими видами поисковых работ. При намечаемом геофизическом опробовании глубоких скважин на стадии детальных крупномасштабных исследований во избежание повторных дорогостоящих чисток скважин, а также с целью дальнейшего сопоставления данных геофизического и гидрогоеохимического каротажа эти работы целесообразно проводить комплексно, указав соответственно в проекте сроки, объемы и виды совместных исследований.

Помимо обязательных для всех проектов геологических и гидрогоеохимических разделов в проекте должны быть охарактеризованы:

- 1) размеры, контрастность и зональность водных ореолов рассеяния известных в районе скрытых рудных тел;
- 2) гидрогоеохимические поисковые признаки известных скрытых рудных тел, фоновые и аномальные значения элементов-индикаторов;
- 3) условия комплексирования глубинных гидрогоеохимических поисков с другими видами поисковых работ;
- 4) предполагаемые условия локализации скрытых рудных тел;
- 5) плотность сети гидрогоеохимического опробования;
- 6) состав химических компонентов, которые намечено анализировать в полевых условиях;
- 7) методика отбора проб воды из всех видов водопроявлений;

- 8) методы концентрирования и последующего анализа вод;
 - 9) объемы и масштаб работ.
- К проекту работ прилагаются:
- 1) карту изолиний мощностей рыхлых экранирующих образований;
 - 2) карту районирования территории по условиям проведения губинных гидрогеохимических поисков с линиями опорных профилей, по которым намечается гидрохимическое опробование;
 - 3) карту гидрогеохимической изученности района с ранее выделенными гидрохимическими, металлометрическими и геофизическими аномалиями;
 - 4) таблицы типичных химических анализов подземных вод с данными по основным поисковым микроэлементам;
 - 5) смету.

В состав полевого отряда должны входить инженер-гидрогеолог (начальник партии), техник, химик-лаборант и двое рабочих. В слабо расчлененных районах ввиду необходимости опробования не только поверхностных, но и глубинных водопоявлений отряду должна быть придана машина с механической лебедкой (АЗИНМАШ) для спуска глубинных пробоотборников.

Гидрогеохимические глубинные поиски обычно проводятся в уже установленных рудных районах и имеют своей целью открытие аналогов известных месторождений. Поэтому в каждом проекте гидрогеохимических поисков скрытых рудных тел должны быть указаны их основные поисковые и гидрогеохимические признаки. В том случае, если сведения о поисковых гидрогеохимических признаках искомого типа месторождений в районе намечаемых работ отсутствуют, следует предусмотреть необходимый объем предварительных опытно-методических работ для решения следующих важных вопросов:

- 1) определения примерных параметров водных ореолов известных месторождений, сходных по составу и условиям залегания с искомым типом месторождений;
- 2) установления основного водоносного горизонта опробования;
- 3) определения оптимальной сети отбора проб воды;
- 4) выявления поисковых гидрогеохимических признаков скрытого оруденения;
- 5) выбора методов анализа вод.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИМЕРНЫХ ПАРАМЕТРОВ ВОДНЫХ ОРЕОЛОВ

Основными параметрами водных ореолов рассеяния рудных месторождений, как известно, являются контрастность, состав, зональность и размеры. Для установления этих параметров проводится опробование имеющихся в пределах известных рудных полей различных водопоявлений, вскрываемых горными выработками, скважинами и эрозионными формами рельефа.

Контрастность водных ореолов рассеяния рудных тел определяется соотношением величин аномальных и фоновых значений поисковых компонентов в данном районе. По мере приближения к рудному телу она для большинства основных поисковых рудообразующих компонентов при благоприятных условиях миграции возрастает. Максимальная контрастность водного ореола рассеяния каждого поискового компонента характеризуется отношением его максимально обнаруженного содержания к нижеаномальному значению. Величина нижеаномального значения определяет верхний предел гидрохимического фона, который некоторые исследователи называют верхнефоновым. На основании его определения оконтуривается водный ореол рассеяния. Участок водного ореола рассеяния, наиболее удаленный от

залежи и ее литохимических ореолов, как правило, характеризуется минимальной контрастностью.

Зональность и размеры водных ореолов рассеяния скрытых месторождений устанавливают на основании раздельного опробования развитых в районе водоносных горизонтов и комплексов по опорным профилям, пересекающим рудное поле по направлению движения подземных вод и вкрест их потока. Как показали исследования водных ореолов рассеяния скрытых полиметаллических месторождений Рудного Алтая и медноколчеданных месторождений Южного Урала, размеры, контрастность и зональность водных ореолов рассеяния одних и тех же месторождений в различных генетических типах подземных вод весьма различны. Поэтому необходима точная привязка всех параметров к определенным водоносным горизонтам или водоносным комплексам пород.

Зональность водных ореолов рассеяния известных месторождений должна быть охарактеризована по комплексу основных поисковых компонентов и сопоставлена при наличии соответствующих материалов с зональностью первичных и вторичных литохимических ореолов. Для этого опорные гидрогеохимические профили опробования следует по возможности совмещать с опорными литохимическими профилями.

На зональность, форму, размеры и общие гидрогеологические условия формирования водных ореолов рассеяния большое внимание оказывают геолого-структурные особенности рудных полей. В связи с этим, помимо результатов гидрогеохимического и литогеохимического опробования, необходимо учитывать данные детальных геолого-структурных и минералого-геохимических исследований тектонических нарушений, зон дроблений, брекчирования и смятия. Анализ вещественного состава материала, заполняющего крупные трещины, разломы, зоны разрывных нарушений, позволяет устанавливать характер их гидрогеологической раскрытости, а следовательно, и водопроницаемости.

УСТАНОВЛЕНИЕ ОСНОВНОГО ВОДОНОСНОГО ГОРИЗОНТА ОПРОБОВАНИЯ

Под основным (представительным) водоносным горизонтом опробования подразумевают наименее глубокий водоносный горизонт (или водоносный комплекс пород), в котором водные ореолы рассеяния рудных тел и их литохимические ореолы проявляются наиболее отчетливо. В связи с этим одной из главных задач предварительного изучения водных ореолов рассеяния известных в данном районе рудных месторождений является определение особенностей проявления их в различных типах подземных и поверхностных вод.

Опыт изучения подземных и поверхностных вод различных типов не выходящих на поверхность рудных месторождений показал, что контрастность их водных ореолов рассеяния по большинству поисковых компонентов увеличивается в тех водоносных горизонтах или водоносных комплексах, которые непосредственно взаимодействуют с рудным телом. Поэтому при слабой окисляемости рудных тел и большой удаленности от местных базисов эрозии поверхностные и «аллювиальные» воды не будут являться представительным водоносным горизонтом опробования. В этих случаях гидрогеохимические поиски скрытого оруденения следует базировать на опробовании грунтово-трещинных вод коры выветривания рудовмещающих пород или грунтово-поровых вод пластового водоносного горизонта, взаимодействующего с погребенным рудным телом.

Наибольшие трудности при установлении представительного водоносного горизонта возникают при глубинных гидрогеохимических поис-

ках в платформенных областях, отличающихся поэтажным развитием большого числа водоносных горизонтов. Опасность неоправданного удлинения поисковых работ из-за опробования более глубоких водоносных горизонтов в этом случае является максимальной. При залегании рудных тел выше местного базиса эрозии в первую очередь опробуют все имеющиеся в районе «аллювиальные» и поверхностные потоки.

Если же рудные тела залегают ниже местных базисов эрозии, то, помимо «аллювиальных» и поверхностных потоков, опробуют и грунтово-трещинные воды. При расположении скрытого рудного тела в водораздельной части потоков второго и третьего порядков или на склонах местных водоразделов целесообразно опробовать разгружающиеся в аллювиальных отложениях грунтово-трещинные воды с помощью закопушек. В равнинных слабо расчлененных областях устанавливать представительный водоносный горизонт скрытых рудных месторождений приходится главным образом с помощью гидрогеохимического опробования неглубоких картировочных и глубоких поисковых скважин.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОПТИМАЛЬНОЙ СЕТИ ОТБОРА ПРОБ ВОДЫ

По данным изучения размеров водных ореолов рассеяния известных скрытых месторождений устанавливают оптимальную плотность гидрогеохимического опробования поисковых участков. Расстояние между точками отбора проб воды не должно превышать размеры водных ореолов рассеяния основных поисковых компонентов в представительном горизонте опробования. Учитывая способность некоторых поисковых компонентов накапливаться в подземных водах независимо от наличия рудных тел и их ореолов рассеяния (цинк, молибден, мышьяк, бор и др.), целесообразно при определении по ним плотности сети опробования исходить не из абсолютных содержаний этих компонентов, а из коэффициентов их концентраций ($Zn:M^*$, $As:M^*$ и др.). Если расстояние между точками отбора проб воды основных поисковых компонентов не будет превышать размеры водных ореолов рассеяния месторождений, то вероятность пропуска скрытого оруденения будет минимальной.

Поскольку размеры водных ореолов рассеяния в различных генетических типах вод меняются, плотность сети опробования необходимо устанавливать для всех поисковых горизонтов раздельно. Некоторые компоненты (молибден, мышьяк, серебро и др.) обладают способностью переноситься на значительное расстояние от рудного тела. Поэтому определение оптимальной сети отбора проб воды только по этим компонентам может привести к завышенным результатам.

Учитывая возможные изменения миграционной способности химических элементов в различных геолого-гидрогеологических условиях, мы считаем целесообразным расстояние между точками отбора проб воды при мелкомасштабных поисковых работах брать равным примерно половине протяженности водных ореолов рассеяния основных рудообразующих компонентов.

ВЫЯВЛЕНИЕ ПОИСКОВЫХ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Прямые и косвенные гидрогеохимические признаки рудных тел выявляются, исходя из общих металлогенических особенностей района и данных по составу руд.

* M — общая минерализация воды.

Главными прямыми гидрогоеохимическими признаками скрытого оруденения являются аномальные концентрации в водах определенных рудных компонентов. К косвенным гидрогоеохимическим признакам можно отнести: аномальные значения pH , SO_4 , M , наличие благоприятных палеогидрогоеологических условий локализации рудных тел (древние гидрогоеологические барьеры), следы гидротермальной или гипергенной деятельности магматических и древнеинфилтратионных вод (эпигенетическое и гидротермальное изменение пород), интенсивное развитие открытых и скрытых очагов разгрузки глубоких трещинных вод, обогащенных рудными компонентами, фиксируемое по гидрохимическим, гидродинамическим и геотермическим аномалиям.

Элементами-индикаторами оруденения обычно являются все рудообразующие компоненты. Менее стабилен состав сопутствующих элементов-индикаторов, определяемый составом примесей рудной минерализации. Поэтому для выявления возможных элементов-индикаторов целесообразно предварительно изучить состав водных ореолов рассеяния, образующихся около близких по металлогеническим и общим генетическим особенностям рудных месторождений. Такой метод выявления поисковых гидрогоеохимических признаков известен в практике поисковых работ под названием метода аналогии. Однако ввиду отсутствия совершенно идентичных месторождений данный метод позволяет определять лишь приближенно гидрогоеохимические поисковые ассоциации компонентов, которые могут быть использованы при проектировании работ в слабо изученных районах на первом этапе полевых гидрогоеохимических исследований. С этой целью в пределах известных скрытых рудных полей проводится опытный отбор проб воды из наиболее чистых горных выработок и скважин. Отбор проб ведется по намеченным профилям с расчетом получения необходимых данных по водам, взаимодействующим с рудными телами и их лигохимическими ореолами, и по фоновым водам, находящимся вне зоны влияния рудных тел.

При изучении водных ореолов рассеяния эксплуатирующихся месторождений с нарушенным гидродинамическим режимом необходимо учитывать возможное изменение направления движения вод вследствие откачки рудничных вод, смешения вод различных водоносных горизонтов, а также искусственно активизированную окисляемость и неодинаковую промытость рудовмещающих пород в пределах одного и того же рудного поля.

ВЫБОР МЕТОДОВ АНАЛИЗА ВОД

Исходя из масштаба работ, их целевого назначения и металлогении района, в процессе полевых гидрогоеохимических исследований проводят различные виды анализов вод и растворенных газов. Выбор методов анализа вод определяется также их чувствительностью, точностью и производительностью.

При мелкомасштабных работах используется преимущественно полуколичественный спектральный анализ сухих остатков вод и концентратов на широкий круг микрокомпонентов* с целью установления поисковой гидрохимической ассоциации.

При более детальных исследованиях число анализируемых компонентов уменьшается и главными методами анализа становятся более точные количественные (весовой, колориметрический, турбидиметрический, нефелометрический, капельный, хроматографический, флуорес-

* Микрокомпонентами мы называем химические элементы, присутствующие в природных водах в микролитрах в виде простых ионов или комплексных химических соединений.

центный, пламенно-фотометрический и др.). В процессе проведения полевых опытно-методических исследований анализ быстро изменяющихся компонентов, характеризующих геохимическую обстановку миграции вод и их агрессивные свойства, проводят непосредственно у водопунктов (pH , E_h , Fe^{2+} , Fe^{3+} , CO_2 , H_2S , O_2).

При подготовке проб воды на анализ микрокомпонентов необходимо учитывать их минерализацию, которая в значительной степени определяет точность и чувствительность анализа. С целью повышения чувствительности анализов в настоящее время применяются следующие методы концентрирования природных вод в полевых условиях:

- 1) выпаривание сухого остатка;
- 2) соосаждение с гидроокисью алюминия (метод Томского политехнического института—ТПИ) или с сульфидом кадмия (метод ВИТРа);
- 3) групповое концентрирование различными ионнообменными смолами;
- 4) групповое концентрирование с помощью смешанного сорбента (смесь хлорлингнина и активированного угля БАУ) и органических сорбентов другого состава.

Достоинства и недостатки этих методов (табл. 60, 61) рассматриваются в настоящем разделе.

Таблица 60

**Характеристика наиболее распространенных способов концентрирования микрокомпонентов природных вод
(по И. Ю. Соколову)**

Показатели	Выпаривание до сухого остатка	Соосаждение с коллектором		Способ концентрирования на смешанном сорбенте
		Al(OH)_3 в присутствии Na_2S	CdS в присутствии Fe^{3+}	
Условия применения	<p>Величина минерализации по сухому остатку не более 1 г/л</p> <p>Отсутствие необходимости определения мышьяка и малых количеств цинка</p>	<p>Отсутствие необходимости определения молибдена, бериллия, галлия и герmania</p>	<p>Отсутствие необходимости определения кадмия, никеля и ниobia</p> <p>Тщательная очистка реактивов от примесей меди, свинца, серебра и цинка</p>	<p>Величина минерализации по сухому остатку не более 5 г/л</p> <p>Другие условия применения способа и его возможности еще недостаточно изучены</p>
Целесообразность применения при соблюдении указанных условий	<p>При необходимости получения данных по наибольшему числу элементов (за исключением мышьяка, ртути, селена, бора, рубидия, цезия, галоидов), в первую очередь молибдена, герmania, кадмия, никеля, титана и циркония</p>	<p>В водах повышенной минерализации</p> <p>При необходимости спектральных определений мышьяка и получения наиболее чувствительных данных по определению меди, серебра и кадмия</p> <p>При трудности доставки проб воды в стационарные лаборатории</p>	<p>В водах повышенной минерализации</p> <p>При трудности доставки проб воды в стационарные лаборатории</p>	<p>При определении в водах редких элементов, в первую очередь бериллия, галлия, иттрия, иттербия, индия и скандия</p>

Таблица 61

**Чувствительность определения микроэлементов
в мкг/л при различных способах их концентрирования
(по И. Ю. Соколову)**

Микрокомпоненты	Выпаривание до сухого остатка при величине его, мг/л		Соосаждение с коллектором		Способ концентрирования на смешанном сорбенте
	100	1000	Al(OH) ₃ в присутствии Na ₂ S	CdS в присутствии Fe ³⁺	
Барий . . .	3	30	—	—	—
Бериллий . . .	0,3	3	—	0,3	0,02
Ванадий . . .	1	10	1,5	Более 3	0,4
Висмут . . .	0,3	3	0,6	1	0,4
Вольфрам . . .	,10	100	20	10	4
Галлий . . .	1	10	+	1	0,1
Гафний . . .	1	100	—	—	—
Германий . . .	1	10	4	1	1
Золото . . .	3	30	—	Более 3	0,1
Индий . . .	1	10	—	0,3	0,1
Иттербий . . .	1	10	—	Более 3	0,02
Иттрий . . .	10	100	—	Более 3	0,4
Кадмий . . .	10	100	2	+	—
Кобальт . . .	3	30	5	10	1
Лантан . . .	10	100	—	Более 10	4
Литий . . .	1	10	—	—	—
Марганец . . .	1	10	+	10	—
Медь . . .	0,3	3	0,06	3	10
Молибден . . .	0,3	3	17	1	0,2
Мышьяк . . .	100	1000	13	3	—
Никель . . .	1	10	4	Более 30	4
Ниобий . . .	1	10	—	Более 100	1
Олово . . .	1	10	0,6	1	1
Свинец . . .	1	10	1	1	2
Серебро . . .	0,3	3	0,06	0,1	0,1
Скандиний . . .	50	500	—	3	0,1
Стронций . . .	3	30	—	—	—
Сурьма . . .	,10	100	2	5	4
Таллий . . .	100	1000	—	3	—
Тантал . . .	10	100	90	Более 30	10
Теллур . . .	—	—	—	10	10
Титан . . .	1	10	20	—	—
Торий . . .	50	500	—	—	—
Уран . . .	100	1000	—	—	—
Фосфор . . .	100	1000	30	—	—
Хром . . .	3	30	2	Более 30	1
Церий . . .	100	1000	—	—	—
Цинк . . .	100	1000	10	10	10
Цирконий . . .	1	10	7	—	—

- Примечания:**
1. Прочерк в графах означает, что микрокомпонент не концентрируется; знак +, что его определение затруднено ввиду загрязненности реактивов.
 2. Относительно невысокая чувствительность определения меди и свинца при концентрировании на смешанном сорбенте объясняется большой загрязненностью сорбента этими элементами. Концентрирование большинства элементов редких земель, а также платины и платиноидов не изучалось.
 3. Ртуть достаточно концентрируется из природных вод различными методами, но ее спектральное определение в концентратах весьма затруднено из-за большой летучести ртутных соединений.
 4. В таблице отсутствуют данные по селену, так как его спектральное определение в концентрате при использовании обычного кварцевого спектрографа выполнить не удается.
 5. Бор и галоиды указанными способами не концентрируются.

ваются И. Ю. Соколовым (1962) и другими исследователями в соответствующих методических руководствах по анализу природных вод.

Из табл. 61 следует, что для большинства микрокомпонентов, имеющих важное поисковое значение, разработаны достаточно чувствительные методы химических и спектральных анализов в природных водах.

Как следует из работ А. Г. Стромберга (Стромберг, Захарова, 1964), большие возможности таит в себе метод амальгамной пленочной полярографии с накоплением (АПН). Для выявления слабоконтрастных глубинных гидрохимических аномалий, генетически связанных со слабо окисляющимися и неокисляющимися рудными залежами, этот метод представляет особенный интерес. Важным достоинством его является возможность проведения анализа в полевых лабораториях из относительно небольшого объема воды (в пробе объемом до 1 л можно определить пять и более металлов). По сравнению с применяющимися в настоящее время методами анализа природных вод чувствительность амальгамной пленочной полярографии с накоплением для большинства рудных компонентов может быть увеличена на два-три порядка.

Сопоставление результатов полуколичественных спектральных анализов сухих остатков и водных концентратов, приготовленных по методу ТПИ, наиболее важных поисковых компонентов (свинец, медь, цинк, молибден, серебро, кадмий, сурьма и др.) показало их относительно хорошую сходимость в слабоминерализованных (до 0,5 г/л) водах. Что же касается вод с повышенной (более 1,5 г/л) минерализацией, то спектральным анализом водных концентратов, соосажденных по методу ТПИ, обычно устанавливается более разнообразный комплекс микрокомпонентов. Очевидно, это объясняется более высокой степенью обогащения проб микрокомпонентами при их соосаждении гидроокисью алюминия в присутствии сернистого натрия.

В связи с частой загрязненностью различными металлами сульфида кадмия соосаждение с ним микрокомпонентов можно проводить только после очень тщательной очистки. По данным экспериментальных лабораторных исследований, коэффициент обогащения проб микрокомпонентами при соосаждении CdS является наименьшим.

Глава 12.

МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО ОПРОБОВАНИЯ СКВАЖИН ПРИ ПОИСКАХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Методика отбора проб воды из поверхностных водопоявлений и неглубоких водозаборных выработок (родники, колодцы, шурфы и др.) описана во многих методических руководствах (Вострокнутов, 1959; Засухин, Логинова, 1963; Поликарпочкин, 1959) и особых затруднений не вызывает. Так же проста методика отбора проб воды из самоизливающихся скважин. Что же касается опробования наиболее широко распространенных несамоизливающихся скважин, то в опубликованных методических работах по гидрохимическим поискам рудных месторождений никаких конкретных указаний на этот счет не приводится.

В то же время при разведке и поисках не выходящих на поверхность рудных месторождений бурится огромное количество скважин. Многие из них вскрывают глубокие пластовые и трещинные воды, которые являются ценным источником информации о рудоперспективности глубоко залегающих пород.

Из-за отсутствия специальных опробователей трещинных вод в скальных породах и медленного внедрения в практику недавно сконструированного опробователя водоносных горизонтов в рыхлых породах (конструкции ВСЕГИНГЕО) пробы воды из несамоизливающихся скважин в настоящее время отбираются преимущественно после их прокачки. При бурении скважин с промывкой глинистым раствором время прокачки увеличивается примерно пропорционально его удельному весу и глубине скважины. Большое влияние на продолжительность

прокачки скважин оказывают также производительность применяемых откачечных средств и водообильность опробуемого интервала или горизонта. С целью сокращения времени прокачки, особенно малодебитных скважин, рекомендуется проводить предварительную прочистку и промывку скважин чистой водой. Как показал опыт опробования, продолжительность прокачки в этом случае уменьшается в 2—3 раза. Без этих мероприятий длительность прокачки значительно возрастает при бурении с тяжелым глинистым раствором и может превышать семь-восемь суток. Продолжительность прокачки зависит также от конструкции скважин. Необсаженные скважины, вскрывшие слабоустойчивые песчанистые и глинистые породы, прокачиваются медленно и, как правило, обваливаются и заплываются. В связи с этим при опробовании неустойчивых интервалов необходимо спускать фильтровые колонны.

Отбор проб воды из несамоизливающихся скважин без предвари-

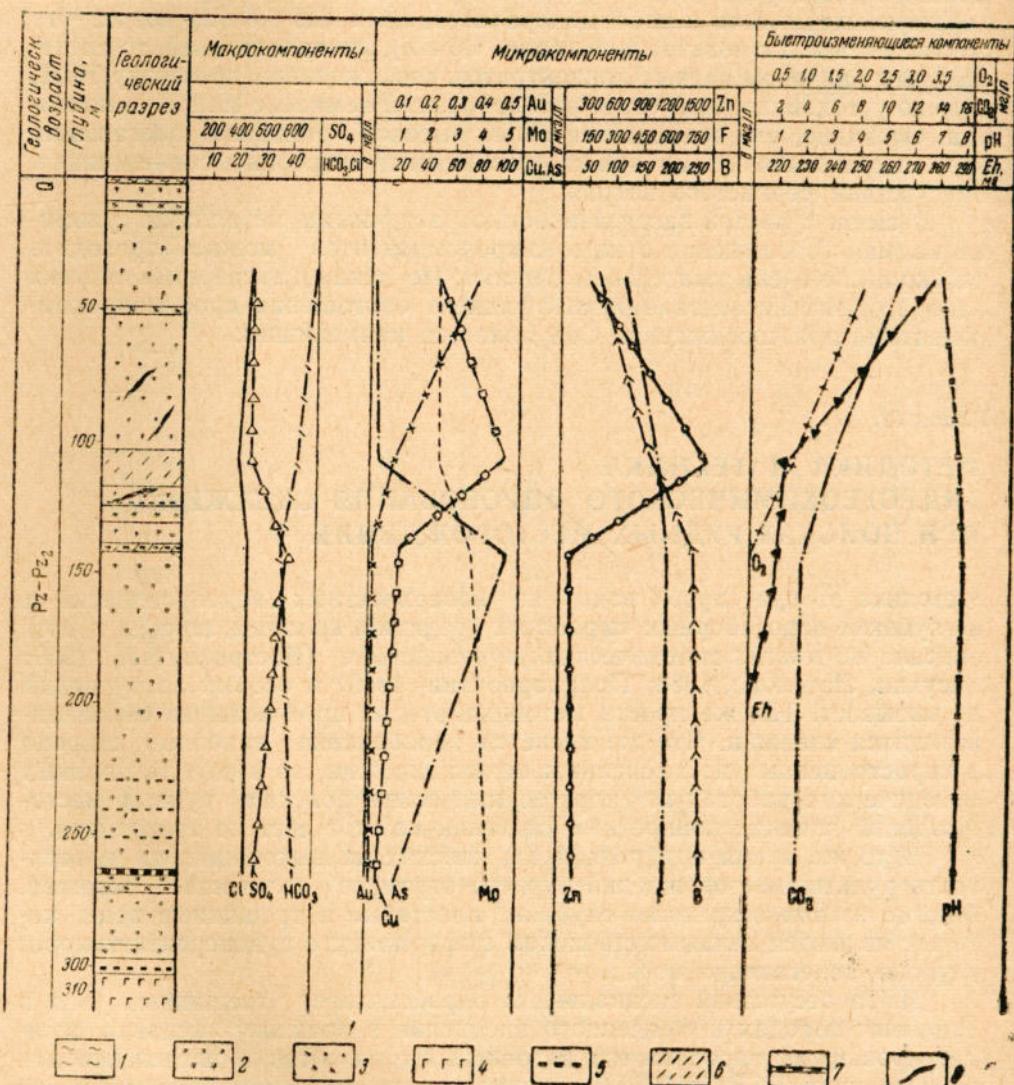


Рис. 52. Результаты поинтервального гидрохимического опробования глубинным пробоотборником типа ППБ-2 скважины, вскрывшей породы с золото-сульфидной минерализацией

1 — делювиальные суглинки; 2 — гранитизированные амфиболиты; 3 — сиенит-аплиты; 4 — габбро-диориты; 5 — вкрапленность пирита; 6 — гидротермально измененные породы; 7 — жилы кварцево-карбонатного состава; 8 — золоторудные кварцево-сульфидные жилы

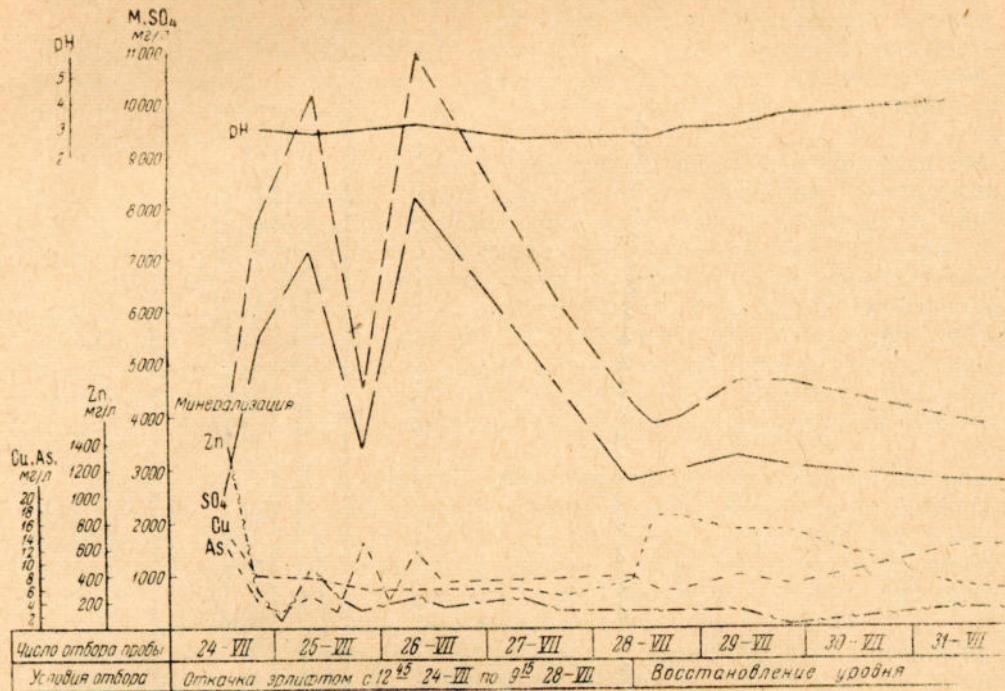


Рис. 53. График изменения содержаний химических компонентов в воде в процессе откачки рудной скважины

тельной прокачки возможен лишь при хорошей устойчивости вскрытых пород. Опробование таких скважин проводится после некоторого периода их стояния, необходимого для полной самопромывки от закачанного бурового раствора.

Отбор проб осуществляется после стабилизации химического состава воды. Определение времени стабилизации химического состава опробуемого горизонта и полного удаления из скважины промывных вод в процессе прокачки проводится путем анализа содержания наиболее легко определяемых и типичных для данного горизонта химических компонентов (хлориды, гидрокарбонаты и др.). Результаты химических сокращенных анализов наносят на соответствующие графики и сопоставляют с колебаниями уровня воды и дебита (рис. 52, 53). Наиболее быстрая стабилизация химического состава вод обычно достигается при высоких коэффициентах фильтрации опробуемого водоносного горизонта.

Как показали опытные работы, содержания в воде различных микрокомпонентов в процессе и после окончания прокачки изменяются в зависимости от их абсолютных концентраций и геохимических свойств. Так, например, максимальные колебания отмечаются у таких химических компонентов, которые содержатся в воде в наиболее высоких концентрациях и в наибольшей степени зависят от изменений величин Eh, pH, O₂ и других показателей геохимической обстановки (медь, цинк, свинец, железо, алюминий и др.). Наименьшими амплитудами колебаний характеризуются элементы, находящиеся в воде в малых концентрациях (рис. 54).

Заметное снижение концентрации рудных компонентов наблюдается обычно в первые часы откачки, к концу которой амплитуда колебаний их содержаний постепенно уменьшается. Изменение содержания основных рудообразующих металлов при откачке эрлифтом носит наиболее

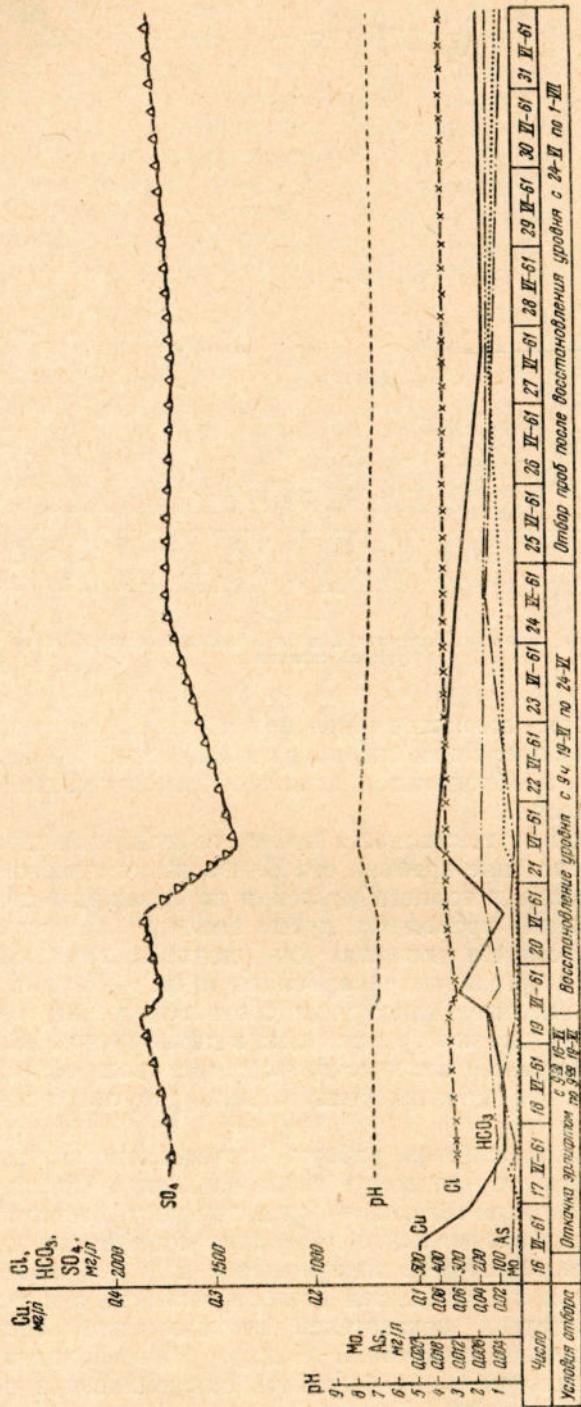


Рис. 54. График изменения содержания в воде химических компонентов в процессе откачки бедрудной скважины

непостоянный пульсационный характер. При прокачке желонкой амплитуда колебаний содержаний рудных компонентов значительно меньше в связи с более стабильным режимом Eh , pH и O₂. Продолжительность прокачки желонкой больше и определяется размерами желонки, глубиной и скоростью ее погружения, а также величиной водопритока в ствол скважины.

После окончания длительной (более суток) откачки в процессе восстановления уровня воды часто наблюдается заметное увеличение содержания некоторых рудообразующих металлов (медь, цинк и свинец) ввиду растворения при подъеме уровня воды их окисленных вторичных образований. Поэтому при гидрохимическом опробовании скважин на рудные компоненты для получения представительной пробы по каждому водоносному интервалу необходимо иметь не менее трех проб. Две пробы отбирают на сокращенный анализ (цинк, свинец, медь, молибден, мышьяк, pH, SO₄, Cl, HCO₃) после стабилизации макросостава в конце откачки и в конце восстановления уровня. Объем каждой из них 1,5–2 л.

Через 3–5 часов после восстановления уровня в глубоких скважинах отбирают пробу объемом 3–4 л на полный химический анализ, включающий определение основных макрокомпонентов и всех поисковых микрокомпонентов. Расширенный анализ микрокомпонентов проводят либо путем спектрального анализа сухого остатка слабоминерализованных (до 1 г/л) вод, либо соосажденного водного концентраты из вод повышенной минерализации. В случае проведения откачки на несколько понижений пробы воды на химический анализ рекомендуется отбирать перед переходом на новое понижение после восстановления уровня. Из неглубоких картировочных скважин пробы воды отбирают в значительно меньшем количестве (не более трех), учитывая кратковременность прокачки на одном интервале глубины.

Отбор проб воды из несамоизливающихся скважин после восстановления уровня можно проводить после предварительной их прокачки пробоотборниками различных конструкций, а при неглубоком стоянии уровня (до 30 м) — бутылкой. Все отборы проб воды из скважин необходимо осуществлять на уровне представительного горизонта (интервала) опробования, который устанавливается на основании предварительных опытно-методических работ и общих гидрогеологических показателей.

Полный комплекс наблюдений, необходимых для интерпретации гидрогеохимических данных опробования буровых скважин, должен включать:

- 1) характеристику вскрываемого скважиной геологического разреза (по данным геологической документации);
- 2) состояние скважины (положение забоя) в момент опробования;
- 3) измерение уровня воды;
- 4) измерение дебита;
- 5) измерение температуры воды;
- 6) характеристику конструкции скважины (наличие обсадных труб, закрепленные ими интервалы) и технологии бурения (применение глинистого раствора или воды для промывки).

Применение пробоотборников позволяет установить глубину расположения интервалов водопритока и закономерность распределения химических компонентов на различных глубинах, т. е. проводить точечный гидрохимический картаж глубоких скважин. Кроме того, в герметично отобранных глубинных пробах воды можно определять главнейшие геохимические показатели условий формирования глубоких подземных вод (Eh , pH, O₂, H₂S, CO₂, Fe²⁺, Fe³⁺ и др.).

На основании испытания и оценки конструктивных особенностей используемых при опробовании нефтяных и геологоразведочных сква-

жин пробоотборников (ПД-03, ПРИЗ-II, телескопический пробоотборник конструкции Е. В. Симонова, водонос ВСЕГИНГЕО, поршневые пробоотборники конструкции В. И. Вещезерова) М. Е. Богуславским было установлено, что ни один из них не удовлетворяет требованиям, предъявляемым при гидрогеохимических поисках рудных месторождений, так как:

- 1) емкость приемных камер этих пробоотборников недостаточна (менее 2 л);
- 2) корпуса их кородируют, сорбируя и десорбируя различные металлы (медь, цинк и др.);
- 3) конструкции весьма сложны и недостаточно надежны в работе;
- 4) некоторые пробоотборники захватывают воду выше заданного интервала.

Новые типы пробоотборников ППБ-2, ГПВ-60, ПГ-60, сконструированные М. Е. Богуславским, лишены этих недостатков и, как показали полевые испытания, могут быть с успехом использованы для опробования различных по составу подземных вод на глубинах до 1500 м.

Пробы воды и газа рекомендуется отбирать герметичными пробоот-



Рис. 55. Отбор проб воды из скважины с помощью глубинных пробоотборников

борниками ГПВ-60 и ПВ-60. Поршневой бесклапанный пробоотборник типа ППБ-2 пригоден только для отбора проб воды, недонасыщенных газом (до 1 атм.).

В качестве механизма управления клапанами во всех пробоотборниках используется механизм ударного действия как наиболее простой и надежный в работе. Все пробоотборники имеют диаметр 60 мм, что позволяет применять их для опробования различных типов скважин. Вес пробоотборника не превышает 10 кг, а длина 1,9 м. Спуск и подъем глубинных пробоотборников осуществляются на проволоке диаметром

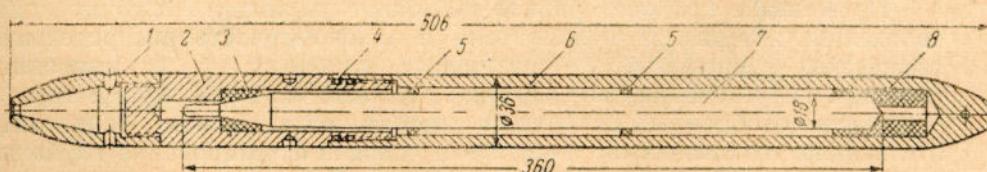


Рис. 56. Герметичная гильза с максимальным термометром
1 — хвостовик; 2 — муфта; 3 — верхняя прокладка; 4 — уплотнительное кольцо; 5 — прокладка; 6 — корпус; 7 — термометр; 8 — нижняя прокладка.

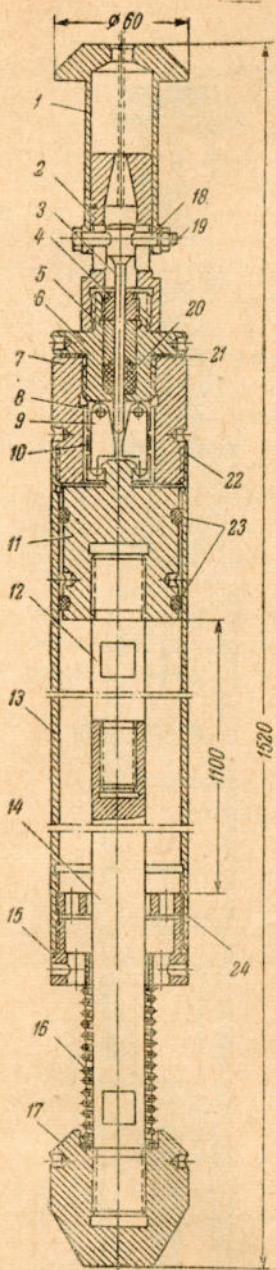


Рис. 57. Поршневой бесклапанный пробоотборник типа ППБ-2.

1 — стакан ударный; 2 — верхняя головка; 3 — боец; 4 — гайка нажимная; 5 — грунд-букса; 6 — переходник; 7 — головка цилиндра; 8 — винт; 9 — защелка; 10 — пружина кольцевая; 11 — поршень; 12 — верхний полушток; 13 — корпус приемной камеры; 14 — нижний полушток; 15 — нижняя полумуфта; 16 — пружина; 17 — хвостовик; 18 — болт; 19 — гайка; 20 — сальниковая набивка; 21—22—прокладки; 23 — уплотнительное кольцо; 24 — гайка предохранительная.

1,6—2 мм при помощи ручной или механической лебедки Азимаш-8, установленной на автомашине ГАЗ-63 (рис. 55). Чистота предварительно прокачанных скважин до спуска пробоотборников проверяется специальным шаблоном, имеющим диаметр, равный диаметру пробоотборника. Пробоотборники могут быть использованы для отбора проб воды с температурой до 100°C вместе с глубинным термометром, вмонтированным в герметичную гильзу (рис. 56).

Следует рассмотреть краткие характеристики рекомендуемых для гидрогеохимического опробования скважин глубинных пробоотборников и опробователей новых конструкций, разработанных во ВСЕГИНГЕО группой инженеров (М. Е. Богуславский, Л. С. Косых, В. И. Блажков, Е. В. Симонов, А. Г. Тесля и др.).

Пробоотборник ППБ-2. Бесклапанный поршневой пробоотборник ППБ-2 является усовершенствованной моделью телескопического пробоотборника конструкции Е. В. Симонова. Объем отбираемой им пробы 2,5 л. Прибор опускается в скважину в таком виде, как он изображен на рис. 57. Длина пробоотборника с пробой воды 2645 мм, вес 10 кг, время заполнения его водой 10 мин. Перевод пробы воды из пробоотборника в бутылки осуществляется через штуцер. Конструкция прибора обеспечивает сохранность в отобранный пробе растворенных при атмосферном давлении газов и быстро изменяющихся компонентов. На глубине корпус прибора подвергается взаимно уравновешивающему давлению изнутри и снаружи ввиду отсутствия клапанов, поэтому глубина спуска пробоотборника не ограничивается. Главным достоинством прибора является заполнение его непроточной камеры только на заданной глубине без захвата воды из верхних водоносных интервалов. Опробуемые скважины могут быть как обсаженными, так и без обсадки. Корпус приемной камеры изготовлен из дюралюминия, не сорбирующего и не десорбирующего металлы.

Пробоотборник ГПВ-60. Глубинный пробоотборник ГПВ-60 является усовершенствованной и упрощенной моделью пробоотборника ПД-03, предназначенного для отбора глубинных проб нефти и газа. Пробоотборник ГПВ-60 отличается большей промывной способностью благодаря увеличению проходных сечений клапанов и отсутствию шарикового механизма, большим объемом камеры (3 л) и антикоррозийностью (рис. 58). Он герметичен и может быть использован для от-

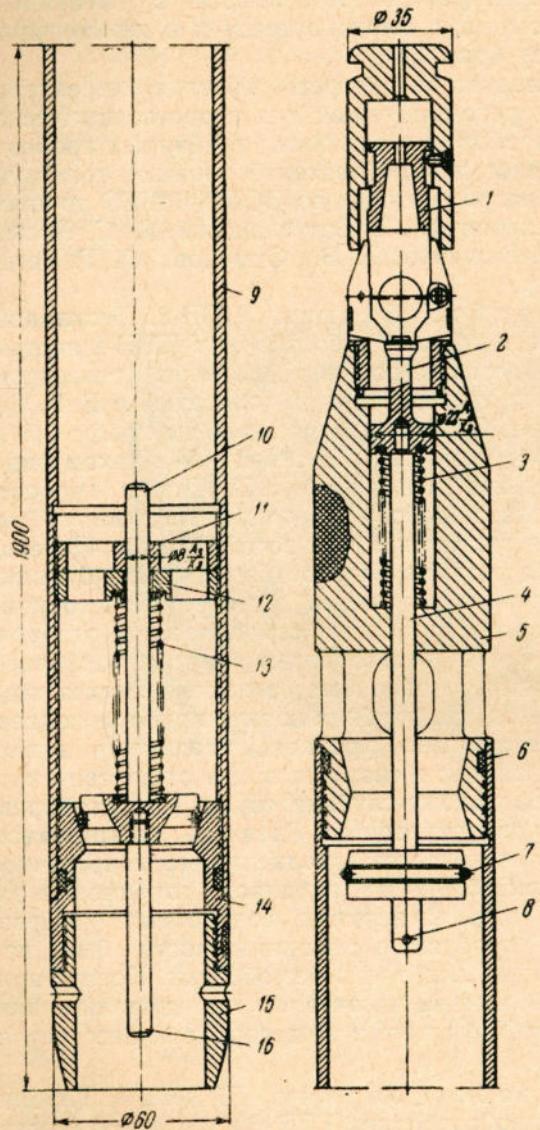


Рис. 58. Глубинный пробоотборник типа ГПВ-60
 1 — узел ударного механизма; 2 — гайка упорная;
 3 — пружина верхняя; 4 — шток верхнего клапана;
 5 — втулка верхняя; 6—7 — уплотнительные кольца;
 8 — штифт; 9 — корпус; 10 — шток нижнего клапана;
 11 — гайка предохранительная; 12 — гайка регулировочная;
 13 — пружина нижняя; 14 — втулка нижняя;
 15 — наконечник; 16 — контргайка

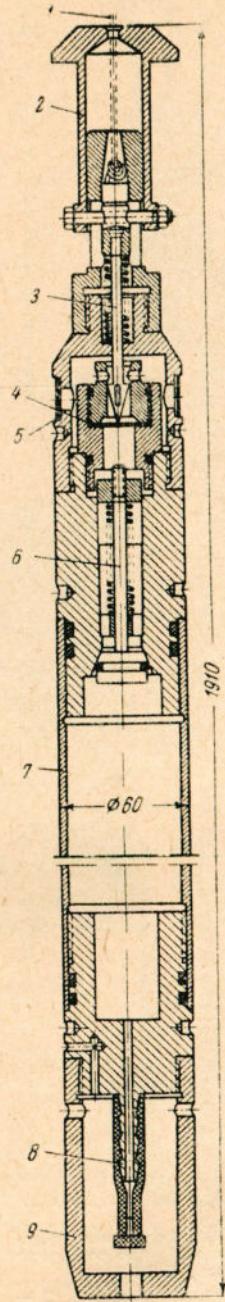


Рис. 59.
Пробоотборник
вакуумный типа
ПВ-60

1 — трос; 2 — стакан; 3 — боец; 4 — пластинка из жести; 5 — фильтр; 6 — клапан; 7 — приемная камера; 8 — штуцер; 9 — наконечник

отбора газонасыщенных проб воды, спонтанного и растворенного газа.

Пробоотборник ПВ-60. Вакуумный пробоотборник ПВ-60, так же как и пробоотборник ГПВ-60, предназначен для отбора проб воды и газа (рис. 59). Однако в отличие от предыдущего он имеет непроточную приемную камеру, которая заполняется водой и газом на заданной глубине в результате разрушения специального предохранительного устройства (тонкая металлическая пластина). Объем приемной камеры 3 л. Так же как и у описанных, приемная камера пробоотборника ПВ-60 изготовлена из дюралюминия, а все остальные детали — из кислотостойкой нержавеющей стали Х18Н9Т. Отбор проб различных по составу агрессивных вод (углекислые, железистые, термальные рассолы, кислые сульфатные и др.) показал его полную антакоррозийность.

Испытания всех трех новых типов пробоотборников в различных рудных районах страны (Урал, Забайкалье, Закарпатье) и экономическая оценка эффективности их работы и общей стоимости опробования показали следующее:

1) применение пробоотборников ППБ-2, ПВ-60 и ГПВ-60 при гидро-геохимическом опробовании скважин позволяет отбирать пробы воды на более широкий круг металлов, чем ранее применявшимся (водонос ВСЕИ ИНГЕО, ПД-03, ПРИЗ-II, ТПС и др.);

2) скорость опробования скважин новыми пробоотборниками увеличена по сравнению со старыми в 2—3 раза;

3) новые пробоотборники просты по конструкции, недороги в изготовлении и надежны в эксплуатации.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНОГО ПОТЕНЦИАЛА НА РАЗЛИЧНЫХ ГЛУБИНАХ С ПОМОЩЬЮ ГЛУБИННЫХ ПРОБООТБОРНИКОВ

Определение Eh (рис. 60) на различных глубинах осуществляется посредством отбора проб воды герметичными пробоотборниками с последующим измерением его величины около скважин портативным полевым потенциометром. Проба воды без соприкосновения с воз-

духом переводится из пробоотборника в стакан (кварцевый или стеклянный) с электродами (платиновые и каломельные), которые присоединяются к потенциометру.

Достоверность замеров Eh в пробах воды, отобранных из несамоизливающихся скважин с помощью глубинных пробоотборников, зависит от герметичности всей системы. Во избежание попадания в стакан пузырьков газа исследуемую воду (три—четыре стакана) пропускают через всю систему, после чего (через 10—20 мин) приступают к замеру разности потенциалов между каломель-

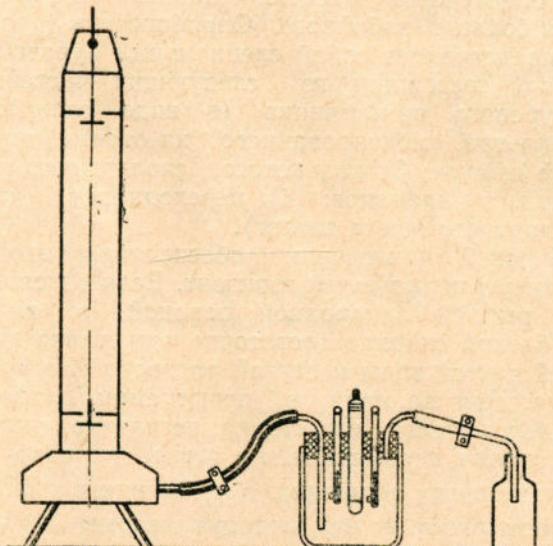


Рис. 60. Схема перевода пробы воды из глубинного пробоотборника ПВ-60 для определения окислительно-восстановительного потенциала

ным и платиновым электродами. Расхождение между показаниями платиновых электродов не должно превышать 20 мв. Методика изготовления сосуда с электродами и приготовления раствора, внесение температурных поправок и расчет величины Eh подробно описаны Т. П. Поповой в методическом руководстве по анализу природных вод.

ПОСЛОЙНОЕ ОПРОБОВАНИЕ ВОДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ (В РЫХЛЫХ ПОРОДАХ)

Преобладающее количество поисковых и разведочных скважин, вскрывающих водоносные горизонты в различных геологически закрытых районах, не может быть опробовано только с помощью описанных глубинных пробоотборников, требующих обязательной предварительной прокачки ствола скважины. Необходимы специальные послойные опробователи водоносных горизонтов, позволяющие отбирать пробы воды и газа в процессе бурения скважин без их полной разглинизации и прокачки и тем самым увеличивающие экономическую эффективность гидрогеохимических поисков глубоко залегающих месторождений полезных ископаемых.

Для гидрогеохимического опробования скважин при поисково-разведочном бурении на скрытые в осадочных рыхлых породах рудные месторождения наиболее применим послойный опробователь конструкции ВСЕГИНГЕО (Л. С. Косых, Е. В. Симонов, А. Г. Тесля, В. И. Блажков и В. А. Лободин). Он предназначен для отбора проб воды из рыхлых неустойчивых пород при сохранении в стволе скважины глинистого раствора.

Комплект оборудования предусматривает возможность спуска послойного опробователя на любую глубину в скважины любого диаметра как прямые, так и наклонные при условии обеспечения насосом давления на 2–3 атм больше забойного. Опробователь (рис. 61) представляет собой специальный буровой снаряд, состоящий из следующих частей: 1) бурового наконечника (в виде сопла); 2) фильтра, смонтированного на отрезке рабочей штанги; 3) кольцевого, скользящего и обратного клапанов; 4) переходников (из стандартного замка штанг).

Буровой наконечник обеспечивает ввод снаряда в испытуемый горизонт. Если он сложен рыхлой однородной породой, то для углубления снаряда достаточно нагнетания на забой чистой воды и легкой расходки инструмента. При наличии в испытуемом пласте твердых прослоев известняка, песчаника, глин или гравия осуществляется легкое их разбуривание путем вращения. Наконечник в таких случаях работает как гидромониторное двухперое долото. Время, необходимое для введения опробователя на глубину 1,5 м в пески, обычно не превышает 1 мин.

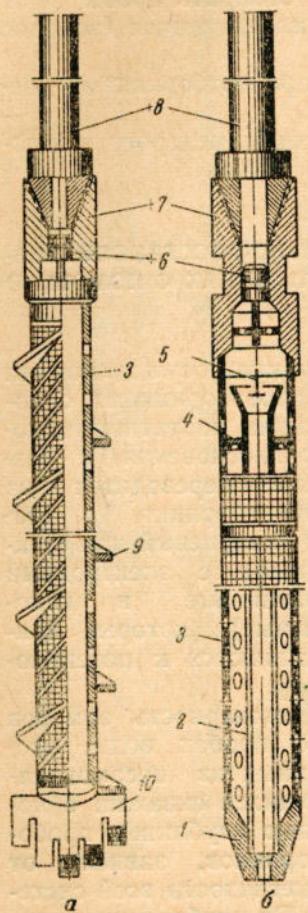


Рис. 61. Послойные опробователи водоносных горизонтов в рыхлых породах

а — шнековый; б — опробователь с герметичным долотом: 1 — сопло; 2 — промывочная трубка; 3 — фильтр; 4 — кольцевой клапан; 5 — обратный клапан; 6 — скользящий клапан; 7 — переводник; 8 — бурильные трубы; 9 — лента шнека; 10 — долото

Полевые испытания в различных гидрогеологических условиях показали, что закачка небольшого количества чистой воды в скважину никогда не вызывает обвала ее стенок и прихвата инструмента на забое.

Одним из недостатков описываемого опробователя является необходимость проведения прокачки скважины с помощью эрлифта. Хотя прокачка непродолжительна и заключается в отборе пяти-шести объемов водяного столба из скважины, тем не менее при большой разбросанности разведочных и поисковых скважин и значительном объеме бурения на монтирование и демонтирование эрлифтной установки и ее транспортировку расходуется много времени. Кроме того, конструкция опробователя позволяет опробовать только пластово-поровые воды рыхлых пород, в то время как представительный горизонт опробования глубоко погребенных рудных тел часто приурочен к коре выветривания скальных пород.

Поэтому с целью более широкого и экономичного опробования картировочных и поисково-разведочных скважин, вскрывающих на разных глубинах водоносные трещиноватые зоны и тектонические нарушения, необходимо создание конструкции опробователя грунтово-трещинных и трещинно-жильных вод в скальных породах.

Глава 13.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

При интерпретации результатов гидрогеохимических поисков необходимо учитывать следующие группы рудных месторождений, различающиеся по гидродинамическим и гидрогеохимическим условиям локализации: 1) залегающие выше местных базисов эрозии и 2) залегающие ниже местных базисов эрозии.

Месторождения первой группы обычно располагаются в зоне окислительных процессов и активного водообмена подземных вод, месторождения второй группы — в переходной зоне слабоокислительных и восстановительных процессов или в восстановительной зоне замедленного водообмена.

В процессе интерпретации данных гидрогеохимических исследований должны быть решены следующие вопросы:

- 1) определены фоновые и аномальные значения элементов-индикаторов;
- 2) выявлены гидрохимические аномалии;
- 3) установлен примерный состав рудных тел по гидрогеохимической ассоциации элементов-индикаторов;
- 4) выяснена природа выделенных гидрохимических аномалий;
- 5) определены участок расположения рудных тел и примерная глубина их залегания.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФОНОВЫХ И АНОМАЛЬНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ-ИНДИКАТОРОВ

От правильности установления фоновых и аномальных значений элементов-индикаторов зависит надежность дальнейшей интерпретации гидрогеохимических данных. На фоновые значения элементов-индикаторов влияет много факторов: химический состав вод, литологогеохимические особенности водовмещающих пород, условия геохимического ландшафта, скорость фильтрации, интенсивность разбавления и др. Поэтому величина фона должна устанавливаться раздельно для каждого типа вод (поверхностные, «аллювиально-деллювиальные»,

грунтово-трещинные, межпластовые и др.) с учетом развитых в пределах района геохимических ландшафтов.

Отобранные для математико-статистической обработки пробы воды не должны резко отличаться по минерализации, pH и Eh . В том случае, если в течение полевого периода наблюдались значительные изменения режима опробованных горизонтов, необходимо внесение соответствующих режимных поправок.

Производство анализов вод должно осуществляться для каждого химического компонента по единой методике во избежание получения несопоставимых результатов. Из этих же соображений наиболее ответственные количественные определения поисковых компонентов следует проводить в одной и той же лаборатории.

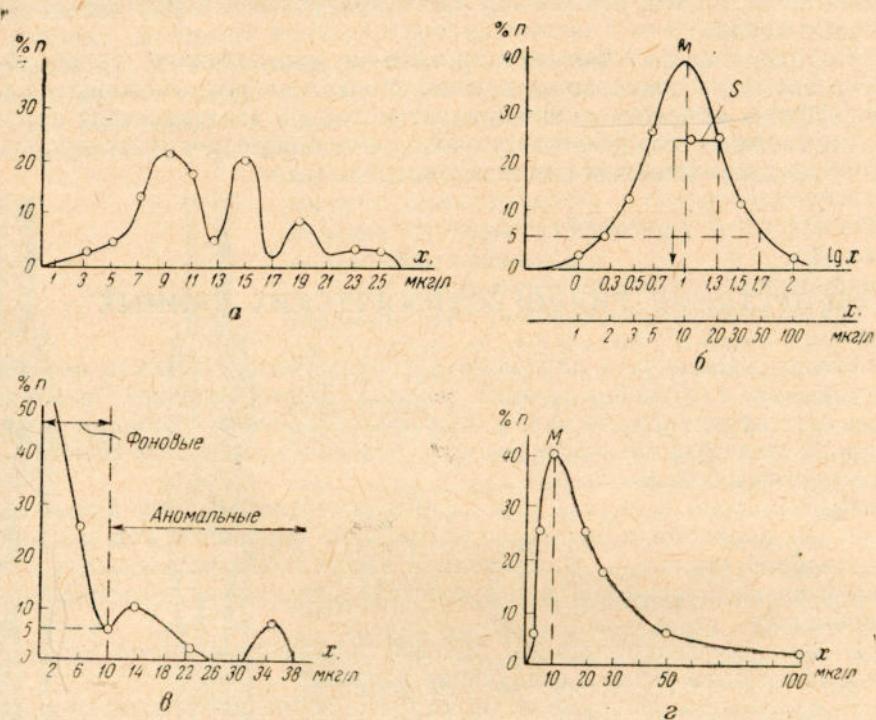


Рис. 62. Кривые распределения химических элементов в водах

а — многогорьшинная при излишне большом числе интервалов; б — симметричная или логнормальное распределение величин; в — резко асимметрическая при недостаточной чувствительности определения; г — умеренно асимметрическая

В практике геохимических поисков применяются различные методы статистической обработки материала для вычисления фоновых содержаний, получающие в последнее время все большее распространение. Основное преимущество статистических методов заключается в их объективности. Применение этих методов особенно ценно при большом количестве проб.

Распределение содержаний элементов в породах и водах для наглядности выражается графически в виде столбиковых диаграмм (гистограммы) или (при большом количестве анализов) кривых распределения величин (рис. 62).

Для построения кривых распределения величин целесообразно использовать не более 150—200 анализов. Уменьшение числа проб снижает достоверность выявляемых фоновых и аномальных значений, а увеличение делает расчеты более трудоемкими при незначительном увеличении точности.

Построению кривых распределения обычно предшествует описанная во многих методических работах математическая обработка аналитических данных. Отобранные для построения кривых результаты анализов группируют по возможности в равные интервалы. При этом следует иметь в виду, что при слишком малом числе интервалов (менее пяти) кривая приобретает наиболее плавную форму, но недостаточно точно отображающую характер распределения. Слишком большое число интервалов придает кривой искаженный (многовершинный) вид (см. рис. 62, а).

Опыт построения кривых распределения химических элементов в водах показывает, что наиболее оптимальное число интервалов находится чаще всего в пределах 7—10. В каждом интервале имеются нижняя (x_{\min}) и верхняя (x_{\max}) границы. Разность этих крайних значений интервала и определяет его величину $K = \frac{x_{\max} - x_{\min}}{2}$, а полусумма — среднее значение ($x_1 = \frac{x_{\max} + x_{\min}}{2}$). Общее число проб, включенных в каждый интервал, определяет его частоту.

После предварительной обработки аналитических материалов строят кривую распределения исследуемых величин. На оси абсцисс откладывают середины принятых интервалов, а на оси ординат — соответствующие им количества проб, выраженные в процентах. Кривые, отображающие нормальный закон распределения, симметричны по отношению к моде M , характеризующей наиболее распространенную величину содержания элемента.

Одновершинная симметричная кривая характеризует нормальное распределение величин (см. рис. 62, б). Расположение же максимума кривой за пределом оси ординат (см. рис. 62, в) свидетельствует о недостаточной чувствительности определения анализируемого химического элемента.

Большая часть кривых, характеризующих распределение микроэлементов в природных водах перспективных районов, при удачно выбранных интервалах (классах) имеет умеренноасимметричную форму (см. рис. 62, г).

В природных водах распределение химических элементов, так же как и в других природных образованиях (породы, растения и т. п.), подчинено определенным математическим законам, для установления которых необходимо вычисление определенных параметров. Главными оценками параметров распределения величин, согласно работам Л. Х. Аренса, А. П. Разумовского, А. Б. Вистелиуса, Д. А. Родионова, С. В. Григоряна и других исследователей, являются среднее арифметическое, дисперсия и среднее квадратическое отклонение абсолютных содержаний (при нормальном законе распределения) или логарифмов содержаний (при логарифмически нормальном законе распределения).

Для установления фоновых содержаний, помимо наиболее распространенного (модального) значения, совпадающего с величиной средне-арифметического при нормальном законе распределения, нужно знать величину, характеризующую разброс точек. Такой величиной для кривой нормального распределения является стандартное (или среднеквадратическое) отклонение S , а для логнормального — стандартный множитель E .

Указанные величины могут быть определены с достаточной для практики точностью графически. Для этого на высоте 0,6 моды кривой нормального (или логнормального) распределения проводят горизонтальную прямую до пересечения с кривой. Полученные таким образом отрезки (от точек пересечения до моды), соответствуют величине S или E .

Расчетным путем величину дисперсии какого-либо элемента обычно устанавливают по следующей формуле:

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

До настоящего времени в методических работах по гидрохимическим поискам мало внимания уделяется вопросу объективного определения нижних пределов аномальных значений элементов-индикаторов, характеризующих по существу границу распространения водных ореолов рассеяния рудных тел. Нередко за нижеаномальное значение A_{\min} принимается произвольная величина. В то же время определять пределы колебаний элементов-индикаторов в водах следует математически и геохимически достаточно строго с определенной заданной доверительной вероятностью:

$$A_{\min} = \bar{x} \pm tS \text{ — для нормального закона,}$$

$$\lg A_{\min} = \lg \bar{x} \pm tS \lg \text{ — для логнормального закона.}$$

Теоретическое значение коэффициента t для односторонней вероятности 0,01 (99%) равно 2,33. Значения t для других конкретных пределов колебаний величин определяются с помощью критерия Стьюдента. Вероятность появления содержаний, больших или меньших, чем заданное, устанавливается с помощью интегральной функции Лапласа $\Phi(Z)$.

Для определения основных параметров распределения величин, характеризующих результаты геохимических исследований (в том чис-

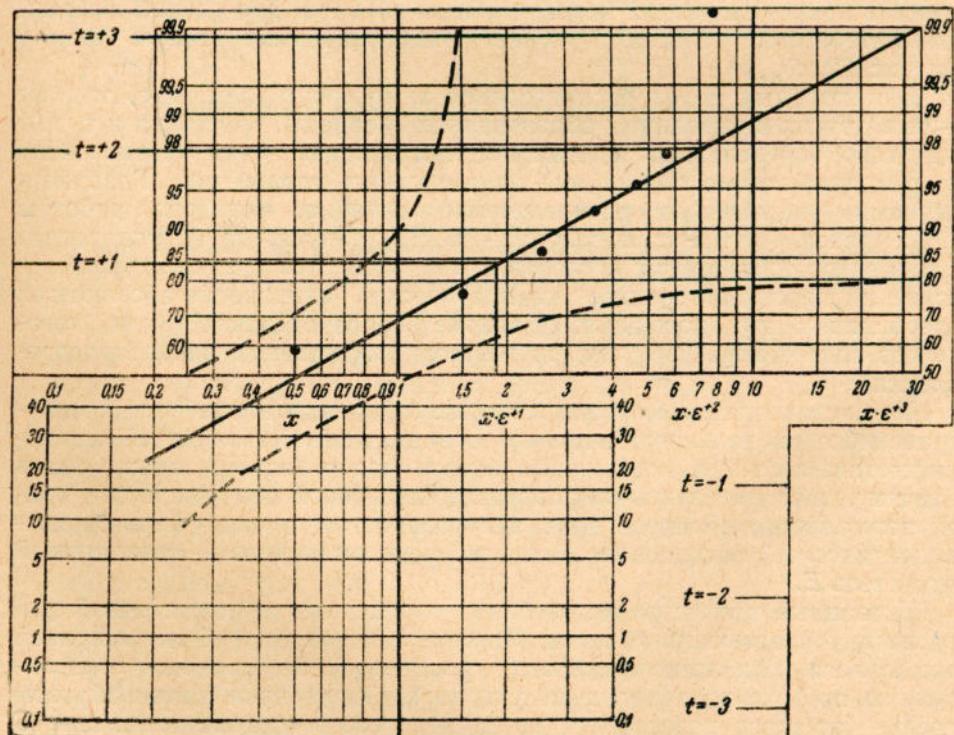


Рис. 63. Кумулятивная прямая

ле и гидрохимических), помимо аналитического метода, применяются и графические. Наиболее простым из них является способ вероятностного трафарета, предложенный для использования в геохимии Н. К. Разумовским (рис. 63). Сущность этого способа кратко изложена и в работе О. К. Мезенцева (Мезенцев и др., 1964).

Рассчитанные путем суммирования частот последовательно по возрастанию интервала содержаний накопленные частоты откладывают по оси ординат. Соответствующие им содержания элементов наносят на оси абсцисс (вверху в линейном, а внизу в логарифмическом масштабах). Линия, соединяющая полученные точки, представляет собой линию (кумулятивную) накопленных частот. Если она получается прямой или близкой к прямой, то это свидетельствует о нормальном (если содержания откладывались в линейном масштабе) или логнормальном распределении (при логарифмическом масштабе) обрабатываемых данных. Если же точки накопленных частот значительно отклоняются от осредняющей прямой, то их соответствие нормальному или логнормальному закону распределения величин можно проверить с помощью критерия Стьюдента.

После установления функции распределения графически определяют среднее арифметическое, среднеквадратичное отклонение, фоновые и аномальные значения.

Как показано на рис. 63, среднее арифметическое логарифмов (или среднегеометрическое x) соответствует точке пересечения кумулятивной прямой с осью абсцисс на уровне 50% накопленных частот. Величины среднеквадратического отклонения S и стандартного множителя E (при логнормальном законе распределения) также могут быть определены графически. Для этого на уровне $t = +1$ (84,13%) проводят горизонтальную прямую до пересечения с кумулятивной прямой. Из точки пересечения опускают перпендикуляр на ось абсцисс. Полученное таким образом содержание соответствует значению $x \cdot E^{+1}$ (для логнормального распределения) или $x + S$ (для нормального распределения), откуда можно легко вычислить S или E . Чтобы с помощью кумулятивной прямой найти нижнеаномальное значение, необходимо задаться определенной вероятностью.

Опыт применения описанного графического метода для определения фоновых и аномальных значений элементов-индикаторов в природных водах показывает, что, несмотря на меньшую точность по сравнению с аналитическим методом, он может быть вполне использован при статистической обработке гидрохимических данных.

ВЫЯВЛЕНИЕ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

На основании установленных аномальных значений элементов-индикаторов в результате статистической обработки анализов вод на гидрохимических картах выделяют участки с аномальным содержанием элементов-индикаторов. При оконтуривании гидрохимических аномалий следует учитывать направление движения вод и влияние процессов разбавления. Методы определения направления движения различных типов подземных вод, а также их расходов подробно описаны в соответствующих гидрогеологических справочниках и руководствах. По большинству рудных районов в настоящее время составлены специальные гидрогеологические карты с объяснительными записками, позволяющие получить указанные гидрогеологические параметры.

Учитывая различия в составе и контрастности аномалий в различных водоносных горизонтах, их выделение следует проводить раздельно по типам вод. Величина смещения и размеры гидрохимических аномалий относительно рудного тела зависят от миграционной способности

анализируемых элементов-индикаторов в данных гидрогеологических условиях.

При выявлении гидрохимических аномалий, генетически связанных с глубоко залегающими рудными телами, необходимо учитывать:

1) слабую контрастность гидрохимических аномалий большинства глубоко залегающих (ниже базисов эрозии) рудных месторождений, а также неглубоко погребенных рудных тел, залегающих в условиях слабоокислительной или восстановительной обстановок;

2) возможность образования глубинных гидрохимических аномалий, не проявляющихся на поверхности земли в виде открытых очагов разгрузки (открытые водные ореолы рассеяния);

3) роль геотермических процессов, в значительной мере определяющих изменение геохимических условий миграции большинства рудных компонентов в зоне повышенных давлений и температур. В связи с этим при выделении глубинных гидрохимических аномалий должны быть проанализированы все возможные изменения внутренних факторов миграции основных поисковых химических компонентов и выявлены поисковые компоненты, обладающие способностью мигрировать в глубоких бескислородных водах. Наиболее часто ими оказываются мышьяк, вольфрам, молибден, фтор, бор, литий и стронций;

4) неравномерность вертикального распределения химических компонентов и особенно микроэлементов в пределах не только различных (гидравлически разобщенных) водоносных горизонтов, но также и в пределах одного и того же водоносного горизонта или комплекса. В связи с этим для выявления глубинных аномалий необходимо проводить поинтервальное опробование опорных глубоких скважин, вскрывающих основные водоносные межпластовые горизонты или трещиноватые зоны, и устанавливать интервалы с наибольшей концентрацией поисковых гидрохимических компонентов;

5) снижение скорости движения подземных вод с глубиной одновременно с падением пористости и трещиноватости водовмещающих пород, по-разному отражающиеся на интенсивности обогащения подземных вод поисковыми компонентами. Поэтому при выявлении глубинных гидрохимических аномалий необходимо учитывать, используя различные виды каротажей, возможное колебание содержаний рудных компонентов на различных глубинах в зависимости от пересечения глубокими скважинами зон с различной обводненностью и трещиноватостью.

УСТАНОВЛЕНИЕ ПРИМЕРНОГО СОСТАВА РУДНЫХ ТЕЛ ПО ГИДРОХИМИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ-ИНДИКАТОРОВ

На состав элементов-индикаторов рудных тел в природных водах, особенно сульфидных, большое влияние оказывают интенсивность окисления и другие процессы разрушения рудных минералов.

Металлогенический тип интенсивно окисляющихся месторождений в зоне активного водообмена довольно отчетливо устанавливается по комплексу основных элементов-индикаторов. Что же касается слабо окисляющихся рудных тел, то в составе их поисковой гидрохимической ассоциации элементов-индикаторов могут присутствовать не только основные рудообразующие металлы, но и элементы, содержащиеся в рудах в виде примесей. Благодаря своим физико-химическим особенностям и общей геохимической обстановке они могут более легко переходить в воду и образовывать более контрастные водные ореолы рассеяния.

Так, например, мышьяк и серебро являются в ряде районов элементами-индикаторами погребенных золоторудных жил, молибден—медно-порфировых месторождений, германий и селен—полиметаллических и

Медноколчеданных, кадмий — свинцово-цинковых, фтор — многих редкometальных и т. п.

Гидрохимические поисковые ассоциации наиболее гидрохимически изученных рудных месторождений приведены в табл. 62, из которой следует, что более разнообразный комплекс элементов-индикаторов характерен для интенсивно окисляющихся рудных тел. В гидрохимической ассоциации слабо окисляющихся рудных тел преобладают элементы-индикаторы, хорошо мигрирующие как в щелочных водах слабо-окислительной обстановки, так и в водах слабовосстановительной обстановки (мышьяк, германий, никель, литий, фтор, вольфрам, стронций, барий и др.).

Таблица 62

Наиболее распространенные гидрохимические ассоциации некоторых типов рудных месторождений

Типы месторождений	Поисковые ассоциации рудных тел	
	интенсивно окисляющихся	слабо окисляющихся
Медноколчеданные	Cu, Zn, Pb, As, Ni, Co, Mn, Cd, Se, Ge, Au, Ag, Fe, Al	Zn, Pb, Mo, As, Ge, Se, Cu
Полиметаллические	Pb, Zn, Cu, As, Mo, Ni, Co, Ag, Cd, Sb, Se, Ge, Bi	Pb, Zn, As, Mo, Ni, Ge
Мolibденовые	Mo, W, Pb, Cu, Zn, Be, F, Li, Mn	Mo, Pb, Zn, F, As, Li
Вольфрамово-бериллиевые	W, Mo, Zn, Cu, As, F, Li, Be, Rb, Mn	W, Mo, F, Li, As
Ртутьно-сульфидные	Hg, Sb, As, Zn, F, B, Se, Cu, Pb	Hg, As, Zn, Pb, Sb
Золоторудные	Au, Ag, Sb, As, Mo, Se, Pb, Cu, Zn, Bi	Ag, Sb, As, Mo, Zn, Pb
Оловорудные	Sn, Nb, Pb, Cu, Zn, Li, F, Be	Sn, Li, F, Be, Zn
Титаномагнетитовые	Ti, Fe, Ni, Co, Cr	Ti, Ni, Fe
Медно-никелевые	Ni, Cu, Zn, Co, Ag, Ba, Sn, Pb, U	Ni, Zn, Pb, Sn, Ba
Барито-полиметаллические	Ba, Sr, Cu, Zn, Pb, As, Mo, Hg	Ba, Sr, As, Mo, Zn, Pb

Сопоставление содержаний основных рудообразующих элементов в ореольных водах сульфидных месторождений позволяет определить степень окисленности рудных тел и их примерный элементный состав. В ореольных водах медноколчеданных и полиметаллических руд наблюдается увеличение отношений Zn : Cu, Pb : Cu, As : Cu, Mo : Cu по мере уменьшения интенсивности процессов окисления с глубиной. В ореольных водах погребенных медноколчеданных интенсивно окисляющихся руд эти отношения в большинстве случаев в несколько раз ниже, чем в ореольных водах слабо окисляющихся и неокисляющихся колчеданных залежей.

ВЫЯСНЕНИЕ ПРИРОДЫ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

По условиям формирования и генетической связи с рудными месторождениями гидрохимические аномалии можно разделять на рудные и безрудные. Рудными называются аномалии, образующиеся в результате взаимодействия подземных вод с рудными телами или их литохимическими ореолами, а безрудными — аномалии, возникающие в результате различных природных и искусственных процессов, не связанных с разрушением рудных тел и их литохимических ореолов.

По характеру и глубине проявления в различных типах подземных вод гидрохимические аномалии целесообразно разделять также на поверхностные и глубинные. Первые обнаруживаются в поверхностных водах и открытых очагах разгрузки подземных вод, а вторые — только в глубоких подземных водах и их скрытых очагах разгрузки ниже поверхности земли.

В отличие от безрудных рудные гидрохимические аномалии характеризуются:

1) более разнообразным комплексом прямых и косвенных элементов-индикаторов;

2) увеличением абсолютного содержания большинства рудных компонентов в горизонте опробования по мере приближения к рудному телу как вверх по потоку подземных вод, так и по вертикали водоносного горизонта или комплекса. Увеличение концентрации некоторых рудообразующих компонентов (свинец, цинк и др.) при этом часто происходит, независимо от изменения общей минерализации. Увеличение концентрации так называемых наcapitalizeющихся поисковых компонентов (цинк, молибден, мышьяк и др.) в водах может происходить не только под влиянием рудных тел, но и параллельно с ростом минерализации. Природу этого процесса можно установить с помощью вычисления отношений содержаний данного элемента к общей минерализации или к главному компоненту минерализации (Mo : Cl , Zn : HCO_3 , As : SO_4 и др.);

3) зональным распределением элементов-индикаторов в водном ореоле рассеяния, определяемым главным образом составом руд, их литохимическими ореолами рассеяния и общими геохимическими и гидрохимическими условиями миграции;

4) повышенной встречаемостью редких и рассеянных элементов, специфических для данного типа рудных тел.

В зависимости от условий формирования безрудные гидрохимические аномалии могут быть различных типов (табл. 63).

Безрудные гидрохимические аномалии первого типа возникают в результате выщелачивания рассеянной рудной минерализации трещинными водами из разрывных тектонических нарушений. Режим глубоких трещинных вод относительно стабилен и поэтому контрастность выявленных аномалий колеблется в небольших пределах в различное время опробования.

Разгрузка трещинных вод часто сопровождается в приповерхностной зоне отложением травертинов, осаждением железа, кремнезема и других осадков, образующихся в результате нарушения карбонатного равновесия, понижения температуры, различных процессов смешения вод и т. п. Скопления травертинов и гидроокислов железа очагового типа часто обогащены разнообразными комплексами металлов. При последующем их растворении грунтовыми водами образуются непреклонные аномалии, главным образом по металлам, наиболее чувствительным к изменениям гидрокарбонатного равновесия.

Безрудные гидрохимические аномалии второго типа образуются в результате выщелачивания гидротермально измененных пород, не сопровождающихся рудными телами. Выявление этих наиболее трудно-

Таблица 63

Основные типы безрудных гидрохимических аномалий

Основные процессы, вызывающие появление аномалий	Особенности проявления аномалий	Основные способы выявления аномалий		Типичные примеры
		3	4	
I. Выщелачивание трещинными водами рудных компонентов из разрывных тектонических нарушений с пепромышленной, но повышенной фоновой рудной минерализацией	Вытянутые по простиранию тектонических нарушений потоки трещинных вод с метаморфизованным отчасти и ореолизованным составом	Сопоставление состава и концентраций макро- и микрокомпонентов аномальных трещинных вод с составом трещинных вод прилегающих участков и известных в данном районе рудных месторождений сходного типа	Бескислородные трещинные воды с пониженными значениями Eh и повышенными содержаниями различных химических компонентов (CO_2 , CO_3 , Cl , SiO_2 , B , F , As , Hg , Ti , Zr , Cr , Ni , Mn , Ba и др.)	
II. Выщелачивание безрудных зон гидротермально измененных пород	Участки распространения глубоких вод с повышенно-фоновым содержанием рудных компонентов, вытянутых по простирации зон гидротермально измененных пород различной формы	Выявление зональности гидрохимических аномалий и сопоставление отношений основных водных компонентов в аномальных водах и водах известных однотипных скрытых месторождений. Анализ сопутствующих средних элементов	Глубокие воды, обогащенные разнообразными компонентами (Fe , SiO_2 , Al , SO_3 , K , Mg , W , B , F , Bi , Cu , Zn , Mn , Ag и др.) на участках окрестных однотипных скрытых месторождений и серицитизированных и хлоритизированных пород	
III. Выщелачивание минеральными агрессивными водами непроточного рассеянной минерализации	Огделные участки развития пластовых водноносных горизонтов или трещинных минеральных вод с повышенным содержанием рудных компонентов, нередко превышающим аномальные содержания их в окружающих менее агрессивных водах	Сопоставление аномальных или рудных вод с окружающими минеральными водами аналогичного химического типа. Анализ влияния минерализации и агрессивных компонентов минеральных вод на содержание рудных компонентов	$\left(\frac{\text{C}_{\text{эл}}}{\text{HCO}_3}, \frac{\text{C}_{\text{эл}}}{\text{Cl}}, \frac{\text{C}_{\text{эл}}}{\text{M}} \right)$	Углекисильные, термальные и другие минералы, агрессивные минеральные воды с повышенным содержанием различных рудных компонентов (B , F , Li , Cu , Zn , W , Pb , Ge , Hg , As , Mo и др.)
IV. Вынос рудных компонентов в повышенно-фоновых концентрациях глубокими водами в вышележащие водноносные горизонты	Скрытые и открытые очаги разгрузки напорных глубоких вод с повышенными концентрациями концентратов рудных компонентов	Сопоставление общего химического состава, дебита, температуры, напоров и концентраций рудных компонентов подземных вод, аномального участка с окружающими водами		Участки водоносных горизонтов с повышенными концентрациями различных микро- и макрокомпонентов, с повышенными напорами, температурой и минерализацией

Продолжение табл. 63

1	2	3	4
V. Испарительное концентрирование некоторых рудных компонентов в неглубоких водах аридных областей на участках замедленного водообмена	Участки поверхностных потоков и неглубоких групповых горизонтов с повышенным содержанием некоторых микрокомпонентов, содержащие которых в воде расует параллельно с увеличением общей минерализации вод	Определение градиентов концентрации накапливающихся микрокомпонентов (Zn/M , Li/M , Sr/M , Mo/M , As/M , B/M и др.) и анализа гидродинамики выявленных гидрохимических аномалий	Озера, такры и участки грунтовых горизонтов с повышенным содержанием различных пакаливающихся компонентов (Mo , As , B , Li , Sr и др.)
VI. Накопление рудных компонентов в поверхностных и подземных водах, обогащенных органическими веществами	Участки поверхностных и подземных вод с повышенным содержанием некоторых микрокомпонентов, центрирующихся органикой (Mo , Cu , Hg , U , Ge , Se и др.)	Сопоставление содержаний органических веществ в водах с концентрацией микрокомпонентов, образующих сложные металлоорганические соединения в природных водах.	Озера, болота, обогащенные органическими веществами, расположенные в безрудных районах с фоновым содержанием поисковых элементов
VII. Искусственное загрязнение природных вод отходами промышленных предприятий и рудничными водами	Резкое локальное увеличение минерализации вод и концентрации отдельныхrudных компонентов, не заисущие от состава вмещающих пород и общей минерализации вод	Выяснение гидравлической связи аномальных вод с вышележащими горизонтами и выявленными загрязнениями заражения, путем детального очагового заражения с участками расположения отвалов, промышленных объектов и затяжеленных водоемов.	Подземные воды с резко аномальными концентрациями отдельных рудных компонентов (Cu , Zn , Pb и др.) в районах размещения рудников, карьеров, отвалов и обогатительных фабрик

Приложение. Таблица составлена совместно с С. Р. Крайновым с использованием материалов А. А. Бровского.

интерпретируемых гидрохимических аномалий представляет известный интерес, так как позволяет установить площади, охваченные гидротермальными процессами. На гидрогеохимических картах и профилях эти аномалии имеют вид участков подземных вод с повышенным содержанием химических компонентов, характерных для состава выщелачиваемых гидротермальных пород.

Аномальные участки обычно совмещены с участками гидротермально измененных пород. При неглубоком залегании гидротермально измененных (алунитизированные, каолинизированные, хлоритизированные, пропилитизированные, окварцованные и др.) пород с рассеянной сульфидной минерализацией могут возникать относительно контрастные гидрохимические аномалии сульфат-иона, меди, цинка, железа, алюминия и других компонентов.

В отличие от рудных гидрохимических аномалий, связанных с рудными месторождениями, данный тип аномалий характеризуется обычно менее разнообразным комплексом элементов-индикаторов. Указателями древних гидротермальных процессов являются залежи метасоматитов и выщелоченных пород. Поэтому для гипергенных растворов, взаимодействующих с ними, характерно повышенное содержание калия. Так же как и современные водные ореолы рассеяния, древние гидротермальные ореолы характеризуются определенной зональностью, накладывающей отпечаток на зональность генетически связанных с ними гидрохимических аномалий.

В случае интенсивной проработанности пород гидротермальными растворами они более легко подвергаются разрушительному воздействию подземных вод зоны гипергенеза. Основная масса пород представляет в этих случаях продукты разрушения силикатных разностей в виде глинистых аргиллитизированных пород с адсорбированными на поверхности ионами. Последние очень слабо связаны с кристаллической решеткой минералов и могут переходить в раствор путем простого выщелачивания холодными водами. Это приводит к повышению минерализации вод и в зависимости от состава адсорбированных ионов к повышению или понижению рН. Следовательно, при взаимодействии подземных вод с гидротермально измененными породами могут возникать гидрохимические аномалии как с пониженными, так и с повышенными значениями рН. Изменение общей минерализации вод на участках залегания гидротермально измененных пород направлено обычно в сторону увеличения.

Безрудные гидрохимические аномалии третьего типа образуются в результате выщелачивания и растворения непромышленной рассеянной рудной минерализации агрессивными минеральными водами. Наиболее агрессивные углекислые и азотные термальные воды, мигрирующие вне зоны влияния рудных месторождений, могут содержать весьма значительные количества рудных компонентов (табл. 64).

Обогащение углекислых вод микрокомпонентами объясняется наличием в них больших количеств агрессивной углекислоты и высокой растворимостью образующихся гидрокарбонатных соединений многих рудных компонентов. Состав углекислых вод очень разнообразен. Слабо минерализованные (до 3 г/л) углекислые воды обычно имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав, минерализованные (до 30—35 г/л) — гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый или хлоридно-натриевый, очень редко сульфатно-гидрокарбонатно-натриевый. Высокоминерализованные хлоридные углекислые воды с минерализацией более 35 г/л встречаются редко и лишь в районах развития соленосных формаций. Величина рН углекислых вод изменяется в пределах 5,5—8,5.

Обогащение термальных вод микроэлементами происходит вследствие активного гидротермального разрушения пород. Минерализация их колеблется в еще более значительных пределах: от пресных до рас-

Сравнительная характеристика фоновых и аномальных значений основных поисковых компонентов в углекислых и азотных термальных водах

Типы минеральных вод	Содержание, мг/л													
	Cu	Zn	Pb	As	Mo	Ge	Se	Hg	W	B	F	Li	Rb	Sr
Углекислые														
а) фоновые	0,05	0,15	0,01	0,08	0,005	0,02	0,01	0,01	0,01	20,0	5,0	5,0	2,0	30,
б) аномальные	0,15	12,0	0,1	5,0	0,02	0,05	0,05	0,05	0,05	100,0	10,0	20,0	5,0	100
Азотные термальные														
а) фоновые	0,05	0,15	0,01	0,5	0,002	0,01	0,01	0,005	0,01	20,0	5,0	3,0	0,13	10,
б) аномальные	0,65	12,0	0,2	3,00	0,01	0,03	0,02	0,15	0,05	100,0	20,0	20,0	3,0	5,0

солов. Величина рН изменяется в зависимости от геотермических и гидрогеохимических условий. В фумарольных термах она снижается до 0,4 а в более широко распространенных азотных слабо минерализованных кремнистых термах колеблется от 7,5 до 9,5.

Безрудные гидрохимические аномалии четвертого типа образуются в результате выноса глубокими водами различных микрокомпонентов в повышенно-фоновых концентрациях в вышележащие водоносные горизонты. Аномалии подобного типа наиболее часто отмечаются в глубоких бескислородных водах с повышенной минерализацией накапливающихся элементов (мышьяк, бор, фтор, молибден и др.).

Различные генетические типы подземных вод (грунтово-трещинные грунтово-поровые, межпластовые, трещинно-жильные и др.) характеризуются различными фоновыми и аномальными значениями. Поэтому на участках скрытой разгрузки напорных глубоких вод с повышенно-фоновым содержанием рудных микрокомпонентов в горизонты с пониженными их значениями и могут образоваться такого рода безрудные гидрохимические аномалии. В данном случае наиболее типичным примером может являться подток трещинно-жильных и межпластовых напорных вод в вышележащий горизонт грунтовых вод.

В районах развития мерзлых пород также возникают аномалии аналогичного генезиса в результате скрытой разгрузки подмерзлотных вод в надмерзлотные. Отбраковка данного типа неперспективных гидрохимических аномалий основана на сопоставлении химического состава аномальных вод, их дебитов, температуры и напоров с окружающими водами. Помимо увеличения концентрации микро- и макроэлементов (в гумидных районах), на участках скрытой разгрузки глубоких вод наблюдается локальное изменение уровня и напора вышележащих подпитываемых водоносных горизонтов.

В аридных областях с широким развитием грунтовых вод континентального засоления наблюдается локальное снижение минерализации на участках скрытой разгрузки глубоких слабо минерализованных вод обогащенных рудными компонентами, в вышележащие соленые грунтовые воды.

Безрудные гидрохимические аномалии пятого типа образуются в результате испарительной концентрации рудных компонентов в поверхностных и неглубоких грунтовых водах аридных областей на участках замедленного водообмена. Общая минерализация такого типа аномаль-

ных вод повышена, и они имеют хлоридный или сульфатно-хлоридный состав.

Для установления природы данного типа гидрохимических аномалий выявляют зависимость между содержаниями накапливающихся рудных компонентов и изменениями общей минерализации вод путем расчета градиентов концентраций. В водах безрудных аномалий изменение концентраций накапливающихся рудных компонентов обычно соответствует изменениям общей минерализации.

Безрудные гидрохимические аномалии шестого типа образуются в результате накопления некоторых рудных компонентов в поверхностных и подземных водах, обогащенных органическими веществами. Как известно, многие рудные компоненты концентрируются органическими веществами. В некоторых случаях это даже приводит к возникновению рудных месторождений (меди, никель, марганец, уран и др.). Наиболее часто накопление отдельных рудных компонентов происходит в неглубоких поверхностных водоемах, болотах и подземных водах, приуроченных к битуминозным породам (битуминозные сланцы, нефтеносные известняки и песчаники, породы с угольными прослоями и т. п.).

Безрудные аномалии седьмого типа образуются чаще всего в результате искусственного загрязнения глубоких вод отходами промышленных предприятий, инфильтрацией вод из-под отвалов и т. п. Проявление их в подземных водах выражается в виде резкого локального увеличения концентраций отдельных рудных компонентов, независимо от состава рудной минерализации вмещающих пород. Установление гидравлической связи аномальных вод с вышележащими загрязненными горизонтами и выявление очагов заражения должно быть положено в основу отбраковки данного типа неперспективных аномалий.

Для определения природы гидрохимических аномалий можно также рекомендовать детальный анализ режима выявленных аномальных вод. Так, при наличии рудных залежей амплитуды колебания в аномальных водах основных рудных компонентов в различное время года будут значительно превышать амплитуды их изменения в фоновых водах. Аналогичное явление наблюдается и при гидрогеохимическом опробовании поисковых скважин.

Выделение на картах гидрохимических аномалий осуществляется путем оконтуривания водопунктов с аномальным содержанием поисковых компонентов и построения гидрогеохимических разрезов. При большом различии фоновых значений выделение аномальных участков проводится раздельно для каждого типа вод с учетом направления их движения. После выделения гидрохимических аномалий переходят к определению их перспективности и количественной оценке.

При оценке масштаба оруденения по гидрохимическим аномалиям необходимо учитывать возможное несоответствие между площадью и контрастностью аномалий и масштабом оруденения. При неблагоприятных условиях миграции (наличие активных сорбентов, резко восстановительная среда, малая поверхность соприкосновения рудного тела с подземными водами и т. п.) количественные показатели гидрохимических аномалий могут быть небольшими.

Наиболее контрастные гидрохимические аномалии, генетически связанные с небольшими по размерам, но интенсивно окисляющимися рудными телами с рассеянными пиритом, марказитом и другими сульфидами, могут быть ошибочно оценены как наиболее перспективные, а менее контрастные гидрохимические аномалии, связанные с крупными неокисляющимися или несульфидными залежами, отнесены в разряд малоперспективных. Опыт изучения гидрохимических аномалий различных типов рудных месторождений показал, что наиболее перспективной рудной гидрохимической аномалией обычно оказывается аномалия, характеризуемая наиболее разнообразным комплексом рудных компонентов.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ УЧАСТКА РАСПОЛОЖЕНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ И ИХ ПРИМЕРНОЙ ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ

Определение местоположения скрытого оруденения осуществляется на основании детального анализа геолого-структурных условий участка предполагаемого залегания рудных тел и зональности его водных ореолов рассеяния с учетом скорости и направления движения ореольных вод. Перспективный участок, как правило, располагается в пределах внутренней гидрохимической зоны аномалии (см. рис. 30), характеризующейся комплексом компонентов, наиболее трудномигрирующих в данной геохимической обстановке. Обычно эта зона почти совпадает с крутопадающим рудным телом, смещаясь немного ниже по потоку в грунтово-трещинных или пластовых водах от полого залегающего рудного тела.

Для повышения точности определения местоположения рудной залежи целесообразно определять отношения содержаний элементов-индикаторов ($Zn : Cu$; $Pb : Cu$ и др.). По мере приближения, например, к окисляющимся погребенным медным залежам эти отношения в ореольных водах заметно уменьшаются, а при приближении к слабо окисляющимся — увеличиваются. Не меньший интерес представляет сравнение зональности выявленных гидрохимических аномалий с зональностью водных ореолов известных рудных тел, залегающих в сходных гидрогеологических и геологических условиях.

Нередко в пределах выделенных рудных гидрохимических аномалий наблюдаются отдельные водопunkты с резко аномальным содержанием таких элементов, как молибден, ртуть и др. В ряде случаев они оказываются приуроченными к водам гидрогеологически раскрытых разломов, пересекающих рудные поля.

По мере увеличения глубины залегания водоносного горизонта протяженность и контрастность водных ореолов рассеяния заметно уменьшается. Поэтому по аномальным значениям элементов-индикаторов в глубоких грунтово-трещинных и межпластовых водах можно относительно более правильно определить место залегания и состав глубоко скрытых рудных тел, чем по данным опробования «аллювиальных» и поверхностных вод. Однако из-за простоты опробования их и возможности получения значительно большего числа проб целесообразно на первом этапе рекогносцировочных работ базировать опробование главным образом на «аллювиальных» и поверхностных потоках. На второй стадии более детальных исследований для уточнения локализации рудных тел и участков заложения глубоких разведочных скважин при отсутствии открытых ореолов можно переходить к специальному опробованию неглубоких картировочных и поисковых скважин, вскрывающих грунтово-трещинные и трещинно-жильные воды.

При определении местоположения рудного тела по выявленным неглубоким гидрохимическим аномалиям в «аллювиальных» и поверхностных потоках необходимо учитывать способность некоторых микрокомпонентов (цинк, медь и др.) к переотложению.

Положение гидрохимических аномалий в глубоких подземных водах более или менее стабильно вследствие устойчивости их режима. Примечная глубина предполагаемого рудного тела устанавливается:

- 1) на основании изучения вертикальной зональности выявленного водного ореола рассеяния;
- 2) по приуроченности его к определенному водоносному горизонту, или комплексу;
- 3) по контрастности и составу поисковых гидрохимических компонентов с учетом химической активности вмещающих пород, условий миграции компонентов и состава надрудных образований;

4) по изменению отношений основных поисковых компонентов с глубиной.

Например, водные ореолы рассеяния неглубоко погребенных или неглубоко скрытых рудных тел (в зоне окисления) обычно отличаются от водных ореолов рассеяния, развитых в зоне восстановления на значительных глубинах;

1) наиболее высокими содержаниями сульфат-иона и основных рудообразующих компонентов (свинец, медь, цинк, молибден, никель и др.) в приповерхностной части водного ореола рассеяния;

2) присутствием высоких концентраций химических компонентов, наиболее активно мигрирующих в зоне окисления (кадмий, кобальт, висмут, медь и др.);

3) наиболее высоким значением отношений основных рудообразующих металлов ($Zn : Cu$, $Pb : Cu$, $As : Cu$ и др.), снижающихся с глубиной по мере затухания окислительных процессов.

Водные ореолы рассеяния обычно имеют отчетливую пространственную связь с рудными телами. Это объясняется непрерывностью процессов разрушения рудных месторождений природными водами, что дает возможность проследить миграцию элементов-индикаторов в образующемся водном ореоле от его периферийной зоны до источника рассеяния рудных компонентов. Как правило, рудные тела располагаются в вершинах водных потоков рассеяния.

Для определения места залегания предполагаемого рудного тела, в особенности скрытого, на стадии детальных работ целесообразно использовать литохимические (по первичным ореолам) и глубинные геофизические методы. Применение их в комплексе с гидрогеохимическими позволяет значительно повысить эффективность поисков.

Глава 14.

КАМЕРАЛЬНАЯ ОБРАБОТКА РЕЗУЛЬТАТОВ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ

Камеральная обработка результатов гидрогеохимических исследований осуществляется не только после окончания полевых работ, но и в процессе их проведения. В связи с этим составление карты фактического материала, гидрогеохимических карт и профилей, каталогов гидрохимического опробования водопунктов, графиков режима вод и графиков понтервального опробования скважин необходимо начинать в полевых условиях. Это позволит до окончания полевых работ провести в случае необходимости повторное опробование некоторых водопунктов и в первую очередь характеризующихся наиболее высокими аномальными содержаниями химических компонентов.

После окончания полевых работ карты и каталоги химических анализов вод уточняют и дополняют данными контрольных и полных анализов вод в стационарных химических и спектральных лабораториях. В тех случаях, когда минерализация вод колеблется в значительных пределах, результаты спектральных анализов сухих остатков и водных концентратов пересчитывают в микрограммах или миллиграммах на литр с учетом полноты соосаждения каждого анализируемого компонента.

Окончательная камеральная обработка полевых материалов предусматривает:

- 1) систематизацию полевых материалов в виде каталогов, графиков, диаграмм и таблиц;
- 2) составление карт и профилей;
- 3) написание текстовой части отчета.

В соответствии с целевым назначением гидрогеохимических исследований масштаб и содержание карт, а следовательно, и методика их составления на каждом этапе работ будут различны. Что же касается каталогов, графиков и профилей, то при всех видах исследований их составляют примерно в одном плане.

СИСТЕМАТИЗАЦИЯ ПОЛЕВЫХ МАТЕРИАЛОВ

Составление каталогов. В процессе гидрогеохимического опробования различных водопунктов составляют каталоги химических анализов вод и результатов поинтервального опробования скважин. В каталогах указывают весь фактический материал, собранный в полевой и камеральный периоды в следующей последовательности:

- 1) номер пробы воды и номер водопunkта;
- 2) тип водопunkта и его точное местоположение;
- 3) краткая характеристика водопunkта (глубина, конструкция, характер каптажа, статический уровень воды, дебит и т. п.);
- 4) возраст и литология водовмещающих пород;
- 5) условия отбора (интервал опробования, тип водоотборника и метод опробования);
- 6) дата отбора и анализа пробы;
- 7) геоморфологические, геологические и гидрогеологические условия участка расположения водопunkта;
- 8) химический состав воды (данные химического, спектрального и газового анализов).

В случае большого многообразия опробованных водоносных горизонтов и наличия значительного числа поинтервально опробованных скважин отдельно составляют каталог водопунктов с более детальным их гидрогеологическим описанием.

Составление гидрохимических графиков, диаграмм. Из большого числа известных в настоящее время графиков и диаграмм для систематизации и наглядного изображения химических анализов вод при различных видах гидрогеологических и гидрогеохимических исследований наиболее широко используются диаграмма А. А. Бродского, график-квадрат Н. И. Толстыхина, диаграмма А. М. Овчинникова (в виде трех квадратов), графики С. А. Дурова и Х. Шеллера (рис. 64). Значительно реже для изображения химических анализов вод применяют график В. А. Сулина.

При больших изменениях общей минерализации и ионного состава вод весьма удобна диаграмма А. А. Бродского, позволяющая наглядно изобразить преобладание того или иного химического типа вод и его приуроченность к определенному литологическому комплексу пород.

При наличии различных генетических типов вод, формирующихся в различных геохимических обстановках, целесообразно использовать диаграмму А. М. Овчинникова. Она состоит из трех квадратов, характеризующих окислительную, восстановительную и метаморфическую обстановку. Для вод платформенных областей диаграмма обычно состоит из двух квадратов, отображающих две природные обстановки: окислительную и восстановительную.

Методика построения всех указанных графиков изложена во многих учебных пособиях по гидрогеологии и гидрогеохимии.

Зависимости между отдельными химическими компонентами и различными природными факторами, воздействующими на их миграционную способность, выражаются также соответствующими графиками. С помощью этих графиков устанавливают ряд важных закономерностей в распределении микроэлементов в различных типах вод и условия их накопления или рассеяния под воздействием раз-

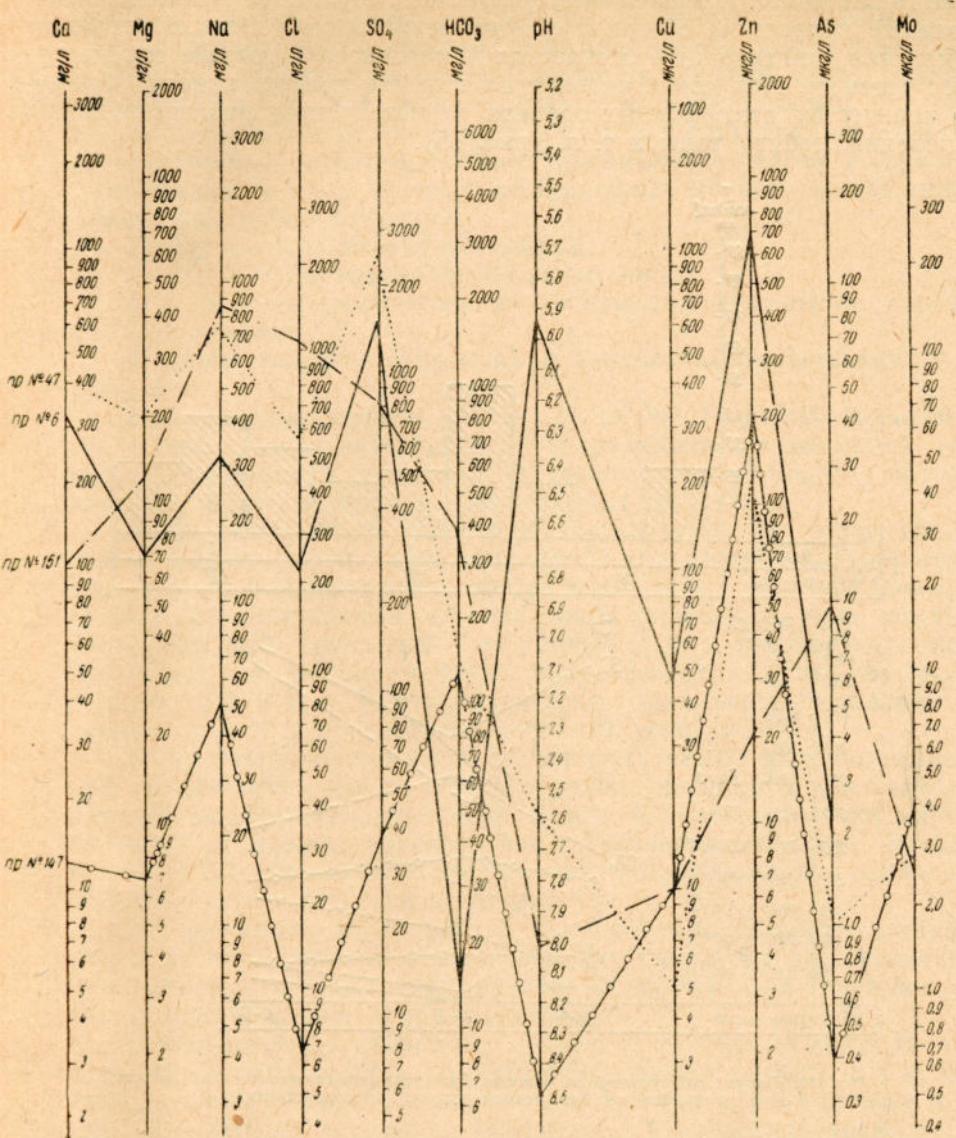


Рис. 64. Логарифмическая диаграмма химического состава подземных вод (по Х. Шеллеру)

нообразных физико-химических и гидрогеологических процессов. Большой интерес с точки зрения интерпретации гидрохимических аномалий и факторов, обусловливающих их появление, имеют графики, отображающие влияние минерализации вод на концентрацию поисковых гидрохимических компонентов, pH, Eh, кальция, углекислоты, SiO₂, железа, Al₂O₃, MnO₂ и др.

При построении подобных графиков и вычислении различных генетических и корреляционных коэффициентов необходимо обязательно учитывать геохимические особенности формирования вод, их динамику и приуроченность к различным литологическим комплексам пород.

Графики наблюдений за режимом вод строят при гидрохимических исследованиях для уточнения фоновых значений в период проведения полевых работ, а также определения факторов, вызывающих изменение химического состава вод. Анализ колебаний макро- и микроэлементов во времени позволяет, кроме того, устанавливать наиболее эффективный период для проведения гидрохимических по-

исков в различных ландшафтных условиях. Результаты режимных наблюдений наносят на обычный график режима вод, который отражает изменения концентраций химических компонентов в течение определенного времени. Для сопоставления на этот же график наносят данные по количеству атмосферных осадков в исследуемом районе, величине испарения, дебиту воды и т. п. (рис. 65).

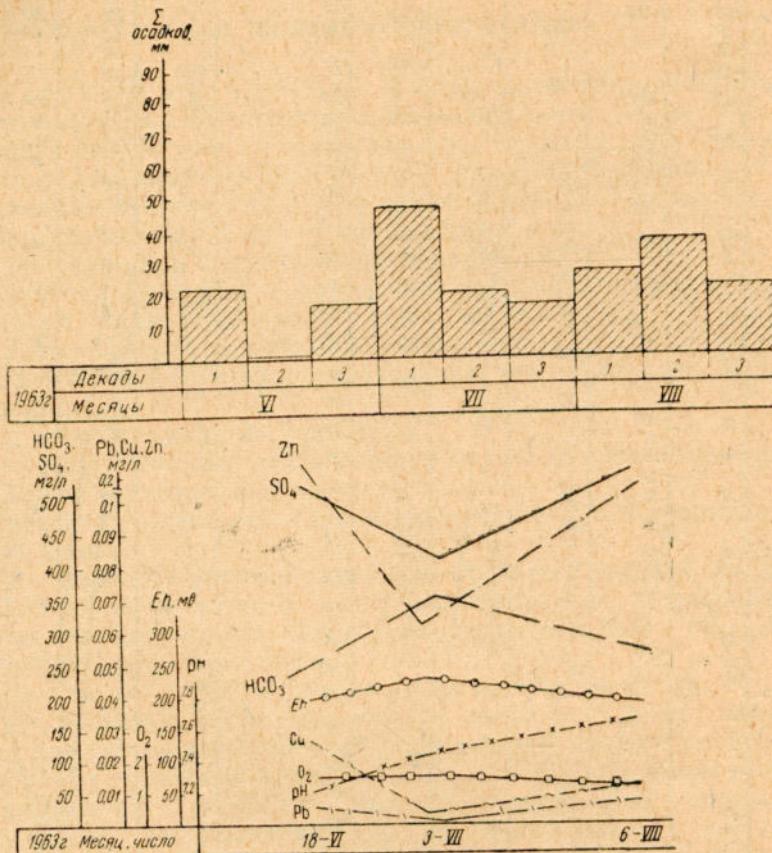


Рис. 65. График наблюдений за режимом микрокомпонентного состава ореольных грунтовых вод медноколчеданного месторождения

По каждому генетическому типу вод (поверхностные, пластово-поровые, пластово-трещинные, трещинно-жильные) строят отдельные графики наблюдений за режимом, учитывая различный характер изменения их химического состава.

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ КАРТ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ РАЙОНОВ

Конечной целью гидрогеохимических съемочных работ является составление гидрогеохимических карт с выделением перспективных рудоносных участков. Методика составления таких карт еще слабо разработана. Предлагаемые методы картографического изображения результатов гидрогеохимических поисков (Е. Е. Белякова, П. А. Удолов, Г. А. Вострокнутов, А. А. Бродский, А. М. Овчинников, А. В. Щербаков и др.) весьма различны. Основным недостатком многих из них является отсутствие элементов гидродинамики и интерпретации в изображении различных генетических типов гидрохимических аномалий.

малий (безрудные и рудные). Как правило, на гидрохимических картах крупных масштабов ($1:50\,000$; $1:25\,000$) не показывают перспективные участки предполагаемого залегания скрытых рудных тел, выделение которых и является основной целью построения этих карт. На каждом этапе гидрохимических поисков в зависимости от масштаба и целевого назначения целесообразно составлять одну результативную прогнозную гидрохимическую карту и серию вспомогательных, к числу которых, составляемых на всех этапах гидрохимических работ, относятся:

- 1) карта фактического материала;
- 2) карта гидрохимической изученности;
- 3) карты химического состава основных водоносных горизонтов или комплексов;
- 4) карты гидрогеологического и ландшафтно-геохимического районирования.

При мелкомасштабных работах ($1:500\,000$, $1:200\,000$) большой интерес с точки зрения интерпретации гидрохимических аномалий, генетически связанных с рудными залежами, приобретает построение палеогидрогеологических и палеогеохимических карт.

Карту фактического материала составляют на топографической основе. Условными знаками, принятыми при построении гидрогеологических карт, отмечают места отбора проб воды и образцов пород, типы водопунктов и опробованных водоносных горизонтов или комплексов (поверхностный, грунтовый, трещинный и др.), возраст водовмещающих пород, состав обнаруженных микроэлементов, дебит, глубину, температуру вод и т. п. Карту фактического материала составляют в полевых условиях в процессе гидрохимических поисков.

Карту гидрохимической изученности строят на топографической или геологической основе. Она отображает площади и масштабы предшествующих гидрохимических съемок. К карте прилагают картотеку типичных химических анализов вод с указанием методики и чувствительности их определения, краткое описание выявленных гидрохимических аномалий и результаты их проверки.

Погоризонтные карты микро- и макрокомпонентного состава вод строят на геологической основе. Они характеризуют пространственную гидрохимическую зональность различных генетических типов вод, области их инфильтрации, стока и разгрузки.

Около основных опорных водопунктов условными знаками и цифрами показывают величину общей минерализации воды, pH и состав преобладающих ионов. По данным гидрогеологической съемки и полевым наблюдениям стрелками показывают направление движения подземных вод регионального и местного стока. Соответствующим условным знаком выделяют участки разгрузки глубоких вод. Для удобства построения основной результативной гидрохимической карты на данной карте указывают абсолютные или относительные (в виде градаций) содержания основных поисковых компонентов.

Вспомогательные карты гидродинамического, металлогенического, тектонического, геоморфологического и ландшафтно-геохимического районирования обычно составляют в виде отдельных карт, дополняющих основные мелко- и среднемасштабные гидрохимические карты. Методика их построения достаточно хорошо разработана и описана в соответствующих методических работах.

Содержание и количество вспомогательных карт на различных этапах и при разных масштабах гидрохимических работ будет несколько изменяться в зависимости от конкретных геологических условий и степени гидрогеологической изученности района.

В соответствии с общепринятым при государственном геологическом картировании делением и целевым назначением работ гидрохими-

мические карты целесообразно разделять на мелкомасштабные, среднемасштабные и крупномасштабные. В числе крупномасштабных могут быть выделены в самостоятельную группу наиболее детальные карты рудных полей, имеющие масштаб 1:10 000 и крупнее.

Мелкомасштабные гидрогоеохимические карты (1:1 000 000 — 1:500 000) составляют по данным региональных исследований. Основным назначением этих карт является отображение перспективных рудоносных зон и территорий. Их составляют на структурно-геологической основе с учетом металлогенического, ландшафтно-геохимического и гидрогоеологического районирования исследуемого региона.

Штриховыми линиями разного наклона выделяют районы распространения подземных вод различного химического состава, обогащенные определенными группами микрокомпонентов, в пределах основных литолого-стратиграфических комплексов пород.

Выявленные в процессе гидрогоеохимических поисков перспективные территории выделяются в виде цветных контуров с указанием поисковой гидрохимической ассоциации компонентов, положенной в основу их выделения. Цифрами внутри контура отмечают очередьность постановки в пределах этих районов более детальных поисковых работ. Стрелками показывают направление регионального и местного стока подземных вод.

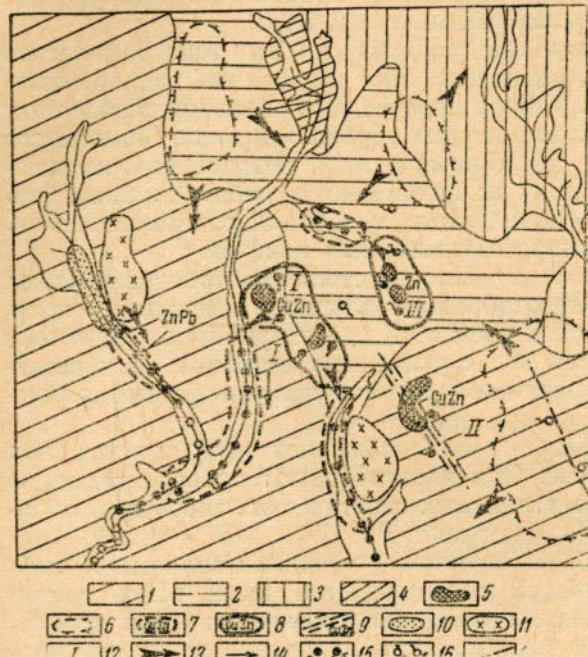


Рис. 66. Макет гидрогоеохимической карты прогноза к металлогенической карте масштаба 1:200 000.

Контуры распространения вод: 1 — азотно-кислородных слабоминерализованных (до 1 г/л) слабощелочных (рН 7,2—7,8) гидрокарбонатно-натриевых; 2 — минерализованных (до 2,5 г/л) слабощелочных, (рН 7,2—7,5) хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-кальциевых; 3 — азото-кислородных слабо минерализованных (до 1 г/л) слабощелочных (рН 7,2—7,5) гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-кальциевых; 4 — азотных соленых (до 7 г/л) слабощелочных (рН до 8,1) хлоридно-натриевых; 5 — азотно-кислородных минерализованных (до 21 г/л) кислых (рН 2,8—4,6) сульфато-алюминиево-железистых; 6 — области питания подземных вод; контуры гидрохимических аномалий (индексами обозначена ассоциация поисковых компонентов); 7 — в поверхностных потоках и водах аллювиальных отложений; 8 — в трещинных водах коры выветривания; 9 — в трещинно-жильных водах; контуры литохимических аномалий; 10 — в рыхлых отложениях; 11 — в коренных породах; 12 — очередьность детализации выделенных по гидрогоеохимическим данным перспективных участков; 13 — направление движения подземных вод; 14 — направление движения поверхностных вод; 15 — водопunkты с аномальным содержанием поисковых компонентов (а — скважины, б — источники); 16 — водопunkты с фоновым содержанием поисковых компонентов; 17 — тектонические нарушения

территории выделяются в виде цветных контуров с указанием поисковой гидрохимической ассоциации компонентов, положенной в основу их выделения. Цифрами внутри контура отмечают очередьность постановки в пределах этих районов более детальных поисковых работ. Стрелками показывают направление регионального и местного стока подземных вод.

Среднемасштабные гидрогоеохимические карты (1:200 000 — 1:100 000) составляют по данным поисковых гидрогоеохимических работ с целью изображения перспективных рудоносных площадей по расположению выявленных гидрохимических аномалий (рис. 66). Аномалии изображают цветными контурными линиями после их интерпретации и отбраковки безрудных. Поисковый гидрохимический комплекс элементов указывают соответствующими химическими индексами внутри контуров аномалий.

Обычно выше по потоку во внутренней гидрохимической зоне ано-

малии показывают участок предполагаемого расположения рудного поля и его примерный металлогенический тип. Все перспективные участки и гидрохимические аномалии нумеруют с учетом их перспективности и указывают очередьность их проверки более детальными поисково-разведочными работами с необходимым объемом бурения на участках, где отсутствуют естественные водопроявления. Гидрогеохимические карты строят также на геологической основе. Гидрохимическую зональность основных генетических типов подземных вод показывают штриховыми линиями различного наклона и густоты.

Выделение химических групп вод необходимо проводить с учетом их минерализации, pH и ионного состава. Краткую характеристику гидрохимических зон, выделенных на карте, дают в легенде. При наличии необходимого количества данных, относящихся к одному более или менее стабильному (с точки зрения режима вод) периоду опробования, на карту наносят изолинии минерализации вод и основных имеющих поисковое значение макрокомпонентов. В ряде случаев на карту наносят изолинии наиболее показательных отношений этих компонентов, а не их абсолютных содержаний.

Если в процессе гидрогеохимических поисков выявляется определенный комплекс макро- и микрокомпонентов, целесообразно, помимо результативной гидрогеохимической карты, построить дополнительно несколько карт для наиболее показательных в поисковом отношении макро- и макрокомпонентов. При наличии аномалий, выявленных другими

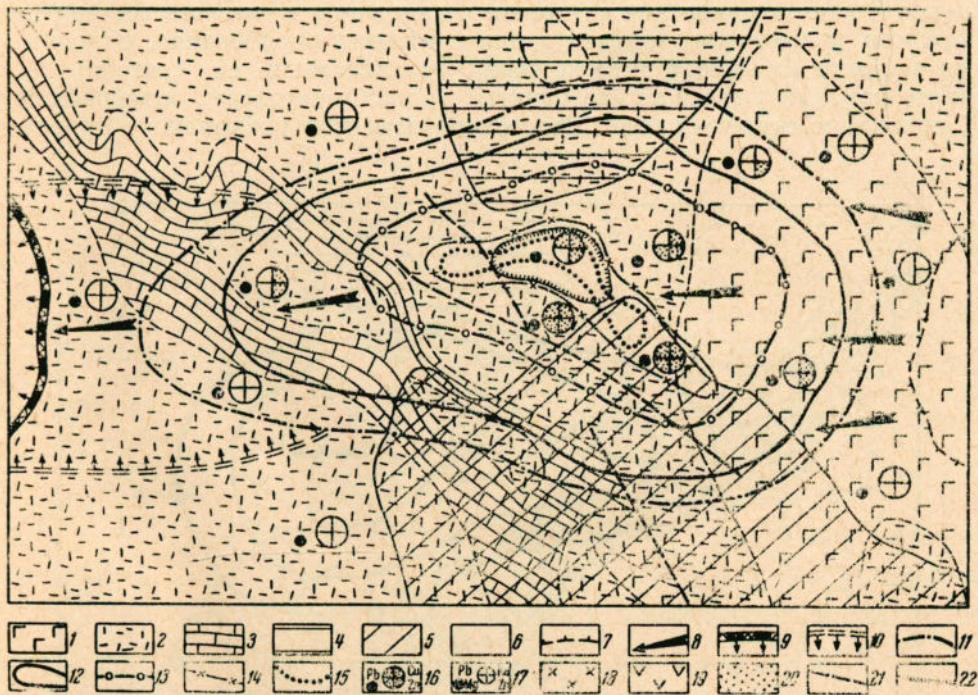


Рис. 67. Макет гидрогеохимической карты прогноза (к металлогенической карте) масштаба 1:10 000

1 — туфы порфиритов; 2 — туфы датитового состава; 3 — известняки: участки распространения вод; 4 — азотных гидрокарбонатно-хлоридных с минерализацией до 0,6 г/л и pH 7,2—8; 5 — азотно-кислородных гидрокарбонатно-сульфатных с минерализацией до 1 г/л и pH 6,5—7,2; 6 — азотных гидрокарбонатных с минерализацией 0,5—0,8 г/л и pH 7,2—8,1; 7 — области питания подземных вод; 8 — направление движения подземных вод; 9 — участок открытых очагов разгрузки скрепленных грунтовых вод; 10 — участок скрытых очагов разгрузки ореольных грунтовых вод; 11 — цинка; 12 — меди; 13 — свинца; 14 — кобальта; 15 — молибдена; 16 — водопункты с аномальным содержанием основных элементов-индикаторов; 17 — водопункты с фоновым содержанием основных элементов-индикаторов; 18 — литогеохимические аномалии; 19 — геофизические аномалии; 20 — биогеохимические аномалии; 21 — тектонические нарушения; 22 — участок предполагаемого расположения рудной залежи.

геохимическими методами (литохимические, геофизические, биогеохимические) в этом же районе исследований, необходимо для сопоставления их с гидрохимическими также нанести на основную результативную гидрогоеохимическую карту. Это позволит не только уточнить положение перспективных участков рудных тел, но и определить ведущий для данного района геохимический метод поисков.

Величины аномальных и фоновых значений основных поисковых гидрохимических компонентов, положенные в основу выделения гидрохимических аномалий, приводят в легенде или объяснительной записке к карте. Гидрохимические аномалии, связанные с известными рудопроявлениями, также целесообразно наносить на мелко- и среднемасштабные карты для сопоставления с выявленными на новых не разведенных площадях гидрохимическими аномалиями. Особым условным знаком на карте отмечают водопunkты, на которых проводились наблюдения за режимом подземных вод.

Крупномасштабные гидрогоеохимические карты (1:50 000 и 1:25 000) составляют по данным крупномасштабных комплексных геохимических исследований (гидрогоеохимические, геохимические, гидрогоеологические и геологосъемочные). Основным назначением этих карт является отображение перспективного участка с предполагаемым рудным полем по расположению выявленных водных ореолов рассеяния.

Карты этой группы составляют на более детальной геологической основе. Химический тип вод показывают на них более дифференцированно с учетом изменения катионного, анионного и газового состава по каждому водоносному горизонту или комплексу опробования. Условными знаками (обычно в виде кружков, разделенных на сектора) на карте показывают основные пункты гидрохимического опробования. Содержание основных поисковых микроэлементов указывают в опреде-

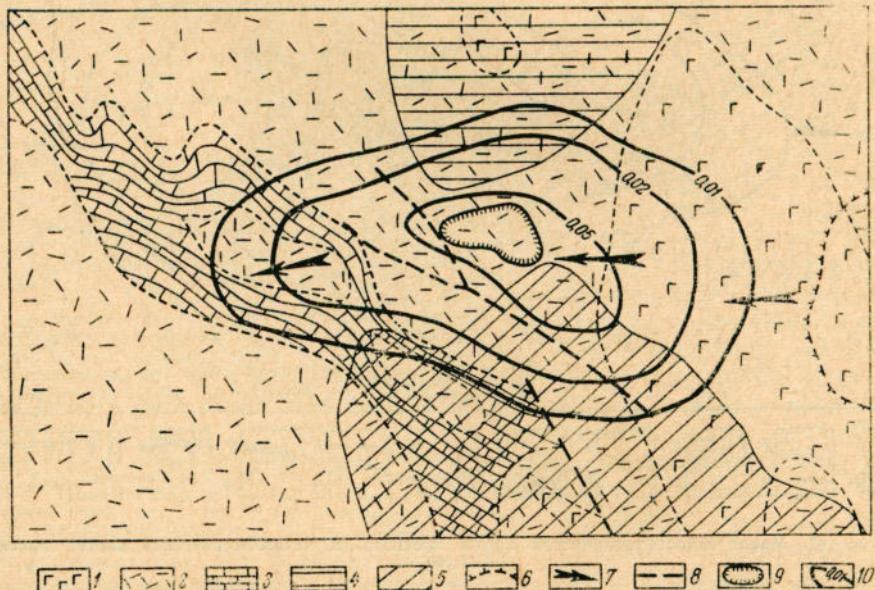


Рис. 68. Макет карты изоконцентраций меди в грунтово-трещинных водах медноколчадного месторождения. Масштаб 1:10 000

1 — туфы порфиритов; 2 — туфы дацитового состава; 3 — известняки; участки распространения вод; 4 — азотных гидрокарбонатно-хлоридных с минерализацией до 0,6 г/л и pH 7,2-8; 5 — азотно-кислородных гидрокарбонатно-сульфатных с минерализацией до 1 г/л и pH 6,5-7,2; области питания подземных вод; 7 — направление движения подземных вод; 8 — тектонические нарушения; 9 — участок предполагаемого расположения рудной залежи; 10 — изолинии содержаний меди в миллиграммах на литр

ленных градациях по отношению к местному гидрохимическому фону или в абсолютных содержаниях.

Собранный на этой стадии работ материал позволяет не только выявить слабоконтрастные гидрохимические аномалии, но и установить их зональность, изображение которой дает возможность определить границы внутренней наиболее приближенной к рудному телу зоны и тем самым уточнить пространственное соотношение с предполагаемым рудным телом. Зональность водного ореола рассеяния изображают цветными контурами. Цвет каждого контура характеризует водный ореол рассеяния соответствующего поискового компонента. Их фоновые и аномальные значения указывают в заголовочном оформлении карт или в объяснительных записках.

При проведении гидрогеохимических исследований в пределах известных рудных полей и окружающих их перспективных поисковых участков составляют карты в масштабе 1:10 000 и крупнее (рис. 67, 68). Основными задачами этих карт являются:

- 1) выделение и оконтуривание участков предполагаемого залегания отдельных скрытых или погребенных рудных тел;
- 2) уточнение зональности ранее выделенных водных ореолов рассеяния и определение пространственного положения относительно предполагаемого скрытого оруденения;
- 3) детализация сложных трудноинтерпретируемых гидрохимических аномалий.

НАПРАВЛЕНИЕ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В соответствии с перспективным народнохозяйственным планом страны гидрогеохимические поиски скрытого оруденения должны проводиться в первую очередь в закрытых районах с хорошо развитой горно-металлургической промышленностью в целях обеспечения ее надежной минерально-сырьевой базой.

Наиболее важными вопросами дальнейшего усовершенствования методики гидрогеохимических поисков скрытого оруденения являются:

1) усовершенствование методики интерпретации глубинных гидрохимических аномалий;

2) выяснение особенностей применения и эффективности гидрогеохимических поисков скрытого оруденения в платформенных областях с многоярусным строением;

3) разработка и усовершенствование методики гидрогеохимических поисков слабо изученных типов скрытого оруденения (редкometального, сурьмяно-рутного, железорудного, вольфрамового и др.);

4) усовершенствование методики и техники глубинного гидрогеохимического опробования скважин в скальных породах в процессе их бурения;

5) разработка новых и усовершенствование существующих методов концентрирования и анализа основных элементов-индикаторов рудных тел в малых объемах воды;

6) усовершенствование методики гидрогеохимического картирования закрытых территорий в различных масштабах;

7) составление карты гидрогеохимического районирования закрытых территорий СССР по условиям проведения гидрогеохимических поисков скрытого оруденения;

8) выяснение возможностей и условий применения математических методов при решении различных задач поисковой гидрогеохимии:

- а) выделение и количественная оценка гидрохимических аномалий;
- б) определение местоположения рудных тел и др.

Решение указанных проблем должно базироваться на экспериментальных исследованиях состава природных вод и заключаться;

1) в моделировании природных процессов формирования водных ореолов рассеяния рудных месторождений;

2) в изучении форм миграции основных элементов-индикаторов рудных месторождений в природных водах;

3) в моделировании природных процессов выщелачивания рудных компонентов из пород и их осаждения из природных вод;

4) в изучении изотопного состава рудных компонентов в природных водах с целью выяснения возможности их использования при решении различных поисковых и генетических проблем гидрогеохимии.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Госгеолтехиздат, 1954.
- Аверьев В. В. О природе углекислых мышьяковистых вод и их рудообразующей деятельности. В сб.: «Вопр. форм. и распр. мин. вод в СССР». Изд-во Мин-ва здравоохранения СССР, 1960.
- Аверьев В. В. О соотношении между гидротермальной и магматической деятельностью. Мат-лы ко второму Всесоюз. вулканолог. совещ. Петропавловск-Камчатский, Дальневосточное книжное изд-во, 1964.
- Айдиньян Н. Х. Некоторые данные о переходе ртути в раствор при взаимодействии киновари, металлической ртути и сульфида ртути с дистиллированной и природной водой. Тр. ИГЭМ, вып. 46. Изд-во АН СССР, 1960.
- Албул С. П., Миллер А. Д. О возможности поисков золоторудных месторождений по гидрохимическим ореолам рассеяния. Тр. ВИТР, сб. № 2, 1959.
- Албул С. П. [и др.]. Гидрогоеохимический и сорбционносолевой методы поисков рудных месторождений в предгорных и горных районах Узбекской ССР. Изд-во УДН, 1966.
- Алекин О. А., Бражникова Л. В. Сток растворенных веществ с территорией СССР. Гидрохимический институт. Изд-во АН СССР, 1964.
- Алексеев А. А. Фтор в акратотермах. Геохимия, 1956, № 4.
- Альбов М. Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. Госгеолтехиздат, 1960.
- Антипов-Каратайев И. Н. и Кадер Г. М. О природе поглощения ионов глинами и почвами. I. Поглощение одновалентных и двухвалентных катионов каолиновой глиной. Коллоид. ж., 1947, т. 9, вып. 3.
- Аристов В. В. Основные типы скрытых месторождений твердых полезных ископаемых и применяемая методика их поисков. Изв. Вышш. учеб. зав., геол. и разв., 1964, № 6.
- Бабко А. К., Клейнер К. Е. Железо-фторидные комплексы в растворе. Ж. общей хим., 1947, т. XVII, вып. 7.
- Баранова Н. Н., Барсуков В. Л. О карбонатной форме переноса свинца гидротермальными растворами. Геохимия, 1965, № 9.
- Бартон П. Б. Химическая обстановка рудоотложения и проблема переноса рудообразующих элементов при низкой температуре. В сб.: «Пробл. эндогенных месторожд.». Изд-во иностр. лит., 1960.
- Бартон П. Б. Некоторые пределы возможного состава рудообразующих растворов. В сб.: «Термодинамика геохим. процессов». Изд-во иностр. лит., 1960.
- Белоглазов К. Ф., Усатая Е. С. Поглощение золота из коллоидных растворов различными природными минералами. Тр. ЦНИГРИ, 1938.
- Беляевский Н. А. [и др.]. Комплексы методов, применяемых при металлогеническом изучении закрытых территорий и при поисках оруденения, не выходящего на поверхность. В сб.: «Вопр. изуч. и методы поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.
- Белякова Е. Е. Распределение молибдена в подземных водах некоторых сульфидных месторождений Центрального Казахстана. В кн.: «Геохим. поиски рудных месторожд. в СССР». Госгеолтехиздат, 1957.
- Белякова Е. Е. Гидрохимический метод поисков и разведки редкомегальпийских месторождений в Центральном Казахстане. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 8.
- Белякова Е. Е. [и др.]. Гидрохимический метод поисков рудных месторождений. Госгеолтехиздат, 1962.
- Берч Ф. [и др.]. Справочник для геологов по физическим константам. Изд-во иностр. лит., 1949.
- Бернштейн П. С. Многоярусное строение некоторых золоторудных месторождений и его значение для поисков скрытых рудных тел. В сб.: «Вопр. изуч. и методы поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.

- Бетехтин А. Г. Некоторые соображения о причинах движения гидротермальных растворов. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, ч. 81, вып. 1, 1952.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторожд.». Изд-во АН СССР, 1953.
- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд-во АН СССР, 1960.
- Боровицкий В. П. Опробование наледей при поисках рудных месторождений гидрохимическим методом. В кн.: «Тр. Межведомств. совещ. по гидрохим. методу поисков рудных месторожд.». Изд-во Томского ун-та, 1962.
- Боровицкий В. П., Шемякин В. Н. Растворимость золота из руд куранских месторождений Алдана. Зап. Ленингр. ГИ, т. 48, вып. 2, Изд-во ЛГИ, 1965.
- Бородаевская М. Б., Бородаевский Н. И. Формы локализации скрытых рудных тел в эндогенных месторождениях, связанных с дайками и малыми интрузиями. В сб.: «Вопр. изуч. и методы поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.
- Бородаевский Н. И. Генетические типы гидротермальных золоторудных месторождений СССР. В сб.: «Закономерности размещ. пол. ископ.», т. 7. Изд-во «Наука», 1964.
- Бродский А. А. Гидрохимический метод поисков меди. Госгеолтехиздат, 1956.
- Бродский А. А. Гидрохимический метод поисков рудных месторождений. Госгеолтехиздат, 1957.
- Бродский А. А. Некоторые теоретические положения гидрохимического метода поисков сульфидных месторождений. Межд. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол. Госгеолтехиздат, 1960.
- Бродский А. А. Основы гидрохимического метода поисков сульфидных месторождений. Изд-во «Недра», 1964.
- Бродский А. А. [и др.]. Гидрохимический метод поисков рудных месторождений. Инструкция по геохим. методам поисков рудных месторожд. Изд-во «Недра», 1965.
- Брусиловский С. А. О миграционных формах элементов в природных водах. Гидрохим. мат-лы, т. XXXV. Новочеркасск. Изд-во АН СССР, 1963.
- Бугельский Ю. Ю. Гипергенная миграция рудных компонентов в различных климатических районах. В кн.: «Кора выветривания», вып. 4. Изд-во АН СССР, 1962.
- Бугельский Ю. Ю. О возможности поисков скрытых рудных тел гидрохимическим методом в районах с различными климатическими условиями. В сб.: «Вопр. изуч. и методы поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.
- Бугельский Ю. Ю. О химическом составе поровых растворов продуктов выветривания ультраосновных пород. В сб.: «Кора выветривания на серпентинитовых массивах». Изд-во «Наука», 1965.
- Бураева М. И. Солевой состав питьевых вод различных источников водоснабжения в Александровском и Балейском районах Читинской области. В сб.: «Вопр. гигиен. в В. Забайкалье». Чита, 1962.
- Бурков В. В., Подпорина Е. К. Стронций. Минералогия, геохимия и главные типы месторождений. Тр. ИМГРЭ, вып. 12. Изд-во АН, СССР, 1962.
- Быкова Е. Л., Никитина А. Б. Водорасторимое органическое вещество подземных и поверхностных вод Южной Якутии. Геохимия, 1964, № 12.
- Вернадский В. И. Избранные труды. Тт. 1—6. Изд-во АН СССР, 1954—1960.
- Виноградов В. И. О миграции молибдена в зоне гипергенеза. Геохимия, 1957, № 2.
- Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Значение структурных и литологических критериев при поисках скрытых рудных тел гидротермальных месторождений. В сб.: «Вопр. изуч. и методы поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.
- Вострокнутов Г. А. К геохимии природных вод зеленокаменных зон Среднего Урала. Разв. и схр. недр, 1962, № 10.
- Вострокнутов Г. А. Опыт гидрохимических поисков медного оруденения в областях развития метаморфических толщ западного склона Урала. В кн.: «Тр. Межведомств. совещ. по гидрохим. методу поисков рудных месторожд.». Изд-во Томского ун-та, 1962.
- Герман А. К., Русакова Л. Д. Медноклечданное месторождение Бляя на Южном Урале. В сб.: «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала», вып. 3. Госгеолтехиздат, 1962.
- Герман Л. Д. Некоторые минералы зоны окисления Блявинского месторождения. В сб.: «Кора выветривания». Изд-во АН СССР, 1960, № 3.
- Германов А. И. К вопросу о роли подземных вод в процессах гидротермального рудообразования. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 2 сер., 1947, ч. 75, вып. 4.
- Германов А. И. О возможности участия подземных вод в гидротермальном рудообразовании. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 6.
- Германов А. И. Кислород подземных вод и его геохимическое значение. Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 6.

Германов А. И. О возможной гидрохимической причине образования подзоны выщелачивания. Геохимия, 1956, № 1.

Германов А. И. и др. Опыт изучения окислительно-восстановительного потенциала подземных вод. Геохимия, 1959, № 2.

Германов А. И. Основные черты гидрогеохимических условий формирования некоторых инфильтрационных месторождений урана. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 8.

Германов А. И. О возможном участии органического вещества в геохимических процессах, совершающихся в областях новейшего и современного вулканизма. Тр. Лабор. вулкан. АН СССР, вып. 19. Изд-во АН СССР, 1961.

Германов А. И. Гидродинамические и гидрохимические условия образования некоторых гидротермальных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 7.

Германов А. И. Геохимическое значение органического вещества в гидротермальном процессе. Геохимия, 1965, № 7.

Гинзбург И. И. Генетические типы месторождений редких элементов. Разв. и охр. недр, 1957, № 5.

Гинзбург И. И. Некоторые результаты экспериментальных работ по окислению сульфидов. Тр. Межведомств. совещ. по гидрогеохим. методу поисков рудных месторожд. Изд-во Томского ун-та, 1962.

Гинзбург И. И. Вопросы энергетики реакций процессов выветривания некоторых алюмосиликатов. В сб.: «Кора выветривания», вып. 5. Изд-во АН СССР, 1963.

Глаголова М. А. Формы миграции элементов в речных водах. Докл. АН СССР, 1958, т. 121, № 6, стр. 1052—1055.

Глазовская М. А. Принципы ландшафтно-геохимического районирования для целей поисков полезных ископаемых. Вест. Моск. ун-та, География, 1962, № 6.

Голева Г. А. Геохимия подземных вод месторождений подземных ископаемых западных областей Украины. В сб.: «Проблемы геохимии», вып. 1. Изд-во Львовского гос. ун-та им. И. В. Франко, 1959.

Голева Г. А., Биляк Н. А. Генетическая связь углекислых вод Закарпатья с неогеновыми рудопроявлениями. Бюлл. науч.-техн. информ., № 4 (48). Госгеолтехиздат, 1962.

Голева Г. А. Основные области применения и задачи глубинных гидрогеохимических поисков скрытого оруденения. Мат-лы к совещ. по геохимии гипергенеза. Минск. изд-во «Наука и техника», 1964.

Голева Г. А., Белецкий В. Н. Водные ореолы рассеяния и гидрогеохимические поиски не выходящих на поверхность рудных месторождений Алтая. Геол. рудных месторожд., № 2. Изд-во АН СССР, 1966.

Голева Г. А. Особенности формирования водных ореолов рассеяния скрытых медноколчеданных месторождений Южного Урала. Вопр. геохимии подземных вод. Тр. ВСЕГИНГЕО, 1964, № 9.

Гонсовская Г. А. К вопросу о «ювенильности» камчатских терм. В сб. Львовского геол. об-ва, № 2—3. Изд-во Львовского гос. ун-та им. Франко, 1956.

Гонсовская Г. А. Особенности формирования фумарольных терм Южной Камчатки. Докл. АН СССР, 1957, т. 113, № 1.

Горжеевский Д. И. Об особенностях состава и строения полиметаллических руд месторождений Рудного Алтая, образовавшихся на разной глубине. Вестн. Львовск. ун-та, сер. геол., 1962, № 1.

Горжеевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Изд-во «Недра», 1965.

Грейтон Л. К. Природа рудообразующего флюида. Госгеолтехиздат, 1946.

Груивальд В. П. К методике геохимических поисков не вскрытых (слепых) и перекрытых колчеданных залежей на Южном Урале. Информ. бюлл. ЮУГУ. Уфа, 1958, № 2.

Долуханова Н. И. Опыт применения почвенной гидрохимической съемки для поисков рудных месторождений. Изд-во АН Арм. ССР, 1957.

Долуханова Н. И. Гидрохимические методы исследования на некоторых рудных месторождениях Армении. В сб.: «Опыт разработки гидрохим. методов поисков рудн. месторожд.». Госгеолтехиздат, 1959.

Дуров С. А., Пхалагов А. Дж. М. Окисление сульфида серебра как причина удаления иона хлора из воды горных рек Центрального Кавказа. Изв. Высш. учеб. завед., геол. и разн., 1959, № 11.

Еремеев А. Н. Принципы методики глубинных поисков погребенных месторождений. Глубинные поиски рудных месторождений. Госгеолтехиздат, 1963.

Еремеев А. Н., Соловьев А. П. Глубинные поиски погребенных месторождений. В сб.: «Вопр. изуч. и методы поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.

Еременко В. Я. Формы нахождения тяжелых металлов в некоторых природных водах. Гидрохим. мат-лы, т. XXXVI. Изд-во АН СССР, 1964.

Жукова А. С. Германский. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. I. Геохимия редких элем. Изд-во «Наука», 1964.

Засухин Г. Н. О комплексе элементов-индикаторов при геохимических поисках колчеданных месторождений на Южном Урале. Уч. зап. Саратовского ун-та, вып. геол., 1961, т. 67.

- Засухин Г. Н., Логинова Л. А. Опыт применения геохимических поисков колчеданных месторождений на Южном Урале. Госгеолтехиздат, 1963.
- Звягинцев О. А. Геохимия золота. Изд-во АН СССР, 1941.
- Зеленов К. К. Подводные и наземные гидротермальные процессы и их роль в осадочном рудообразовании. Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, вып. 19. Изд-во АН СССР, 1961.
- Иванкин П. Ф. [и др.]. Рудные формации Рудного Алтая. Изд-во АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1961.
- Иванов В. В. О происхождении и классификации современных гидротерм. Геохимия, 1960, № 5.
- Иванов В. В. Основные генетические типы термальных вод и их распространение в СССР. В сб.: «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли». Т. 2. Изд-во АН СССР, 1961.
- Каковский И. А. К теории гидрометаллургии благородных металлов. Изв. АН СССР, 1957, № 7.
- Карасик М. А. [и др.]. Ртуть в минерализованных водах и рассолах пермской галогенной толщи Донбасса. Геохимия, 1965, № 1.
- Ковалев В. Ф. [и др.]. К вопросу формирования химического состава природных вод района Бляйинского медноколчеданного месторождения. Тр. ин-та геол. УФ АН СССР, 1962, вып. 62.
- Комарев Н. П. Основы качественного анализа, ч. 1. Изд-во Харьковского ун-та, 1955.
- Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. Изд-во АН СССР, 1963.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудах месторожд.». 2-е изд. Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Режимы кислотности-щелочности и вертикальная зональность при постмагматических процессах. В сб.: «Мат-лы к Всесоюзн. совещ. по разраб. науки, основ. поисков слепых рудных тел». Госгеолтехиздат, 1958.
- Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. Геол. руды. месторожд. Изд-во АН СССР, 1962, № 5.
- Коршунов И. А. и Преснякова З. В. Хлоркомплексы свинца. Ж. общей хим., 1950, т. 20, вып. 11.
- Котляр В. Н. Об особенностях образования некоторых близповерхностных постмагматических месторождений. Изв. Высш. учеб. завед., сер. геол. и разн., 1961.
- Котляр В. Н. Сруденение и вулканизм (типы вулканогенных месторождений). Проблемы генезиса руд. Докл. сов. геол. на Междунар. геол. конгрессе, XXII сессия. Изд-во «Недра», 1964.
- Крайнов С. Р., Петрова Н. Г. Микроэлементы минеральных вод Памира. Геохимия, 1962, № 4.
- Крайнов С. Р. Гидрогеохимический метод поисков месторождения бора. Изд-во «Недра», 1964.
- Крайнов С. Р. [и др.]. Особенности распространения и формы миграции микроэлементов Zn, Cu, Hg, Li, Rb, Cs, As, Ge в углекислых водах Эльбруссского вулканического района. Геохимия, 1966, № 2.
- Красников В. И. Рациональные поиски рудных месторождений. Госгеолтехиздат, 1959.
- Краускопф К. Б. Осадочные месторождения редких элементов. Пер. с нем. Новости зарубежной геол., вып. 5. ОНТИ ВСЕГЕИ, Л., 1958.
- Краускопф К. Б. Содержание тяжелых металлов в магматическом паре при 600° С. В кн.: «Пробл. эндогенных месторожд.». Изд-во иностр. лит., 1960.
- Крейтер В. М. [и др.]. Поведение золота в зоне окисления сульфидных месторождений. Госгеолтехиздат, 1958.
- Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1960.
- Кропачев Г. П. Распространение золота в природе. Советская золотопромышленность, 1935, № 8.
- Кузнецов С. И. [и др.]. Введение в геологическую микробиологию. Изд-во АН СССР, 1962.
- Куковский Е. Т. [и др.]. Кристаллохимия катионзамещенных глинистых минералов. Рентгенография мин. сырья, 1963, сб. 3.
- Куликова Н. Н. Газоносность Балейских рудных месторождений и некоторые закономерности распределения природных газов Забайкалья. Изв. высш. учеб. завед., геол. и разн., 1964, № 6.
- Кушнарев И. П. Формирования эндогенных гидротермальных месторождений и роль эрозионного среза в их размещении. Проблемы генезиса руд. Докл. сов. геол. на Междунар. геол. конгрессе, XXII сессия. Изд-во «Недра», 1964.
- Лапп М. А. [и др.]. Зональное распределение элементов в первичных ореолах Ахтальского полиметаллического месторождения (Арм. ССР). Методика и техника разведки, № 50. Изд-во ВИТР, Л., 1965.
- Лебедев В. Л. Основы энергетического анализа геохимических процессов, Изд-во ЛГУ, 1957.

- Левицкий О. Д., Смирнов В. И. Использование гипогенной зональности при поисках скрытых рудных тел гидротермального происхождения. В сб.: «Вопр. изуч. и методы поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.
- Летников Ф. А. Изобразные потенциалы образования минералов (химическое средство) и применение их в геохимии. Изд-во «Недра», 1965.
- Линдгрен Б. Месторождения золота и платины. М.—Л., Цветметиздат, 1932.
- Ловеринг Т. С. Температура внутри и вблизи интрузий. В сб.: «Пробл. рудн. месторожд.». Изд-во АН СССР, 1958.
- Лукомский Я. И. Теория корреляции и ее применение к анализу производства. Госстатиздат, 1961.
- Ляликова Н. Н. Роль бактерий в окислении сульфидных руд. Изд-во АН СССР, 1961.
- Малютин В. Л. О возможности существования медноколчеданного оруденения в окрестностях курорта Гай Орского района. Разв. недр, 1935, № 5.
- Манская С. М., Дроздова Т. В. Геохимия органического вещества. Изд-во «Наука», 1964.
- Мезеницев О. К. [и др.]. Статистическая обработка данных геохимических поисков. Разв. и охр. недр., 1964, № 10.
- Мелков В. Г., Пухальский Л. Ч. Поиски месторождений урана. Госгеолтехиздат, 1957.
- Методическое руководство по определению микрокомпонентов в природных водах при поисках рудных месторождений. Под ред. И. Ю. Соколова. Госгеолтехиздат, 1961.
- Михайлов А. С. Геохимия молибдена в окислительной зоне. Геохимия, 1964, № 11.
- Момджи Г. С., Григорьев В. М. Германий в железных рудах. В сб.: «Геол. месторожд. редких элем.», 1959, вып. 5.
- Морачевский Ю. В. [и др.]. Соосаждение вольфрама с гидроокисью железа. Уч. зап. ЛГУ, № 297, сер. хим. наук, лит. 19, 1960.
- Морозов С. С. Изменение химического состава, физических, физико-химических свойств горных пород и минералов при взаимодействии с водными растворами. В сб.: «Растворение и выщелачивание горных пород». Госстройиздат, 1957.
- Морозов Л. И. Обводненность горных выработок в юго-западной части Балейского грабена и пути проникновения цианидов в выработки. Тр. ЦНИГРИ, 1963, вып. 55.
- Муликовская Е. П., Толстыхин О. Н. О содержании германия в воде некоторых источников Камчатки. Геохимия, 1958, № 4.
- Набок С. И. Гидротермальный метаморфизм в вулканических областях. Тр. Лабор. вулканологии, вып. 24. Изд-во АН СССР, 1963.
- Надеинский Б. П. Теоретическое обоснование и расчеты в аналитической химии. Изд-во «Высшая школа», 1959.
- Назаренко В. А. Современное состояние аналитической химии германия. В сб.: «Методы определения и анализа редких элем.». Изд-во АН СССР, 1961.
- Нечаев Г. А., Боровицкий В. Г. Опыт поисков молибдена в условиях сплошной многолетней мерзлоты Бурятской АССР. Тр. Межведомств. совещ. по гидрохим. методу поисков рудных месторожд., Томск, 1962.
- Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторожд.». Изд-во АН СССР, 1953.
- Овчинников А. М. Основные принципы применения гидрогеологических критериев к поискам месторождений полезных ископаемых. Вопр. теоретич. и прикл. геол., № 2. Изд-во МГРИ, 1947.
- Овчинников А. М. К вопросу о «ювелирных» водах. В сб.: «Вспр. петрографии и минералогии», т. I. Изд-во АН СССР, 1953.
- Овчинников А. М. Гидрогеологические условия гидротермальных процессов. Бюлл. МОИП, сер. геол., 1957, т. XXXII, № 65.
- Овчинников А. М. О гидрогеологическом изучении гидротермальных процессов. Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, вып. 19, 1961.
- Овчинников А. М. Значение гидрохимии и палеогидрохимии при поисках месторождений полезных ископаемых. Тр. Межведомств. совещ. по гидрохим. методу поисков руды. месторожд. Изд-во Томского ун-та, 1962.
- Овчинников А. М. Минеральные воды. Госгеолтехиздат, 1963.
- Овчинников А. М., Горбушина Л. В. Вопросы определения возраста подземных вод. Изв. Выш. учеб. завед. геол. и разн., 1965, № 2.
- Огильви Н. А. Некоторые вопросы теории гидрохимических полей. В сб.: «Вопр. гидрохол. и инж. геол.», 1959, № 18.
- Озерова Н. А. К методике поисков полиметаллических, сурьмяных и ртутных месторождений по первичным ореолам рассеяния ртути. В сб.: «Вопр. изучения и методы поисков скрытого оруденения». М., 1963.
- Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х. Ртуть в осадочном процессе. Очерки геохим. эндогенных и гипергенных процессов. Изд-во «Наука», 1966.
- Перельман А. И., Борисенко Е. Н. Очерки геохимии меди в зоне гипергенеза. Тр. ИГЕМ, вып. 70, т. 3. Изд-во АН СССР, 1962.

- Перельман А. И. Размещение геохимических типов коры выветривания. В сб.: «Кора выветривания», 1963, вып. 5.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. Изд-во «Недра», 1965.
- Петровская Н. В. О минеральных ассоциациях и некоторых условиях формирования колчеданных месторождений Южного Урала. Геол. рудных месторожд., 1961, № 2.
- Петровская Н. В. О некоторых закономерностях размещения рудных столов и минералогических критериях поисков скрытых участков богатых руд. В сб.: «Вопр. изуч. и методы поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.
- Пещеникий Б. Н. [и др.]. О химических формах золота в морской воде. Докл. АН СССР, сер. геол., 1965, т. 162, № 4—6.
- Пислегина Е. А. Опыт применения гидрохимического метода поисков медно-колчеданных руд. В сб.: «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала», вып. I. Госгеолтехиздат, 1956.
- Пищерова П. И. Оценка условий миграции микрокомпонентов при гидрохимических поисках рудных месторождений. Разв. и охрана недр, 1960, № 6.
- Плотников Н. И. К методике интерпретации и проверки гидрохимических аномалий. В сб.: «Вопр. формирования хим. состава подзем. вод». Изд-во МГУ, 1963.
- Повилайтис М. М. Основные черты минералогии Джидинского молибденово-вольфрамового месторождения. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 24. Изд-во АН СССР, 1960.
- Покалов В. Т. Условия образования эндогенных молибденовых месторождений СССР. Тр. ВИМС, вып. 12. Изд-во «Недра», 1964.
- Покровский В. А. Геотермические особенности основных геолого-структурных элементов на территории Европейской части СССР. Тезисы докл. на II совещ. по геотермич. исслед. в СССР. Изд-во «Наука», 1964.
- Поликарпочкин В. В. Методические рекомендации по проведению гидрохимических поисков рудных месторождений. Л., Изд-во ВИТР, 1959.
- Поликарпочкин В. В. [и др.]. Строение и вертикальная зональность первичных ореолов рассеяния Балейского золоторудного поля. Геохимия, 1965, № 8.
- Поляков В. А. и Воробьев А. Н. О влиянии некоторых физико-химических факторов на сорбцию микроколичеств меди и цинка осадком гидрата окиси железа. Вопр. геохимии подз. вод. Изд-во ВСЕГИНГЕО, 1962.
- Посохов Е. В. Минералообразование как фактор метаморфизации вод. Гидрохим. мат-лы, т. XXXVIII. Изд-во АН СССР, 1964.
- Радекевич Е. А. Поиски скрытого оруденения в рудных районах различных типов. В сб.: «Вопр. изуч. и методы поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.
- Разин Л. В., Рожков И. С. К геохимии золота в коре выветривания и биосфере провинции многолетней мерзлоты на Алданском щите. В сб.: «Геохим. исслед. золота и редких элем. в Якутии». Тр. Якут. фил. СО АН СССР, сер. геол., вып. 16, 1963.
- Разумовский Н. К. О значении логарифмических нормального закона распределения частот в петрологии и геохимии. Докл. АН СССР, 1941, т. 33, № 1.
- Рожкова Е. В., Серебрякова М. В. Возможная роль сорбции в образовании ореолов рассеяния. Сов. геол., 1958, № 4.
- Рожкова Е. В. и Щербак О. В. Сорбция свинца на различных горных породах и возможная ее роль в образовании месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 2.
- Россман Г. И. Первичные ореолы рассеяния некоторых элементов на отдельных полиметаллических месторождениях Рудного Алтая. В сб.: «Вопр. изуч. и методы поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.
- Рябчиков Д. И. и Назаренко И. И. Новое в химии комплексных соединений селена и теллура. Успехи химии, т. XXXIII, вып. 1, 1964.
- Савченков Г. С., Тананаев И. В. О формах комплексных фторалюминатов в водных растворах. Ж. общ. хим., 1951, т. 21, вып. 12.
- Салье О. В. Гидрохимический метод поисков золота в Алданском районе. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1965, т. 48, вып. 2.
- Самойлов О. Я. Структура водных растворов электролитов и гидратация ионов. Изд-во АН СССР, 1957.
- Самойлов О. Я., Соколов Д. С. О возможных причинах вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод. Изв. АН СССР, ОХМ, 1957, № 3.
- Самойлов О. Я., Соколов Д. С. Связь вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод с особенностями теплового движения молекул воды и ионов в растворах. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 9.
- Сауков А. А. Геохимия. Госгеолиздат, 1951.
- Сауков А. А. Несколько замечаний о гидротермальных растворах и гидротермальных месторождениях. Вопр. геохимии, т. 2, вып. 46. Госгеолтехиздат, 1960.
- Сауков А. А. [и др.]. К вопросу о миграции ртути в зоне гипергенеза. Тр. ИГЕМ, вып. 70, т. 3. Изд-во АН СССР, 1962.
- Сафонов Н. И. [и др.]. Комплексные методы поисков месторождений золота. Сов. геол., 1960, № 4.
- Сафонов Н. И. Методика поисковых работ для обнаружения скрытых рудных месторождений. В сб.: «Вопр. изуч. и методы поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.

- Сафонов Н. И. [и др.]. Спектролитометрическая съемка как метод поисков золоторудных месторождений, не сопровождаемых механическими ореолами. Тр. ВИТР, 1957, вып. 1.
- Свешников Г. Б. Электрохимическое растворение руд на сульфидных месторождениях и его значение в образовании водных ореолов тяжелых металлов. Тр. Межвед. совещ. по гидрогеохим. методу поисков рудн. месторожд., 1960 г. Изд-во Томского ун-та, 1962.
- Свешников Г. Б. [и др.]. О влиянии годовых изменений климатических условий на характер гидрогеохимических аномалий на Рудном Алтае. Уч. зап. ЛГУ, 1962, № 303.
- Сендульская Т. И., Шпирт М. Я. О соосаждении микроколичеств герmania с гидроокисью железа. Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 5.
- Сидельникова В. Д. Некоторые вопросы водной миграции селена в пустынях. Очерки геохим. эндогенных и гипергенных процессов. Изд-во «Наука», 1966.
- Сидоренко А. П. Джусинское колчеданное месторождение. Мат-лы по геол. и полез. ископ. Ю. Урала, вып. 3. Госгеолтехиздат, 1962.
- Сильниченко В. Г. Комплексные соединения меди, серебра, золота и таллия с титансульфатом. Уч. зап. Моск. обл. пед. ин-та им. Н. К. Крупской, 1959, т. 84.
- Синдеева Н. Д., Куликова М. Ф. Редкие элементы в зоне окисления сульфидных месторождений. Тр. ИМГРЭ, вып. 10. Изд-во АН СССР, 1963.
- Синдеева Н. Д. Селен. Геохимия редких элементов, т. 1. Изд-во «Наука», 1964.
- Скрипиль В. И. [и др.]. Гайский рудный район. Мат-лы по геол. и пол. ископ. Ю. Урала, вып. 3. Госгеолтехиздат, 1962.
- Смирнов А. А., Щербаков А. В. Методические указания по интерпретации и проверке радиогидротеслогических аномалий с целью поисков урановых месторождений. Госгеолтехиздат, 1957.
- Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. Изд-во МГУ, 1954.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд-во «Недра», 1965.
- Смирнов С. И. Вероятностно-статистическая оценка геохимического фона при поисках месторождений полезных ископаемых. Геохимия, 1963, № 3.
- Смирнов С. И. Вероятностно-статистические закономерности распределения химических элементов в природных водах. В сб.: «Гидрогеохим. мат-лы». Изд-во АН СССР, 1963.
- Смирнов С. И. О физико-химических условиях и механизме образования некоторых гипогенных минералов. Геохимия, 1964, № 6.
- Смирнов С. И. К вопросу о фильтрационном эффекте. Изв. АН СССР, 1964, № 10.
- Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд-во АН СССР, 1955.
- Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1963.
- Терещенко С. М. Опыт применения гидрогеохимического метода поисков медноколчеданных месторождений на примере работ Учалинской геологической экспедиции. В кн.: «Тр. Межвед. совещ. по гидрогеохим. методу поисков рудных месторожд.». Изд-во Томского ун-та, 1962.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Токарев А. Н., Щербаков А. В. Радиогидрогоология. Госгеолтехиздат, 1956.
- Толстыхин О. Н. Термальные воды Камчатки и проблемы их освоения. Сов. геол., 1958, № 2.
- Туманов И. А. Оценка местного геохимического фона и выделение аномалий. Глубинные поиски рудных месторожд. Госгеолтехиздат, 1963.
- Тюрик Н. Г., Холманский Ю. Б. Об условиях образования гипергенных месторождений золота и серебра. Изв. Выш. учеб. завед., геол. и разн., 1962, № 6.
- Уайт Д. Термальные источники и эпимеральные рудные месторождения. Проблемы рудных месторожд. Изд-во иностр. лит., 1958.
- Удодов П. А., Онуфриенок И. П. Опыт применения гидрогеохимического метода поисков рудных месторождений в зоне островной многолетней мерзлоты. Тр. Второго совещ. по подзем. водам и инж. геол. Вост. Сиб., вып. 4. Иркутск, 1961.
- Удодов П. А. [и др.]. Опыт гидрогеохимических исследований в Сибири. Изд-во «Высшая школа», 1962.
- Удодов П. А. Некоторые особенности формирования водных потоков рассеяния зон миграции. Тр. Межведомств. совещ. по гидрогеохим. методу поисков рудн. месторожд. Изд-во Томского ун-та, 1962.
- Удодов П. А. [и др.]. Гидрогеохимические поиски в условиях полузакрытых геологических структур Томь-Яйского междуречья. Изд-во Томского ун-та, 1965.
- Фахри А. Зональность первичных ореолов золоторудных линий и миграционная способность элементов. Вестн. МГУ, сер. IV, геол., 1965, № 5.
- Федоренко Я. Д. Геохимические методы поисков золоторудных месторожд.

- дений в Забайкалье. Бюлл. науч.-техн. инф. Мин. геол. и охр. недр СССР, № 1 (35), 1962.
- Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. Изд-во «Недра», 1964.
- Ферсман А. Е. Избранные труды, т. 3. Изд-во АН СССР, 1955.
- Фогельман Н. А. Некоторые особенности геологии и металлогении Балейско-Дарасунского золотоносного района (Восточное Забайкалье). Тр. ЦНИГРИ, вып. 41, 1962.
- Фроидел К. и Ито Дж. Геохимия германия в зоне окисления рудника Цумб. Новости зарубежн. геол., вып. 29, 1962.
- Хитаров Н. И. Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях. Геохимия, 1957, № 6.
- Хитаров Н. И. Задачи исследований в районах современного вулканизма в связи с вопросами глубинного рудообразования. Тр. Лабор. вулканолог. АН СССР, 1958, вып. 13.
- Хитаров Н. И. Особенности глубоких зон земной коры по некоторым экспериментальным данным. В сб.: «Хим. земной коры», т. 2. Изд-во «Наука», 1964.
- Хитаров Н. И. Информация о новых экспериментальных работах в области глубинных процессов. Геохимия, 1965, № 8.
- Хитаров Н. И., Кадик А. А. Влияние давления на массообмен между магматическими расплавами и водой внешней среды. Геохимия, 1965, № 5.
- Хирыев Г. И. Подземные воды Балейского рудного поля. Тр. Второго совещ. по подземн. водам и инж. геол. Вост. Сиб., вып. 2. Иркутск, 1959.
- Хокс Х. Е., Уэбб Дж. С. Геохимические методы поисков минеральных месторождений. Изд-во «Мир», 1964.
- Хрущов Н. А. Итоги совещания по вопросу поисков скрытых полезных ископаемых стран — членов Совета Экспомопомощи (СЭВ). Сов. геол., 1961, № 6.
- Черняев А. М., Токмачев Е. И. Некоторые вопросы гидрогеохимических исследований в районе Гайского месторождения на Южном Урале. Тр. Межведомств. совещ. по гидрогеохим. методу поисков рудных месторожд. 1960. Изд-во Томского ун-та, 1962.
- Черняев А. М. [и др.]. Об образовании Гайского купоросного озера. Геол. и пол. ископ. Урала. Тр. Свердл. горн. ин-та, вып. 43. Свердловское книжное изд-во, 1963.
- Читаева Н. А. Распределение селена и теллура в зоне окисления медноколчеданных месторождений Южного Урала. Геохимия, 1965, № 9.
- Чухров Ф. В. О миграции золота в зоне окисления. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 4.
- Шарков Ю. В. Некоторые поисковые признаки скрытых месторождений в зоне гипергенеза. В сб.: «Вопр. изуч. и методы поисков скрытого оруденения», 1963.
- Шахов Ф. Н. Морфологические черты зон окисления. В сб.: «Вопр. геол. рудных месторожд. Зап. Сиб.», вып. 4. Новосибирск, 1960.
- Шварцев С. Л. Некоторые результаты гидрогеохимических исследований в условиях многолетней мерзлоты. Геол. рудных месторожд., 1963, № 2.
- Шварцев С. Л. К методике гидрогеохимических исследований в районах с развитием многолетнемерзлых пород. Изд-во Томского ун-та, 1964.
- Швецов П. Ф. К обоснованию литификационной гипотезы происхождения некоторых положительных геотермических аномалий. Тезисы докл. на Втором совещ. по геотермич. исслед. в СССР. Изд-во «Наука», 1964.
- Шестаков В. М. К теории фильтрации растворов в грунтах. В сб.: «Вопр. формиров. хим. состава подземн. вод». Изд-во МГУ, 1963.
- Шипулин Ф. К. Некоторые вопросы генезиса гидротермального сульфидного оруденения, ассоциированного с самостоятельными малыми интрузиями. Геол. рудных месторожд., 1963, № 2.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. Изд-во иностр. лит., 1958.
- Щербаков Ю. Г., Пережогин Г. А. К геохимии золота. Геохимия, 1964, № 6.
- Щербина В. В. К геохимии зоны окисления рудных месторождений. Сов. геол., 1955, № 43.
- Щербина В. В. Комплексные соединения и перенос химических элементов в зоне гипергенеза. Геохимия, 1956, № 5.
- Щербина В. В. О геохимическом значении количественного отношения Ag/Au. Геохимия, 1956, № 3.
- Щербина В. В. Поведение некоторых редких и рассеянных элементов в зоне гипергенеза. Сов. геол., 1962, № 6.
- Щербина В. В. Способы выяснения форм переноса химических элементов в геохимических процессах. Геохимия, 1962, № 11.
- Щерев К. Минеральные воды в Балгария. Наука и искусство, София, 1964.
- Эгель Л. Е. Общие сведения о селене и некоторых особенностях его геохимии в экзогенных процессах. В сб.: «Геол. месторожд. редких элем.», вып. 2. Госгеолтехиздат, 1962.

Эль-Вардани С. А. Геохимия германия. В сб.: «Геохим. редких элем.». Госгеолтехиздат, 1959.

Эмmons B. X. О механизме образования некоторых систем металлоносных рудных жил, связанных с гранитными батолитами. В кн.: «Геол. рудных месторожд. зап. штатов США». ОНТИ, 1937.

Яковлев Г. Ф. Структура рудных районов, полей и месторождений Рудного Алтая. В кн.: «Закономерности размещ. пол. ископ.», т. 2. Изд-во АН СССР, 1959.

Янишевский Е. М. [и др.]. Эндогенные ореолы рассеяния некоторых гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, 1963.

Яхонтова Л. К. Экспериментальное изучение окисления арсенидов кобальта и никеля в растворах, содержащих кислород и углекислоту. Геохимия, 1958, № 1.

Яцимирский К. Б. Термохимия комплексных соединений. Изд-во АН СССР, 1951.

Яцимирский К. Б., Васильев В. П. Константы нестойкости комплексных соединений. Изд-во АН СССР, 1959.

Allen E. T., Zies E. G. A chemical study of the fumaroles the Katmai Region. Nat. Geogr. Soc. Contr. Techn. Pap., 1923, vol. 1, no. 2.

Bardet L., Bontoux J. Les sels d'or en Solution. Trans. Soc. Pharmac., Montpellier, 1961, 21, no. 2.

Benes P. A radiotracer study of gold adsorption on glass from very dilute aqueous solutions. Radiochim. Acta, 1964, 3, no. 3.

Bjerrum J., Schwarzenbach G., Sillen Z. Stability Constant, London, 1958.

Blanchard R. Chemical migration of the gold. Eng. and mining. Journ., 1933, v. 139, no. 9.

Boyle R. W., Pekar E. L., Patterson P. R. Geochemical investigation of heavy metal content of streams and springs in the Galena Hill-Mant Haldene Area, Yukon Territory. Geol. Surv. Canada. Bull., 1956, no. 36.

Cloke P. L., Kelly W. C. Solubility of gold under inorganic supergene conditions. Econ. Geol., 1964, vol. 59, no. 2.

Coleman R. G., Delevaux M. Occurrence of selenium in sulfides from some sedimentary rocks of the Western United States. Econ. Geol., 1957, vol. 52, no. 5.

Fenner C. N. The origin and mode of emplacement of the great tuff deposit of the valley of Ten Thousand Smokes. Nat. Geogr. Soc. Techn. Pap., 1933, vol. 1, no. 1.

Freise F. W. The transportation of gold by organic underground solutions. Econ. Geol., 1931, vol. 26, no. 4.

Fretzer W. G. Transportation of gold by organic solutions. Econ. Geol., 1934, vol. 29, no. 6.

Krauskopf K. B. Übersicht über moderne Ansichten zur physikalischen Chemie erzbildender Lösungen. Naturwissenschaften, 1961, 48, no. 12.

Kuroda P. K., Sandell S. B. Geochemistry of molybdenum. Geochimica, Cosmochimica Acta, 1954, vol. 6, no. 1.

Le Peintre C. Valence du selénium dans les eaux minérales de la Roche-Posay.—Comp. Rend. Seanc. l'Acad. Sci., 1963, no. 2.

Lovering T. S. Sulfide ore formed from sulfide deficient solutions. Econ. Geol., 1961, vol. 56, no. 1.

Palmer Ch., Bastin E. S. The role of certain metallic minerals in precipitation silver and gold. Trans. Am. Inst. Min. Eng., 1914, vol. 45.

Pedro G. An experimental study on the geochemical weathering of crystalline rocks by water. Clay Minerals Bull., 1961, vol. 4, no. 26.

Pourbaix M. J. Thermodynamics of dilute aqueous solutions with applications to electrochemistry and corrosion. Edward Arnold and Co, London, 1949.

Sato M. Oxidation of sulfide ore bodies, 11. Econ. Geol., 1960, vol. 55, no. 6.

Schoeller H. Les Eaux Souterraines. — Mason et Cie, Paris, 1962.

Spengler G., Gansheimer J. Organische Komplexverbindungen des Molibdäns. Angewandte Chemie, 1957, 69, No. 16.

Takahashi, Taro. Theoretical and experimental studies of the supergene zinc minerals. Econ. Geol., 1960, vol. 55, no. 6.

Tooms I. S., Webb John S. Geochemical prospecting investigations in the Northern Rhodesian Copperbelt. Econ. Geol., 1961, vol. 56, no. 5.

Wedeppohl K. H. Beiträge zur Geochemie des Kupfers. — Geol. Rundsch., 1962, 52, no. 1.

White D. E., Anderson E. T., Grubbs D. K. Geothermal Brine Well, Mile-Deep Drill Hole May Tap Ore-Bearing Magmatic Water and Rocks Undergoing Metamorphism. Sci., 1963, 139, no. 3558.

Zies E. G. The Valley of Ten Thousand Smokes. Nat. Geogr. Soc. Contr. Tech. Papers, 1929, vol. 1, no. 4.

О ГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Изученность водных ореолов рассеяния скрытого оруденения	5
ЧАСТЬ I	
Процессы образования и типы водных ореолов рассеяния скрытого оруденения	9
Глава 1. Общие представления об особенностях локализации скрытого оруденения и его классификация	9
Основные факторы, контролирующие локализацию рудных месторождений	10
Генезис и возможный состав гидротермальных растворов	13
Классификация рудных тел по геологическим условиям залегания	20
Глава 2. Главнейшие факторы образования водных ореолов рассеяния рудных месторождений	22
Физико-химические свойства химических элементов	22
Формы миграции элементов в водах	24
Влияние энергетических процессов	28
Влияние окислительно-восстановительных условий	29
Влияние состава руд и рудных минералов	31
Влияние состава литогеохимических ореолов	36
Влияние состава рудовмещающих и надрудных пород	42
Влияние современных и палеогидрографических условий	45
Влияние общих физико-географических (ландшафтных) условий	51
Глава 3. Гидрографические особенности миграции основных поисковых микрокомпонентов	56
Медь	56
Цинк	63
Свинец	68
Молибден	72
Мышьяк	80
Ртуть	84
Золото	87
Серебро	95
Никель	97
Кобальт	100
Марганец	101
Вольфрам	103
Кадмий	106
Селен	108
Германий	114
Распространение лития, рубидия, цезия, бериллия, стронция, фтора, бора и йода в подземных водах	121
Литий	121
Рубидий	124
Цезий	125
Стронций	126
Бериллий	128

	Стр.
Фтор	130
Иод	133
Глава 4. Типы водных ореолов рассеяния скрытого оруденения и их зональность	134
ЧАСТЬ II	
Гидрогеологические условия залегания и водные ореолы рассеяния основных типов скрытого оруденения	152
Глава 5. Медноколчеданное оруденение	152
Краткая характеристика районов расположения месторождений	152
Геолого-структурные условия залегания месторождений	152
Гидрогеологические особенности районов расположения медноколчеданных месторождений и общие условия их обводнения	155
Гидрохимическая зональность и водные ореолы рассеяния месторождений	161
Выводы	186
Глава 6. Полиметаллическое оруденение	187
Краткая характеристика районов расположения месторождений	187
Геологические условия залегания полиметаллических залежей	187
Гидрогеологические условия месторождений	188
Гидрохимическая зональность и водные ореолы рассеяния месторождений	190
Выводы	199
Глава 7. Молибденовое и вольфрамовое оруденение	199
Краткая характеристика районов расположения месторождений	200
Гидрогеологические условия месторождений	200
Гидрохимическая зональность и водные ореолы рассеяния молибденовых и вольфрамовых месторождений	202
Глава 8. Ртутное оруденение	214
Гидрогеологические условия залегания месторождений	216
Гидрохимическая зональность и водные ореолы рассеяния ртутных залежей	217
Выводы	221
Глава 9. Золотое оруденение	223
Гидрогеологические условия залегания и обводнения рудных тел	225
Гидрохимическая зональность района и состав ореольных вод	226
ЧАСТЬ III	
Методика гидрохимических поисков скрытого оруденения	234
Глава 10. Основные задачи и виды гидрохимических исследований при разных масштабах поисковых работ	234
Глава 11. Проектирование, подготовка и проведение полевых гидрохимических работ	239
Определение примерных параметров водных ореолов	241
Установление основного водоносного горизонта опробования	242
Определение оптимальной сети отбора проб воды	243
Выявление поисковых гидрохимических признаков открытого оруденения	243
Выбор методов анализа вод	244
Глава 12. Методика и техника гидрохимического опробования скважин при поисках рудных месторождений	247
Методика определения окислительно-восстановительного потенциала на различных глубинах с помощью глубинных пробоотборников	255
Послойное опробование водоносных горизонтов (в рыхлых породах)	256
Глава 13. Интерпретация гидрохимических данных	257
Определение фоновых и аномальных значений элементов-индикаторов	257
Выявление гидрохимических аномалий	261
Установление примерного состава рудных тел по гидрохимической ассоциации элементов-индикаторов	262
Выяснение природы гидрохимических аномалий	264
Определение участка расположения рудных тел и их примерной глубины залегания	270
Глава 14. Камеральная обработка результатов гидрохимических поисков	271
Систематизация полевых материалов	272
Принципы составления гидрохимических карт перспективности районов	274
Направление дальнейших исследований	280
Литература	281

Голева Галина Александровна

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Ведущий редактор *Крыжановский В. А.* Технический редактор *Алексеева В. И.*

Переплет художника *Мичурина А. Д.* Корректор *А. Б. Латай*

Подписано к набору 17/II—1967 г.
Формат 70×108¹/16
Т. 14039

Подписано к печати 24/X—1967 г.
Печ. л. 18,25 Усл. л. 25,55 Уч.-изд. 25,55 Бумага № 3
Зак. № 1886/9560—2 Цена 1 р. 68 к. Индекс 3—4—1
Тираж 2000 экз.

Издательство «Недра». Москва К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Рязанская областная типография. Рязань, ул. Новая, 69.