

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ
МЕТОДЫ
ПОИСКОВ
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. академика А. П. ВИНОГРАДОВА
СИБИРСКАЯ СЕКЦИЯ МЕЖДУВЕДОМСТВЕННОГО СОВЕТА ПО ПРОБЛЕМЕ
«НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ»

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ответственные редакторы
д-р геол.-мин. наук *В. В. Поликарпочкин*,
д-р геол.-мин. наук *П. А. Удодов*

3745



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1982



Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. — Новосибирск: Наука, 1982.

В сборнике освещаются теоретические основы формирования водных потоков рассеяния зон рудной минерализации, особое внимание уделено изучению источников химических элементов, форм их миграции, механизму взаимодействия воды с горными породами, процессам и факторам формирования химического состава вод. Описаны методика гидрогеохимических поисков и результаты исследований в различных геолого-структурных, гидрогеологических и ландшафтно-геохимических условиях Сибири.

Книга рассчитана на геологов, гидрогеологов, геохимиков, а также преподавателей и учащихся высших и средних учебных заведений.

Редакционная коллегия:

В. А. Заголкин, Ю. Г. Копылова,

И. С. Ломоносов, А. Д. Назаров,

Н. М. Рассказов, С. Л. Шварцев

(зам. отв. ред.), **Н. М. Шварцева** (отв. секретарь).

ПРЕДИСЛОВИЕ

В основу сборника положены доклады, прочитанные на Всесоюзном совещании «Гидрогеохимические методы исследований в целях поисков глубокозалегающих рудных месторождений» (Томск, 1978 г.). Представленные статьи продолжают освещать проблему «Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых».

На современном этапе поиски глубокозалегающих рудных полезных ископаемых и выявление закономерностей их размещения — важнейшая геологическая задача. При этом разработка основ теории формирования водных потоков рассеяния скрытых рудных месторождений приобретает особое значение. В свою очередь, поставленные вопросы требуют изучения закономерностей и процессов формирования химического состава подземных вод, водной миграции химических элементов, роли почв, микрофлоры, органического вещества в образовании геохимических типов вод, эволюции системы вода — порода — газ — органическое вещество в разных геологических, термодинамических и геохимических условиях земной коры.

По тематике материалы объединены в два раздела: «Вопросы геохимии подземных вод» и «Методика и результаты гидрогеохимических поисков».

Раздел «Вопросы геохимии подземных вод» в основном связан с региональными гидрогеохимическими исследованиями глубоких подземных вод и вод зоны гипергенеза. Вопросы формирования химического состава подземных вод, водной миграции, роли микрофлоры, органических веществ в метаморфизации их в различных геолого-гидрогеологических и геохимических условиях рассматриваются на уровне современных знаний с использованием новейших данных. Авторы статей развивают ранее выдвинутые и новые теоретические проблемы и разработки, приводят данные о сложных органоминеральных формах нахождения химических элементов в подземных водах, обсуждают методы и результаты прогноза металлоносности территории, включая новые методы составления прогнозных гидрогеохимических карт, рассматривают вопросы гидрогеохимии глубоких подземных вод нефтеносных областей.

Раздел «Методы и результаты гидрогеохимических поисков» посвящен методологическим основам гидрогеохимических поисков и результа-

там внедрения метода в практику геологопоисковых работ. Предлагается использовать данные о металлоносности термальных вод в целях регионального металлогенического прогнозирования в складчатых областях, уделяется внимание гидродинамическим процессам, а также вопросам палеогидрогеохимического анализа, комплексированию различных поисковых методов интерпретации полученных данных, проверки аномалий и т. д. Рассматривается исключительно важная, слабо еще разработанная проблема количественного прогноза месторождений по гидрогеохимическим потокам рассеяния, предлагаются новые пути обработки и анализа гидрогеохимической информации. Отличительная особенность публикуемых статей в том, что в них отражены методы и результаты исследований в различных ландшафтных зонах Советского Союза (многолетней мерзлоты, пустынях, горных районах и др.).

Новые теоретические и методологические разработки базируются на большом достоверном фактическом материале. Опыт работ ведущих коллективов страны должен найти самое широкое использование как в углубленных теоретических исследованиях, так и в практике поисков глубокозалегающих месторождений полезных ископаемых.

Редколлегия

ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

П. А. УДОДОВ

ЗНАЧЕНИЕ ИДЕЙ В. И. ВЕРНАДСКОГО В РАЗВИТИИ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В 1979 г. исполнилось 50 лет со времени выхода в свет работы В. И. Вернадского о классификации природных вод по химическому составу [Вернадский, 1929]. В ней наряду с вопросами классификации изложены взгляды ученого на геохимическое значение воды как природного тела. Поэтому ее можно считать публикацией, где впервые рассматривается геохимия подземных вод в таком аспекте, который привел к необходимости возникновения гидрогеохимии. Следовательно, мы вправе считать 1979 год юбилейным для гидрогеохимии. Однако мнение В. И. Вернадского о самостоятельности гидрогеохимии как науки долгое время не получало должной поддержки, что, безусловно, тормозило ее развитие. В настоящее время, когда гидрогеохимические исследования в СССР и за рубежом проводятся в широких масштабах, идеи основоположника геохимии являются весьма актуальными.

Многие из поставленных В. И. Вернадским проблем имеют принципиальное значение. Из них можно отметить следующие. До сих пор для подземных вод нет средних содержания химических элементов, хотя важность таких данных и необходимость их получения неоднократно подчеркивались В. И. Вернадским. Исключительное значение сейчас приобретает проблема динамического равновесия (по терминологии В. И. Вернадского) в системе вода — порода — газ — органическое вещество, характер которого определяет направленность процессов развития указанной системы, а следовательно, и формирования подземных вод. Большое внимание В. И. Вернадский уделял вопросам разложения и синтеза молекул воды в земной коре. Он писал: «По-видимому и синтез, и разложение молекул воды идут в земной коре в большом масштабе, происходят вокруг нас на каждом шагу. Но они никогда не были сведены воедино и не были подвергнуты систематическому научному исследованию» [Вернадский, 1960, с. 184]. Это принципиально важное положение до сих пор только входит в науку и мы часто не учитываем его в своих научных построениях.

Приведенные примеры говорят о том, что наследие В. И. Вернадского настолько многогранно, что, вероятно, понадобится еще не одно десятилетие для воплощения многих из его идей в науку и практику гидрогеохимиков. Необходимо отметить последнюю его монографию «Химическое строение биосферы Земли и ее окружения», которую сам автор считал синтезом всех своих работ — основным вкладом в науку, называя ее «книгой жизни», «своей главной книгой» [Вернадский, 1965].

Гений В. И. Вернадского заключался в комплексном понимании науки. Будучи минералогом, он превратил описательную минералогию в химию земной коры, уделив особое внимание деятельности живого орга-

нического мира. Имя В. И. Вернадского, по мнению наших ведущих микробиологов, должно быть поставлено в первом ряду тех ученых, чьи идеи определяли направления развития некоторых областей современной общей микробиологии. В. И. Вернадский развил представление о том, что в поверхностных слоях Земли — биосфере — основным агентом, определяющим превращение и концентрацию химических элементов, является живое вещество.

В. И. Вернадский считал, что геохимическое значение жизнедеятельности микроорганизмов в биосфере обуславливает наиболее интенсивную и быструю миграцию элементов в земной коре. Бактерии, по его мнению, принимают самое активное участие в образовании и разрушении месторождений полезных ископаемых, формировании химического состава природных вод, миграции микро- и макрокомпонентов. Чрезвычайно важен в этой связи вопрос о зональности распространения различных групп микроорганизмов в земной коре. В частности, нашими исследованиями показано, что с позиций распространения микрофлоры в природных водах можно выделить две обширные зоны (области): свободных природных вод, подчиняющихся законам гравитационного и капиллярного передвижения; связанных вод, т. е. поровых растворов, до сих пор не исследованную в микробиологическом отношении. Каждая зона может быть представлена как своеобразная среда обитания микроорганизмов, отличающаяся особым количественным и качественным составом микрофлоры, а также ее геохимической активностью.

В области гидрогеологии В. И. Вернадский установил единство природных вод, разнообразие круговоротов воды, выявил вертикальную зональность подземных вод в общепланетарном масштабе, разработал учение о воде как о природном сложном минерале. По инициативе и при его активном участии были организованы постоянные комиссии по изучению минеральных вод и многолетней мерзлоты. На базе последней в дальнейшем был создан Институт мерзлотоведения.

При анализе основ созданной В. И. Вернадским науки важно единое мнение о ее названии. Тем более, учеными она именуется по-разному: гидрохимия и гидрогеохимия. Соответственно прикладная часть этой науки — метод поисков полезных ископаемых — называется гидрохимическим или гидрогеохимическим. Обычно при возникновении каждой новой науки дискутируется и право на существование, и ее название. В таком положении оказалась гидрогеохимия. Становится очевидным, что гидрогеохимия и гидрохимия — две уже вполне сформировавшиеся научные дисциплины, каждая из которых имеет право на самостоятельное существование.

Наследие В. И. Вернадского имеет важное значение также для практики геологопоисковых и горных работ. Заложенные им и А. Е. Ферсманом теоретические основы геохимических методов поисков полезных ископаемых широко вошли в практику геологопоисковых работ и позволили выявить многочисленные месторождения полезных ископаемых. Особого внимания заслуживает гидрогеохимический метод, как наиболее глубокий.

В горном деле внедряются новые прогрессивные методы добычи полезных ископаемых, основанные на законах выщелачивания металлов и других соединений химическими и бактериальными растворителями.

В последние годы ряд Всесоюзных конференций, совещаний, симпозиумов посвящен проблемам изучения поровых растворов горных пород, которые В. И. Вернадский называл волосными водами. Активное участие в разработке этих вопросов принимает проблемная гидрогеохимическая лаборатория Томского политехнического института, где изучаются поровые растворы (главным образом, осадочных пород) и открытая в них микрофлора. Нами установлено, что одним из ведущих факторов, влияющих на эволюцию состава поровых растворов, их миграцию и локализа-

цию, является органическое вещество, преобразование его определяет скорость и направленность биохимических процессов, которым придавал большое значение В. И. Вернадский. Этот пример показывает, насколько дальновидны и плодотворны идеи этого крупнейшего ученого-геохимика.

В соответствии с идеями основоположника гидрогеохимии В. И. Вернадского эта наука призвана изучать природные воды как минералы, находящиеся в сложном динамическом равновесии с окружающей их средой, исследовать их участие в миграции химических элементов, выяснять геологическое значение вод в становлении нашей планеты и ее оболочек, расшифровывать геохимическую историю гидросферы.

А. И. ПЕРЕЛЬМАН, П. А. УДОДОВ, С. Л. ШВАРЦЕВ

О МЕТОДОЛОГИИ И СТРУКТУРЕ ГИДРОГЕОХИМИИ

Термин «гидрогеохимия» используется для обозначения разных понятий: науки о геохимических особенностях подземных вод [Овчинников, 1970; Посохов, 1975; Питьева, 1978; и др.] и науки, изучающей все природные воды [Самарина, 1977]. В последнем смысле применяется также термин «гидрохимия» [Алекин, 1970]. Поскольку все воды земной коры представляют единое целое [Вернадский, 1933], то существует и особая наука гидрология, изучающая гидросферу. Возможна и наука о геохимических особенностях всей гидросферы — гидрохимия по О. А. Алекину, который подчеркивает двойственный ее характер, являющейся разделом и геохимии, и гидрологии. Естественно, что подобная наука может включать в себя разделы или самостоятельные науки, трактующие геохимию отдельных типов природных вод — геохимию речных вод, океана, подземных вод и т. д.

Принципами классификации наук, как известно, занимается философия, однако общепринятых критериев в этой области пока нет. Вместе с тем вопрос о предмете гидрогеохимии и ее месте в системе наук имеет далеко не академическое значение. От его правильного решения зависит организация науки, ее преподавание, практическое приложение и т. д. В связи с недостаточной разработкой теоретических вопросов классификации наук при решении вопроса о предмете гидрогеохимии и ее месте в системе естественных наук, очевидно, следует исходить из исторического анализа, т. е. того положения, которое реально сложилось в науке за последние десятилетия, в частности, из критерия практики. Что касается терминологической стороны вопроса, то она, понятно, более проста, и каждый исследователь имеет право использовать ту терминологию, которая ему больше нравится, конечно, строго определяя содержание соответствующих терминов. Авторы настоящей статьи используют термин «гидрогеохимия» для обозначения науки, изучающей геохимические особенности прежде всего подземных вод, разделяя в этом отношении взгляды большинства геохимиков и гидрогеологов, хотя объектом гидрогеохимии могут быть воды и других типов. Мы относим гидрогеохимию к системе геологических наук. Это «гибридная наука», занимающая промежуточное положение между геохимией и гидрогеологией. О таком положении гидрогеохимии свидетельствует история ее зарождения, полувекового развития и практического применения.

Возможен и другой подход. Можно рассматривать гидрохимию как науку, изучающую химию водных растворов, включая природные воды различного генезиса. В таком понимании гидрохимия как наука химического цикла разрабатывает теорию водных растворов, изучает химию природных вод, физико-химическое состояние водно-солевых систем,

строение водных растворов, форм нахождения в них химических элементов и т. д. В этом отношении гидрогеохимия как наука геологического цикла решает принципиально иные задачи.

В соответствии со взглядами В. И. Вернадского гидрогеохимия призвана изучать природные воды как минералы, находящиеся в сложном динамическом равновесии с окружающей их средой, исследовать их участие «в миграции химических элементов планеты», выяснить геохимическое значение вод в становлении планеты и ее оболочек, расшифровать геохимическую историю всей гидросферы, как занимающей совершенно особое положение на Земле. Гидрогеохимия изучает не просто состав воды, хотя без этого она, естественно, не может обходиться, а также тесную взаимосвязь ее с геологической историей, с ее конкретным положением в геологической структуре, прослеживая всю цепь событий, что определили ее конкретное пространственно-временное положение, состав и ту роль, которую она сыграла в мобилизации и переотложении вещества, формировании разнообразных полезных ископаемых.

В основе методологии гидрогеохимии лежат общие положения диалектического материализма, философии, естествознания и науковедения. Приложение этих принципов к конкретным проблемам гидрогеохимии и составляет ее собственную методологию.

Главная особенность этой методологии, общая для всех разделов геохимии, — «атомарный уровень исследования», изучение миграции элементов в водах. Гидрогеохимия — история химических элементов природных вод.

Важное значение при гидрогеохимических исследованиях имеет системный подход. Гидрогеохимия изучает не особые «гидрогеохимические системы», а те же, что и гидрогеология — подземные воды, а также гидрология — поверхностные воды, океанология — морские воды и т. д.

По уровню организации материи системы подземных вод располагаются в ряд от более простых к более сложным, причем критерием сложности являются формы движения материи [Перельман, 1979]. В результате системы подземных вод, изучаемые в гидрогеохимии, разделяются на три основных типа.

В абиогенных системах протекают процессы только механической и физико-химической миграции. Это гидротермальные системы, некоторые воды многолетнемерзлых толщ и др.

Для биокосных систем характерны биогенная миграция, тесное взаимопроникновение живых организмов и неорганической («косной») материи. Здесь развиваются процессы механической и физико-химической миграции, но определяющее значение имеет биогенная миграция, деятельность бактерий. Примерами биокосных систем служат воды почв, коры выветривания, многие пластовые и трещинные воды, поровые растворы горных пород.

В техногенных системах ведущей является техногенная миграция, хотя здесь присутствуют и все остальные виды миграции. Техногенные воды характерны для участков подземного выщелачивания руд, для грунтовых вод оросительных систем, для шахтных вод и т. д.

В былые геологические эпохи миграция элементов подземных вод во многом протекала не так, как в настоящее время. Поэтому историзм является важнейшим принципом гидрогеохимических исследований, необходимо развивать самостоятельный раздел науки — «историческую гидрогеохимию». В ее задачу входит исследование эволюции гидрогеохимической обстановки в современных гидрогеологических районах и провинциях. То есть это историческая гидрогеохимия существующих ныне конкретных артезианских бассейнов, гидрогеологических массивов. При решении подобных вопросов гидрогеохимия использует данные палеогидрогеологии и, в свою очередь, обогащает содержание этой науки. С другой стороны, историческая гидрогеохимия должна решать и такие общие вопросы,

как эволюция состава подземных вод в ходе геологической истории в связи с эволюцией атмосферы, магматизма, осадкообразования, живых организмов.

Особая роль в исторической гидрогеохимии уделяется иловым растворам донных отложений морей и океанов, контролирующим начальную стадию процессов метаморфизации вод, которые являются ключом к пониманию проблемы формирования вод седиментационного цикла в процессе геологического круговорота. Вопросы формирования иловых и поровых растворов, особенно их газового, органического, изотопного состава, а также состава микрофлоры, еще далеки от полного решения.

Как и в других науках о Земле, в гидрогеохимии важное значение имеет изучение пространственных закономерностей миграции элементов в подземных водах. Необходимо развивать региональную и поисковую [Методическое руководство..., 1973] гидрогеохимию. В этих вопросах гидрогеохимия тесно соприкасается с тектоникой, металлогенией и другими геологическими науками.

Огромное разнообразие подземных вод, естественно, выдвигает задачу их гидрогеохимической классификации. Для подземных вод характерна непрерывность в пространстве, между объектами исследования существуют постепенные плавные переходы, например постепенное изменение рН, содержания HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} и других ионов, образующих непрерывный ряд величин. Непрерывность также характерна для электрического, магнитного и других геофизических полей. Лучшее представление о распределении параметров данных полей дает их изображение с помощью изолиний. Иногда говорят и о «геохимическом поле», под которым понимают поле чисел содержания химических элементов, в какой-либо системе земной коры, в том числе в подземных водах. При непрерывном распределении элементов использование дискретных понятий и терминов с целью классификации, т. е. выделение типов, классов, видов и т. д., является условным. Часто лишь крайние части непрерывного ряда можно отнести к определенному таксону классификации (типу, классу и т. д.). Поэтому при классификации систем с непрерывным распределением признаков возникает затруднение — невозможность отнесения изучаемых объектов к определенному виду, типу и т. д. Приходится выделять промежуточные единицы классификации, вводить условные границы (не вытекающие из природы явления). Так, при классификации природных вод по минерализации пресными считаются воды, содержащие до 1,0 г ионов на 1 кг воды, солоноватыми — от 1 до 10 г и т. д. Причина затруднений не субъективна, объясняется не слабостью классификации, а связана с объективной причиной — природой объектов, непрерывностью их распределения. Иначе говоря, принцип классификации, исходящий из существования дискретных единиц, здесь не адекватен природе классифицируемого объекта, для которого характерно непрерывное распределение.

Тесная связь подземных вод с горными породами, органическим веществом, газами выдвигает в качестве важнейшей задачу изучения особенностей физико-химического взаимодействия воды со всеми составляющими земной коры в различных термодинамических условиях и на разных стадиях эволюции земного вещества и на этой базе решения проблемы формирования состава природных вод вообще и подземных в частности. В связи с этим одна из центральных теоретических проблем гидрогеохимии — изучение явлений взаимодействия воды с веществом нашей планеты, выяснение внутренней природы, движущих сил, причинно-следственных закономерностей взаимодействия в системе вода — порода — газ — органическое вещество.

Нами намечены только некоторые аспекты методологии гидрогеохимии, которая заслуживает дальнейшего более детального анализа. Изложенные принципы авторы рекомендуют учитывать и при построении кур-

са гидрохимии, составлении учебного пособия по данной науке. Далее излагается примерный план пособия (курса лекций) для подготовки специалистов гидрогеохимиков.

ВВЕДЕНИЕ

Понятие о гидрогеохимии как науке. Предмет гидрогеохимии и ее место в системе наук. Краткая история развития. Информатика (литература, статьи в журналах, центры развития науки у нас и за рубежом, подготовка кадров и т. д.). Методология и основные понятия. Изучение вещества, энергии и информации. Системный подход, обратная связь. Основные типы миграции элементов в подземных водах — механические, физические, химические, биологические, социальные (техногенные). Круговорот вещества и энергии в земной коре. Типы систем земной коры: абиогенные, биогенные, техногенные. Понятие о гидрогеохимии месторождений полезных ископаемых. Геохимические барьеры и их параметры. Условия концентрации элементов на барьерах. Зоны выщелачивания. Гидрогеохимическая зональность.

ОБЩАЯ ГИДРОГЕОХИМИЯ

Состав, строение и термодинамическое состояние воды в земной коре. Исключительность геохимических свойств воды, ее особая роль в земной коре, строение воды и некоторые геохимические следствия этого. Возможность разложения воды с выделением O_2 и H_2 . Геохимические следствия этого явления.

Общие закономерности распространения химических элементов в подземной гидросфере. Связь распространения элементов со строением атома. Источники элементов в водах, насыщенность вод отдельными элементами. Гидрогеохимическая классификация элементов.

Факторы и процессы формирования химического состава подземных вод. Климат. Геологические условия в широком смысле. Дизъюнктивная и пликвативная тектоника, влияние разломов, поднятия и опускания, физико-механические и химические свойства пород. Неотектоника. Активность пород. Рельеф и гидродинамика. Процессы испарения, замораживания и др. Диффузия, коллоидные явления, обмен ионов и др.

Взаимодействие воды с горными породами, газами и органическим веществом. Механизм взаимодействия воды с различными минералами, газами и органическим веществом. Характер растворения горных пород, растворимость газов и минералов в воде, равновесие воды с горными породами, ионный обмен, сорбция, природа разнообразия геохимической среды в земной коре, ионное разложение и синтез воды, геохимический цикл воды в земной коре, эволюция системы вода — CO_2 — алюмосиликаты, геохимические обстановки формирования вод, соподчиненность факторов формирования, основные этапы и стадии формирования состава вод.

Поровые воды и их геохимическая роль. Состав поровых вод, зависимость состава от давления и типа вмещающих пород. Микробиологическая среда поровых вод. Радиолитиз воды и его влияние на взаимодействие в системе осадок — поровые растворы.

БИОКОСНЫЕ СИСТЕМЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Общая характеристика и принципы классификации биокосных систем Энергетика работы живого вещества. Антиэнтропийность. Неравновесность биокосных систем. Стационарность. Информационный аспект. Клас-

сификация биокосных систем. Микроорганизмы и их геохимическая роль. Состав микроорганизмов, их виды, роль в обогащении подземных вод микрокомпонентами, в том числе поровых вод. Геохимическая подвижность химических элементов в водах, возможные методы ее определения. Ряды подвижности для различных геохимических условий. Формы миграции элементов в водах. Газовый состав подземных вод. Изменение ионного состава и pH. Кислый и щелочной барьеры. Геохимические классификации подземных вод.

Органическое вещество в подземных водах. Виды и формы растворенных органических веществ (летучие компоненты, нелетучие компоненты, фенолы, жиры, углеводороды) и его источники.

Геохимические классы водной миграции.

Аэробные системы. Условия существования. Окисление органических веществ живых организмов (белков, углеводов, спиртов и т. д.). Окисление гумусовых веществ (углей и т. д.). Окисление битумов и образование асфальтов и т. д. Окисление сульфидов, селенидов, арсенидов, карбонатов железа и марганца, серы и других «восстановленных форм». Электрохимические процессы. Кислородный барьер. Почвенные воды, их состав, характеристика геохимической среды. Роль почв в обогащении вод химическими элементами. Взаимоотношение почвенных и поровых растворов зоны аэрации с грунтовыми водами. Типичные классы водной миграции и районы их распространения.

Анаэробные системы. Условия образования. Разложение органических веществ в отсутствии кислорода. Водородное брожение клетчатки и образование H_2 . Образование метана и других углеводородов. Неполные продукты окисления — органические кислоты, гуминовые соединения и др. Десульфуризация, денитрификация, восстановление Fe, Mn, Ti, возможно PO_4^{3-} , VO_4^{3-} , AsO_4^{3-} и др. Глеевые системы, глеевый барьер. Сероводородные системы, сероводородный барьер. Характеристика основных классов водной миграции: сероводородные, глеевые с различной минерализацией воды и с различными вмещающими породами.

Подземные воды и рудообразование.

АБИОГЕННЫЕ СИСТЕМЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Гидротермальные системы. Источники гидротермальных растворов, их состав, геохимическая среда, причины эволюции состава. Жидкие включения в минералах, особенности их состава и генезиса. Современные гидротермы, их состав, геохимическая и рудообразующая роль (азотные, углекислые, сероводородные, метановые и прочие гидротермы). Источники химических элементов в гидротермах.

Криогенные системы. Их специфика, роль связанных вод в преобразовании вещества, источники энергии, подвижность элементов, термодинамические условия. Состав подземных льдов.

Метаморфогенные системы. Особенности состава растворов. Фильтрационный эффект.

ТЕХНОГЕННЫЕ СИСТЕМЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Ноосфера и ее особенности. Технофильность химических элементов. Проблема загрязнения подземных вод. Оптимизация использования подземных вод. Рудничные воды, подземное выщелачивание. Проблема охраны вод.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГИДРОГЕОХИМИЯ

Особенности формирования подземных вод складчатых структур. Открытые структуры. Роль процессов выщелачивания. Воды зон тектонических нарушений. Формирование азотных и углекислых терм. Роль молодого вулканизма и неотектоники. Полузакрытые и закрытые складчатые области. Роль вод зоны тектонических нарушений. Смешение вод. Грунтовые воды выщелачивания и континентального засоления. Влияние рудной минерализации на состав вод. Процессы окисления и электрохимического растворения.

Особенности формирования химического состава подземных вод платформенных районов. Грунтовые воды. Особенности их состава, широтная зональность. Подземные воды артезианских бассейнов с соленостью до 100 г/л. Процессы катионного обмена, восстановление сульфатов, разложение органики и т. д. Крепкие и сверхкрепкие рассолы. Основные гипотезы их формирования. Вертикальная гидрогеохимическая зональность. Нефтяные месторождения, их водные потоки рассеяния.

ИСТОРИЧЕСКАЯ ГИДРОГЕОХИМИЯ

Эволюция миграции элементов в геологической истории. Гидрогеохимия архея, протерозоя, фанерозоя. Связь биокосных и абиогенных систем в истории Земли, их взаимное проникновение. Общий круговорот вещества и энергии. Осадочные породы как индикаторы древних гидрогеохимических условий.

Изотопы воды и их использование для определения возраста воды и некоторых природных процессов.

Палеогидрогеохимия артезианских бассейнов.

ПРИКЛАДНАЯ ГИДРОГЕОХИМИЯ

Гидрогеохимический метод поисков, его значение, возможности и место среди других методов геохимических поисков.

Разработка полезных ископаемых подземным выщелачиванием.

Оценка качества питьевых и технических вод. Вода и здоровье человека.

Подземные воды как источник извлечения элементов.

Подземные воды и сельское хозяйство.

В. В. ПОЛИКАРПОЧКИН, Г. А. БЕЛОГОЛОВА

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОТОКА РАССЕЯНИЯ И КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ОРУДЕНЕНИЯ НА ЕЕ ОСНОВЕ

При поисковых работах почти повсеместно применяются те или иные литогеохимические методы. Широкое распространение получил также и гидрогеохимический метод. Он дает дополнительную информацию, ценнейшая часть которой заключается в выявлении аномалий, указывающих на месторождения, не фиксируемые или ненадежно фиксируемые литогеохимическими и другими методами.

Кроме того, ореолы и потоки рассеяния целого ряда элементов, отличающихся склонностью к водной миграции, вообще лучше обнаруживаются путем опробования вод. Анализ вод на некоторые элементы может выполняться в поле, на базе поискового отряда или непосредственно на месте отбора проб, что создает условия для более оперативного ведения работ.

В связи с этим применение гидрогеохимического метода целесообразно на различных этапах геологоразведочных работ, начиная от мелко-масштабных исследований, имеющих целью выявление и оконтуривание не столько месторождений, сколько районов их сосредоточения, и кончая детальными работами, когда ставится задача обнаружения всех месторождений. В том числе имеет смысл использования его и в горнопромышленных районах с истощившимися минеральными ресурсами, где обнаружение дополнительных объектов эксплуатации возможно только за счет труднооткрываемых месторождений.

При поисках практикуется опробование подземных вод, грунтовых и более глубокой циркуляции, в их естественных источниках, выходящих на дневную поверхность, или в искусственном вскрытии колодцами, буровыми скважинами и различными горными выработками. Первоначально, по давней гидрогеологической традиции, этот вид опробования преобладал. Но с течением времени все большее применение получало опробование поверхностных вод, главным образом речных (из небольших рек и ручьев), и в настоящее время основная часть поисковых гидрогеохимических проб отбирается из них.

Это объясняется тем, что количество источников подземных вод ограничено и они расположены по отношению к месторождениям случайно и поэтому не обеспечивается систематическое опробование площадей. Гораздо более представительные результаты дает опробование речных вод, поскольку в реки так или иначе путем свободного стекания от выходящих на поверхность источников или скрытого выклинивания непосредственно в реки (чаще последним способом) попадают воды со всех участков дренажных бассейнов. Аномалии в поверхностных водах в большинстве случаев менее контрастны, чем в подземных, и труднее выявляемы, но в настоящее время этот недостаток искупается постепенно идущим совершенствованием методов анализа проб и математической обработки полученных данных, в результате чего становится возможным обнаружение не только резко выраженных, но и более слабых аномалий.

Аналогично гидрогеохимическому методу поиски по водным потокам рассеяния следует применять как на первых стадиях исследования территорий, так и при самых детальными работах.

Но выявление аномалий представляет собой лишь часть задачи геохимических поисков. Не менее важна их оценка, которая служит основой для прогнозирования оруденения. Задачи прогнозирования по тем или иным данным ставятся сейчас преимущественно в количественном плане. Этот вопрос имеет первостепенное значение и в дальнейшей разработке и совершенствовании геохимических методов поисков должен быть выдвинут на одно из первых мест.

Недостаточно выявить аномалию и установить ее рудную природу. Необходимо оценить по каждой аномалии и по их группам, какие количества полезных ископаемых могут быть с ними связаны в отдельных месторождениях и в регионе в целом. Решение задачи количественного прогнозирования пока слабо развито в геохимических методах поисков вообще, в гидрогеохимическом же методе в этом отношении сделано еще очень мало.

При оценке гидрогеохимических аномалий преобладает качественный подход, причем о перспективности их судят главным образом по величине концентраций химических элементов. Но концентрации элементов в аномалии зависят не только от количества их в ее источнике (место-

рождении), но и от многих других факторов, и все они должны быть учтены при оценке аномалий.

Характеризуемый ниже способ оценки месторождений по связанным с ними гидрогеохимическим аномалиям в потоках рассеяния основывается на математической модели, учитывающей эти разнообразные факторы. Принципиально модель та же, что и описанная нами недавно для оценки месторождений по потокам рассеяния в твердой фазе [Поликарпочкин, 1979; Поликарпочкин, Белоголова, 1980], но отличается от нее некоторыми особенностями. Приведем ее описание.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОТОКА РАССЕЯНИЯ

Графически поток рассеяния изображен на рис. 1. Показан речной бассейн, который в природе обычно имеет овальную, иногда близкую к квадратной, или линейную форму. Река для простоты дана в виде прямой линии.

Под потоками рассеяния месторождений полезных ископаемых понимаются протягивающиеся от них участки рек с повышенными содержаниями характерных для месторождений веществ. Можно также рассматривать потоки рассеяния любых других геологических тел и техногенных (антропогенных вообще) источников. Концентрации веществ на склоне, в том числе в поверхностных и подземных водах, количественно подчиняются иным закономерностям, и их не следует причислять к потокам рассеяния (здесь они не затрагиваются).

К реке в модели относятся как открытый, русловой, так и связанный с ним скрытый, подрусовой, поток, фильтрующийся через подстилающие русло породы, а также вся система аллювиальных отложений, образованных рекой. Формирование потоков рассеяния складывается из выноса в реку веществ, который может происходить в твердой и жидкой фазах, и переноса их по течению, сопровождаемого перемешиванием веществ, поступающих из разных источников, и другими процессами. Очень характерны для рек измельчение и сортировка переносимого материала. Но не менее важны и протекающие в них фазовые переходы веществ. В случае гидрогеохимических потоков рассеяния они заключаются в растворении веществ из твердой фазы и противоположно направленных процессах осаждения их из раствора.

Математически все эти процессы описываются следующим уравнением, относящимся к выделенному в потоке элементарному объему (на

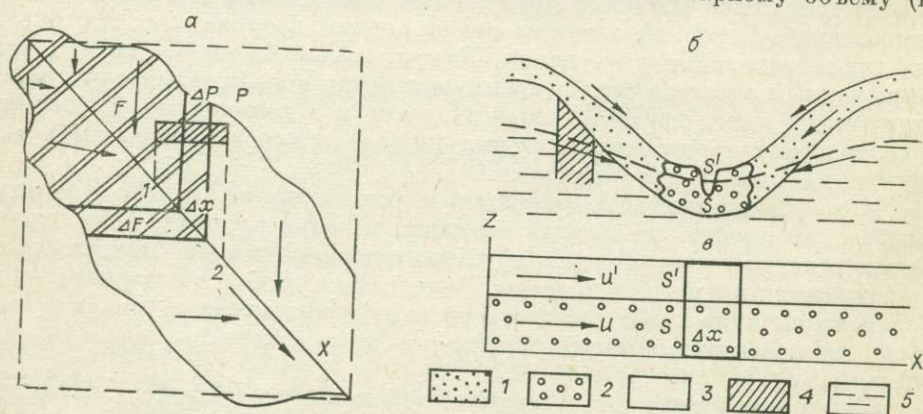


Рис. 1. Схема потока рассеяния.

a — план, *б* — поперечный и *в* — продольный разрезы. 1 — рыхлые отложения склонов; 2 — аллювиальные отложения; 3 — коренные породы; 4 — рудное тело; 5 — подземные воды.

рис. 1 различные проекции его показаны жирными линиями):

$$\frac{\Delta(us\bar{C})}{\Delta x} + \frac{\Delta(\bar{u}'s'\bar{C}')}{\Delta x} - m \frac{\Delta P}{\Delta x} \Delta H - (k_{\text{вт}}s_{\text{т}}\bar{C}_{\text{т}} + k'_{\text{вт}}s'_{\text{т}}\bar{C}'_{\text{т}}) + \\ + (k_{\text{ос}}s\bar{C} + k'_{\text{ос}}s'\bar{C}') + \frac{\Delta(s\bar{C})}{\Delta t} + \frac{\Delta(s'\bar{C}')}{\Delta t} = 0, \quad (1)$$

где s и s' — площади поперечного сечения руслового и подруслового водных потоков (истинные, за вычетом твердых фаз — взвешенных в воде частиц и скелета горной породы, через которую происходит фильтрация); u и u' — соответственно их скорости течения; \bar{C} и \bar{C}' — объемные концентрации вещества в русловой и подрусловой воде; $s_{\text{т}}$ и $s'_{\text{т}}$ — площади взвешенных твердых частиц руслового потока и скелета породы подруслового потока в поперечном сечении; $C_{\text{т}}$ и $C'_{\text{т}}$ — концентрации вещества во взвешенных частицах и породе; Δx и Δt — интервал потока и время, для которых составлено уравнение; ΔP — приращение продуктивности месторождения (количества рудного вещества, приходящегося на единицу углубки) на интервале Δx ; m — доля рудного вещества, попадающая в реку в жидкой фазе (растворенном состоянии); ΔH — скорость денудации (понижение высоты местности за единицу времени). Знак осреднения в виде горизонтальной черты над символами показывает, что берется средняя величина по поперечному сечению.

Уравнение выведено на основе баланса масс в выделенном объеме водного потока рассеяния, в нем учтена также кинетика происходящих в реке процессов. Два первых члена характеризуют транспортирующую деятельность реки — разности между количествами принесенного и вынесенного русловым и подрусловым потоками вещества на единичном интервале. Третий обозначает количество вещества, поступившего на этом интервале из источника (месторождения). Четыре следующих члена, сгруппированных по два, отражают фазовые переходы вещества — выщелачивание его из твердой фазы и осаждение из раствора. Одновременное протекание этих процессов представляет общий случай — например, может идти растворение элемента из какого-либо минерала и одновременно связывание его поглощающим комплексом твердой фазы или осаждение в виде более устойчивого минерала. Количества растворяющегося и осаждающегося вещества взяты пропорциональными наличным их количествам в выделенном объеме (коэффициенты пропорциональности $k_{\text{вт}}$, $k'_{\text{вт}}$ и $k_{\text{ос}}$, $k'_{\text{ос}}$), что верно, конечно, только в первом приближении. На самом деле выщелачиваемое количество вещества зависит еще от концентрации его, имеющейся в растворе (в насыщенном веществом растворе растворение не происходит), а поглощаемое — от того, насколько насыщена им твердая фаза. Но речные воды, как правило, далеки от насыщения растворенными веществами, не достигается и предел поглощения ими твердой фазы. Поэтому использованные в уравнении выражения можно считать достаточно правильно характеризующими процесс выщелачивания и осаждения веществ.

Два последних члена учитывают изменения количеств растворенного вещества в русловом и подрусловом водных потоках за единицу времени.

За исключением указанного ограничения в выражении фазовых переходов уравнение (1) составлено в достаточно общем виде. Для использования в практических целях его можно значительно упростить. При этом мы будем иметь в виду, что в данном случае нас интересует водный поток рассеяния (жидкая фаза), а в нем те его части, которые более доступны для гидрогеохимического опробования. Например, с этой точки зрения получить выражение для концентраций веществ в русловом водном потоке важнее, чем в подрусловом, так как последний редко опробуется.

Русловой и подрусловой потоки взаимосвязаны, между ними происходит обмен, состоящий в том, что часть вод, фильтрующихся через аллювиальные и другие отложения, образующие ложе реки, выклинивается в русло и пополняет собою открытый водный поток, а, с другой стороны, воды из русла могут отклоняться в подземную фильтрацию. Происходит также диффузионный обмен между русловыми и подрусловыми водами. Поэтому два первых члена можно заменить следующим образом:

$$\frac{\Delta(\bar{u}s\bar{C})}{\Delta x} + \frac{\Delta(\bar{u}'s'\bar{C}')}{\Delta x} = \frac{\Delta(\alpha\bar{u}s\cdot\beta_1\bar{C})}{\Delta x}.$$

Коэффициент α зависит от соотношения между русловым и подрусловым стоком. Если сток осуществляется только через открытое русло, то $\alpha = 1$, в других случаях $\alpha > 1$. Коэффициент β_1 обозначает пропорциональность между содержаниями вещества в русловом и подрусловом потоках ($\bar{C}' = \beta_1\bar{C}$). Приблизительно такую пропорциональность можно принять, так как указанные содержания изменяются согласованно. Величина β_1 может меняться вдоль потока, но мы сделаем предположение, что эти изменения не имеют большого значения, что дает возможность вынести β_1 из-под знака приращения.

В приведенном виде уравнение (1) включает концентрации веществ в переносимых рекой взвешенных и влекомых наносах (C_T) и аллювиальных отложениях (C'_T), и использование его требует данных по этим концентрациям. Но желательно получить выражение, на основе которого можно производить оценку по концентрациям только в одной фазе (речной воде). Поэтому концентрации в подвижной и находящейся в состоянии отложения твердой фазе требуется заменить через концентрацию в воде (русловом потоке). Это можно сделать, приняв, как и в отношении русловых и подрусловых вод, предположение о взаимосвязи концентраций вещества в различных составляющих потока рассеяния.

Заменяем: $\bar{C}_T = \beta_2\bar{C}$; $\bar{C}'_T = \beta_3\bar{C}$. Тогда члены уравнения, учитывающие взаимодействие между фазами, можно преобразовать так:

$$(k_{вТsТ}\beta_2\bar{C} + k'_{вТs'Т}\beta_3\bar{C}) + (k_{осс}\bar{C} + k'_{осс}\beta_1\bar{C}) = \varphi\bar{C},$$

где φ — коэффициент, характеризующий фазовые переходы.

Рассматривая последние члены, отражающие изменение потока рассеяния во времени, нужно иметь в виду, что реки отличаются сложным режимом, непостоянством расходов, мутности и содержания растворенных веществ, особенно резко проявляющимся в смене межени и паводков. Учесть эти изменения в математической модели очень трудно. Это связано с тем, что все входящие в уравнение параметры — $u(u')$, $s(s')$, $C(C')$ и т. д. — надо было бы считать переменными не только по длине реки, но и в каждой ее точке во времени.

Для потоков рассеяния в твердой фазе можно выйти из этого затруднения, заменив реальную реку некоторой средней, эквивалентной ей по действию, но отличающейся постоянством параметров. Это допустимо, потому что, хотя река в любое время переносит твердые и растворенные вещества, решающее значение имеет перенос их в определенные периоды, а именно, в паводковые, когда перемещается основная масса веществ и создается в основном их распределение. Применительно к средней реке процесс формирования потока рассеяния можно рассматривать как стационарный.

Такого же результата можно достигнуть и другим путем, выделяя из сложного режима реки отдельные периоды (паводковые, меженные или промежуточные), в рамках которых параметры потоков более или менее постоянны. Этот прием можно применить как к твердой, так и к жидкой фазе.

Для стационарного процесса можно принять \bar{C} и \bar{C}' постоянными во времени, причем, как и раньше, $\bar{C}' = \beta_1 \bar{C}$. Тогда последние члены уравнения преобразуются следующим образом:

$$\frac{\Delta(s\bar{C})}{\Delta t} + \frac{\Delta(s'\bar{C}')}{\Delta t} = \left(\frac{\Delta s}{\Delta t} + \beta_1 \frac{\Delta s'}{\Delta t} \right) \bar{C}.$$

Выражение, стоящее в скобках, характеризует изменение поперечных сечений руслового и подруслового водных потоков во времени, причем с течением времени может меняться соотношение между ними. Например, изменение этого соотношения может происходить от того, что в результате постепенного накопления увеличивается мощность аллювиальных отложений, а поэтому увеличивается и мощность потока просачивающихся через них вод. Накопление аллювиальных отложений определяется динамикой реки, вследствие чего и соотношение между русловым и подрусловым потоками зависит от этого фактора. Это дает основание заменить стоящее в скобках выражение коэффициентом, отражающим динамику. Последние члены уравнения преобразуются в вид $\delta \bar{C}$, где δ — динамический коэффициент.

Произведя замену членов полученными выражениями, имеем из уравнения (1):

$$\beta_1 \frac{\Delta(\alpha \bar{u} s \cdot \bar{C})}{\Delta x} - m \frac{\Delta P}{\Delta x} \Delta H + (\varphi + \delta) \bar{C} = 0.$$

Но $\alpha \bar{u} s$ представляет собой общий сток воды из речного бассейна через русловую и подрусловую потоки. Его можно выразить следующим образом: $\alpha \bar{u} s = vF$, где v — модуль стока (количество воды, стекающей с единицы площади бассейна за единицу времени), F — площадь бассейна. Модуль стока является характерной величиной, широко используемой при описании речных бассейнов. Вообще, он может изменяться по площади бассейна, но в первом приближении его можно принять постоянным и в уравнении вывести из-под знака приращения.

Величина \bar{C} , средняя по поперечному сечению, неудобна, так как она требует опробования во многих точках сечения. Поэтому мы выразим ее через концентрацию C в одной точке, считая, что эти величины пропорциональны между собой ($\bar{C} = \beta_4 C$). Заметим, что воды в реках, особенно небольших, как правило, хорошо перемешаны, поэтому обычно $\bar{C} = C$.

Наконец, переходя к концентрациям, получаемым путем опробования, необходимо ввести поправку на фон, который не учитывался при введении уравнения, т. е. величину C следует заменить на $C - C_\Phi$.

В результате получаем

$$\beta_1 \beta_4 v \frac{\Delta [F(C - C_\Phi)]}{\Delta x} - m \frac{\Delta P}{\Delta x} \Delta H + \beta_4 (\varphi + \delta) (C - C_\Phi) = 0,$$

а в окончательном виде

$$\Delta P' - \frac{1}{k'} \Delta P + g(C - C_\Phi) \Delta x = 0, \quad (2)$$

где P' — продуктивность потока рассеяния, под которой понимается произведение концентраций элемента за вычетом фона на соответствующую данной точке площадь бассейна (ΔP — приращение продуктивности); k' и g — коэффициенты, причем

$$\frac{1}{k'} = m \frac{\Delta H}{v} \cdot \frac{1}{\beta_1 \beta_4}; \quad (3)$$

$$g = \frac{1}{v \beta_4} (\varphi + \delta). \quad (4)$$

Такое же выражение получится, если мы преобразуем исходное уравнение применительно к подрусловому потоку, т. е. уравнение выведено в общем виде и может быть использовано для различных частей потока рассеяния.

Члены в уравнении (2) сохраняют прежнее значение. Первый член выражает транспортную способность реки по отношению к рассматриваемому веществу, в данном случае в жидкой фазе. Второй член характеризует принос вещества из источника потока рассеяния. Стоящий при нем коэффициент k' зависит от отношения скорости денудации к модулю жидкого стока, определяющего меру разбавления водного потока рассеяния, и от доли вещества, поступающего в реку в жидкой фазе; коэффициенты β_1 и β_4 учитывают, какая часть потока и в каком месте поперечного сечения опробована. Третий член отражает динамику реки и происходящие в ней фазовые переходы, входящий в него коэффициент g может быть назван фазодинамическим.

РАСЧЕТНЫЕ ФОРМУЛЫ И ПРИМЕРЫ ОЦЕНКИ

На основе выведенного уравнения можно определить ΔP по интервалам, для которых имеются данные опробования, а путем их суммирования — общую продуктивность месторождения P . Для этого уравнения (2) следует написать в виде

$$\frac{1}{k'} \Delta P = \Delta P' + g(C - C_{\Phi}) \Delta x. \quad (5)$$

Если величина k' не известна, продуктивность месторождения может быть выражена в условных единицах, значимость которых не определена:

$$\Delta P_{\text{усл}} = \Delta P' + g(C - C_{\Phi}) \Delta x, \quad (5')$$

где

$$\Delta P_{\text{усл}} = \frac{1}{k'} \Delta P.$$

Заметим, что в частном случае, если $g = 0$, формулы (5) и (5') приобретают вид

$$P = k'P'; (P_{\text{усл}} = P'). \quad (5'')$$

Некоторые авторы [Соловов, 1978] оценку по потокам рассеяния предлагают вести по формуле (5''). Но мы видим, что она может быть применена лишь в тех случаях, когда фазовые переходы существенно не влияют на концентрацию вещества в потоке рассеяния, а динамика реки такова, что количество данной фазы в каждой точке потока не меняется с течением времени.

В уравнениях (5) и (5') величины C и C_{Φ} определяются из данных опробования. Δx представляет собой интервал, для которого производится расчет, — им может быть расстояние между двумя соседними точками опробования или любой другой отрезок потока рассеяния. Приращение продуктивности потока рассеяния $\Delta P'$ определяется как разность продуктивностей в конце и в начале расчетного интервала, вычисляемых по формуле:

$$P' = F(C - C_{\Phi}). \quad (6)$$

Величины коэффициента g можно найти для шлейфов потоков рассеяния, где $\Delta P = 0$. При этом условии из формулы (5) следует:

$$g = \frac{-\Delta P'}{(C - C_{\Phi}) \Delta x}. \quad (7)$$

Определение коэффициента g является критическим моментом данного способа оценки продуктивности месторождений. Чтобы получить расчетную формулу в простом виде, мы вынуждены были сделать целый ряд

допущений, приемлемость которых не очевидна. Они касаются главным образом динамики и фазовых переходов в потоках рассеяния и находят отражение в коэффициенте g . Поэтому, если определенные по формуле (7) величины g постоянны или обнаруживают закономерные изменения, можно полагать, что выведенное уравнение правильно описывает поток рассеяния. Если же величины g изменяются беспорядочно, пользоваться уравнением, очевидно, нельзя.

Приведем несколько примеров, показывающих, в какой мере предлагаемые формулы применимы для оценки и как выполняются расчеты. Фактические данные из ранее опубликованной работы [Поликарпочкин, 1976] относятся к потокам рассеяния полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья (район Нерчинского Завода). Оруденение связано здесь главным образом с горизонтами карбонатных пород, перемежающихся с песчано-алевролитно-сланцевыми отложениями. Толща осадочных пород, относящаяся к нижнему палеозою, прорвана малыми гранитоидными интрузиями мезозойского (верхнеюрского) возраста. Рельеф района низкорослый, ландшафт лесостепной.

Падь Столбовая (рис. 2). Известно три полиметаллических месторождения, четвертое можно предположить по данным опробования потоков рассеяния (положение месторождений показано цифрами в кружках). Результаты расчета представлены в табл. 1 и на рис. 2 в графическом виде.

Вследствие неконтролируемых локальных колебаний графики концентраций элементов в потоках рассеяния обычно имеют пилообразный вид. Особенно характерно это для твердой фазы. В водных потоках рассеяния вещества более перемешаны, но и в них часто наблюдаются отклонения от общей кривой концентрации. Поэтому первой операцией, которую приходится выполнять при оценке месторождений по потокам, является сглаживание концентраций (путем скользящего окна, вычисления средних концентраций по нескольким соседним точкам без перекрытия или каким-либо иным способом). На рис. 2 и в табл. 1 представлены уже сглаженные концентрации (средние по трем точкам).

Для каждой расчетной точки (в данном случае таковыми приняты точки вычисления средних содержаний, расположенные большей частью через 0,3 км, а в низовье пади — 0,5—1 км) по топографической карте определяется площадь бассейна и по формуле (6) находится продуктивность потока

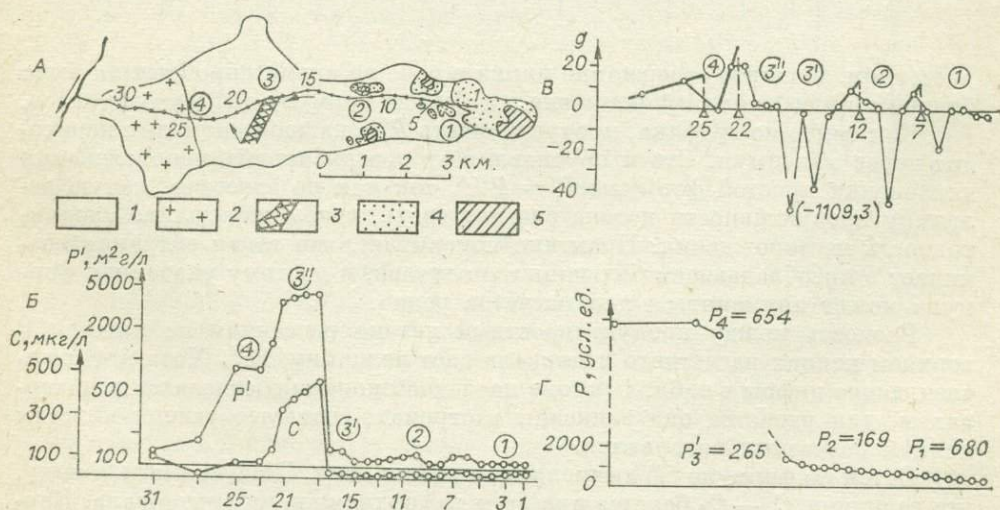


Рис. 2. Водный поток рассеяния цинка в пади Столбовой.

А — план. Графики: Б — содержания Zn в водах и продуктивности потока рассеяния, В — фазодинамического коэффициента g ; Г — продуктивности месторождений. 1 — песчано-сланцевые отложения, известняки; 2 — гранитоиды (Кирейнский массив); 3 — рудная зона; 4, 5 — ореолы рассеяния (4 — бедные, 5 — богатые). Цифрами в кружках показано положение рудоносных участков.

Таблица 1

Падь Столбовая. Расчет продуктивности рудоносных участков по потокам рассеяния, цинк

Номер точек	Концентрация (С), мг/л	Интервал опробования (Δx), км	Площадь бассейна (F ₂), км	Продуктивность потока рассеяния (P') м ² г/л	Приращение продуктивности (ΔP'), м ² г/л	Фазодинамический коэффициент (g), м	Величина g, принятая для расчета, м	Приращение продуктивности коренных месторождений (ΔP), усл. ед.	Сумма ΔP, усл. ед.
1	18		0,97	17,5				272	272
2	17	0,3	1,37	23,3	5,8	-1,1	12	71	343
3	17	0,3	1,77	30,1	6,8	-1,3	12	68	411
4	12	0,3	2,16	25,9	-4,2	0,8	12	57	468
5	9	0,3	2,61	23,5	-2,4	0,7	12	41	509
6	24	0,3	3,06	73,4	49,9	-18,5	12	82	591
7	23	0,3	3,30	75,9	2,5	-0,3	12	89	680
8	5	0,3	3,90	19,5	-56,4	8,2	—	0	P ₁ =680
9	4	0,3	4,80	19,2	-0,3	0,2	—	0	
10	14	0,3	5,20	72,8	53,6	-44,7	14	70	70
11	13	0,3	5,35	69,5	-3,3	0,8	14	56	126
12	10	0,3	5,80	58	-11,5	2,9	14	43	169
13	5	0,3	6,70	33,5	-24,5	8,2	—	0	P ₂ =169
14	5	0,3	6,85	34,3	-0,8	0,5	—	0	
15	5	0,3	7,60	38,0	3,7	-2,5	30	49	49
16	12	0,3	7,95	95,4	57,4	-38,3	30	102	151
17	12	0,3	8,45	101,4	6,0	-1,7	30	114	265
18	450	0,3	9,10	4095	3994	-1109,3	30	4102	P ₃ '=265
19	400	0,3	10,1	4040	-55	0,4	30	3995	4 102
20	370	0,3	10,3	3811	-229	1,9	30	3371	8 097
21	320	0,3	11,0	3520	-291	2,6	30	3039	11 468
22	120	0,3	13,0	1560	-1960	20,4	30	920	14 507
23	60	0,3	13,6	816	-744	20,7	—	0	P ₃ ''=15427
25	60	0,6	14,3	858	42	-1,2	17	654	P ₄ =654
28	10	0,9	15,8	158	-700	13	—	0	
31	5	0,9	18,6	93	-65	7,2	—	0	

рассеяния. Фоновое содержание цинка в воде во время опробования было близким нулю, поэтому поправка на фон в формулу (6) не вводилась.

Как видно из графика, продуктивность P' в каждой аномалии переходит через максимум. Это и обуславливает невозможность использования для оценки простой формулы $P = P'k'$, так как не известно, какую величину продуктивности потока следует взять, чтобы определить продуктивность месторождения. Практика показывает, что такая ситуация возникает в преобладающем большинстве случаев, и поэтому указанная формула может применяться для расчетов редко.

Разность между продуктивностями потока рассеяния на нижнем и верхнем концах расчетного интервала дает величину ΔP'. Хотя эти и последующие цифры в табл. 1 (кроме последней колонки) относятся к интервалам, для удобства они записаны в строках, соответствующих нижним концам расчетных интервалов.

Затем по формуле (7) вычисляются величины g. Следует иметь в виду, что величина C — C_ф берется при этом по верхнему концу интервала. Корректно величины g могут быть определены только в шлейфах потоков рассеяния, где ΔP = 0. Но на этом этапе вычислений мы еще не знаем, какие участки соответствуют шлейфам и какие — головным частям потоков рассеяния. Ориентировочно об этом можно судить по положению максимумов

концентраций или, лучше, продуктивностей потоков рассеяния. Но использование их может привести к ошибочным выводам, так как максимумы возникают не только в связи с наличием месторождений, но и в результате фазовых переходов и по динамическим причинам [Поликарпочкин, 1976]. С другой стороны, понижение концентраций при удалении от максимумов вовсе не означает, что рудный интервал кончился, так как оно может быть связано с другими причинами, например с теми же фазовыми реакциями, но уже с переходом вещества из жидкой фазы в твердую.

Поэтому величины g формально вычисляются для всех интервалов. Предполагается, что на участках шлейфов величины g могут меняться закономерно, а в головных частях потоков, где вычисление g некорректно, он может характеризоваться беспорядочным разбросом или иным ходом изменения величин. Действительно, это предположение оправдывается. На рис. 2, B интервалы графика g , соответствующие шлейфам, показаны жирной линией. Все они расположены в положительной области и наклонены влево (т. е. уменьшаются вниз по течению), хотя и под разными углами.

Переход графика в отрицательную область означает, что продуктивность потока в начальной точке интервала больше, чем в конечной. В данном случае это соответствует вступлению на новый рудоносный участок долины. Поэтому ветви графика, расположенные ниже линии $g = 0$, нельзя считать принадлежащими шлейфам.

Анализ графиков g позволяет уточнить положение рудных участков. Например, аномалия 3-го участка выглядит на графиках C и P' как единая. Максимум ее, отличающийся очень высоким содержанием цинка в воде (450 мкг/л), расположен в точке 18 и связан с тем, что здесь в ручей изливается вода из старой штольни, вскрывающей рудное тело. Ниже содержание цинка в воде и продуктивность потока рассеяния уменьшаются, но на основании графика g , ход которого отличается от характерного для шлейфов, можно судить, что поступление цинка в ручей, очевидно, за счет подтока грунтовых вод продолжается по крайней мере до точки 22. Дальше вниз по течению графики C и P' обнаруживают перелом между точками 23 и 25, но на этом основании еще нельзя говорить о том, что здесь расположен новый источник цинка. Более резкое изменение g указывает на это с полной определенностью.

В расчетах продуктивности месторождений по формулам (5) и (5') должны быть использованы действительные величины g в головных частях потоков рассеяния. Формально определенные значения g , показанные на рис. 2, B , для этой цели, очевидно, не пригодны. Приближительное представление о величинах g в головах потоков дает изменение их в шлейфах.

Характерно, что каждый шлейф начинается с максимума g , а по мере удаления от месторождения величина его уменьшается. Возврат g вблизи месторождений к максимальным значениям показывает, что в изменении g локальная составляющая преобладает над региональной. Очевидно, она связана с фазовыми переходами веществ. Характер фазовых переходов на протяжении главной части потока рассеяния может меняться, но, имея в виду только количественную оценку их влияния, мы можем в первом приближении ориентироваться на величину g , определяемую для границы головы и шлейфа потока рассеяния. Определение производится путем экстраполяции графика g в шлейфе потока до этой границы. На рис. 2, B точки, для которых сделана экстраполяция, отмечены номерами.

Расчеты ΔP для рудных интервалов, приведенные в табл. 1 (графа 9), сделаны при величинах g , определенных таким образом (графа 8). Величина $C - C_f$ в этих расчетах также принимается по верхнему концу интервала. Продуктивность рудоносных участков (графа 10) находится путем суммирования ΔP отдельных интервалов.

Исток ручья начинается на некотором расстоянии от вершины долины, поэтому продуктивность оруденения на участке верховья указанным

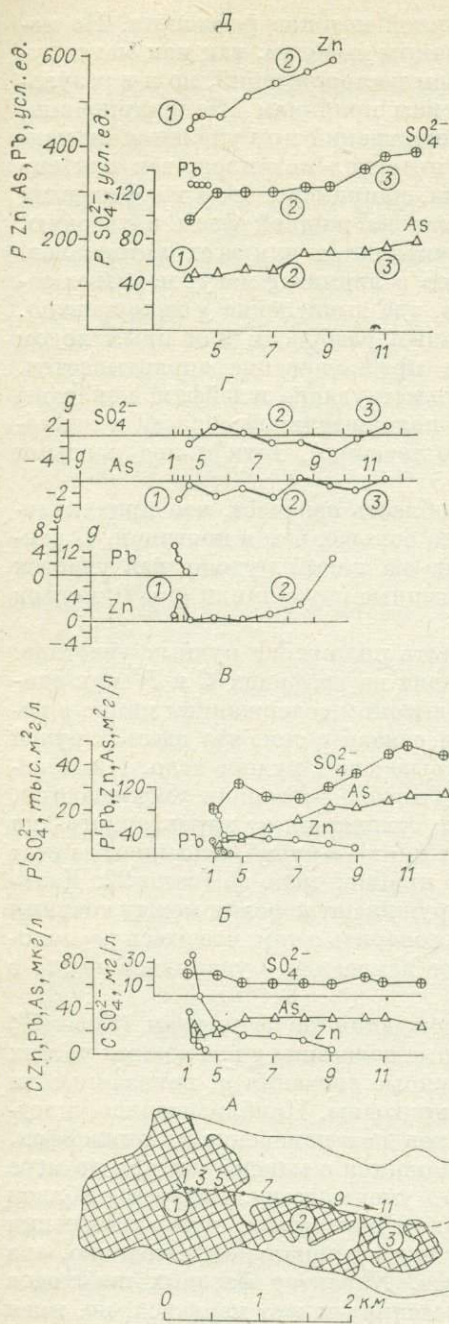


Рис. 3. Водный поток рассеяния в пади Монастырка. А — план (заштрихована площадь ореолов рассеяния). Графики: Б — содержание элементов в водах ручья; В — продуктивности потока рассеяния; Г — фазодинамического коэффициента g ; Д — продуктивности месторождений. Цифры в кружках — участки.

большими отклонениями, увеличиваются по течению.

В верхней части пади, вблизи указанного источника, для цинка и свинца обнаруживаются шлейфы потоков рассеяния с таким же уменьшением коэффициента g вниз по течению, как и в пади Столбовой. Это указывает на то, что хотя мы и находимся здесь в пределах обширного ореола, поступление Zn и Pb в растворе временно прекращается. Ниже по течению,

выше способом подсчитать нельзя. Она определена условно, исходя из предположения, что приращение продуктивности ΔP на всем протяжении истока ручья до вершины долины остается таким же в расчете на единицу длины, как на верхнем интервале опробования по ручью.

На рис. 2, Г представлен кумулятивный график продуктивностей, начиная от вершины долины. Как это и должно быть, на рудных интервалах долины суммарная продуктивность P увеличивается, а в шлейфах остается постоянной. Продуктивность отдельных участков обозначена на графике цифрами.

Падь Монастырка (рис. 3). Наиболее значительное оруденение находится в верховья пади, что видно по ореолу рассеяния, занимающему здесь большую площадь. Но и ниже по течению имеются рудопроявления, расположенные в приводораздельной части правого склона, откуда к тальвегу долины спускаются ореолы. В водах Монастырки определялся ряд элементов — цинк, свинец и мышьяк, а также сульфат-ион. Для самой нижней части пади данные отсутствуют, так как во время опробования русло ручья было здесь сухим.

Цинк и свинец образуют резко выраженную аномалию, связанную с источником подземных вод, выходящим в верховье пади. Вниз по течению содержания цинка и особенно свинца быстро уменьшаются. Совершенно иным поведением отличаются мышьяк и сульфат-ион — содержания их не испытывают существенного изменения вниз по течению. Различие между двумя парами элементов отмечаются и по графикам продуктивности потоков рассеяния. Продуктивности Zn и Pb образуют максимум в верховье, а As и SO_4^{2-} непрерывно, с не-

вплоть до окончания 2-го аномального участка, величина g сначала колеблется около нуля, а затем увеличивается. Это означает, что цинк непрерывно поступает в поток рассеяния. Свинец же после верхней аномалии так и не появляется в потоке. Таким образом, хотя графики концентраций Pb и Zn внешне похожи, анализ коэффициентов g показывает, что поведение этих элементов различно. Отсутствие привноса свинца связано, очевидно, с тем, что он теряется подземными водами на пути их фильтрации к дренажу.

Графики g для As и SO_4^{2-} отличаются тем, что они располагаются в отрицательной области. В них выделяются интервалы с закономерным изменением g . Они приходятся на участки, где ореолы рассеяния испытывают разрывы и обозначают, вероятно, шлейфы потоков рассеяния. В данном случае изменение g в шлейфах характеризуется постепенным увеличением этого коэффициента по мере удаления от источников потоков рассеяния. В головных частях потоков коэффициент g каждый раз возвращается к значению около нуля. По графикам g головные части и шлейфы потоков рассеяния не всегда совпадают для разных элементов, границы их несколько смещены, но это может объясняться зональностью источников или неточностями подсчетов.

Продуктивности месторождений вычислены так же, как и в предыдущем случае. Величины g на рудных интервалах приняты по значению их на границе со шлейфами. Для As и SO_4^{2-} они взяты равными нулю. Продуктивность участка до начала потока рассеяния определена при такой же величине $\frac{\Delta P}{\Delta x}$, как в верхней части потока.

Падь Горный Зерентуй (рис. 4). В пади известно большое число рудопроявлений, часть которых эксплуатировалась в прошлом. Месторождение, находящееся вблизи верховья ручья, и зона минерализации, обозначаемая серией вторичных ореолов рассеяния в его нижнем течении, повышенными концентрациями элементов в водном потоке не отмечаются (слабо отражаются они и в твердой фазе потока рассеяния).

Резко выраженная аномалия цинка и мышьяка находится в среднем течении ручья. Цинк образует максимум в начале аномалии, а затем содержание его уменьшается. Содержание мышьяка непрерывно увеличивается вниз по течению вплоть до приустьевой части долины, где оно стабилизируется на одном уровне.

Опробование притоков, впадающих в главный ручей слева, показало, что эта аномалия не связана с рудопроявлениями, залегающими в левобережной части бассейна. Не дала результата и площадная металлометрическая съемка, проведенная в нижней части склонов, и пока не найдено каких-либо признаков техногенного происхождения аномалии. Возможно, что источник ее залегает непосредственно под аллювиальными отложениями аномального участка долины.

График фазодинамического коэффициента g для мышьяка характеризуется тем, что, как и по пади Монастырка, он располагается в отрицательной области. В головной части потока коэффициент g увеличивается, а ниже по течению уменьшается и это означает, по-видимому, переход к шлейфу. Непосредственно ниже точки 10 ход графика g мышьяка не ясен из-за большого интервала между пробами, анализировавшимися на As, но можно полагать, что головная часть потока рассеяния распространяется дальше этой точки. На интервале точек 13—15 ход графика g мышьяка снова изменяется, что соответствует поступлению вещества от указанной выше зоны минерализации нижней части долины, хотя, как мы отмечали, непосредственно по концентрации это поступление нельзя отметить.

График g цинка, как и в других случаях, располагается в положительной области, причем на всем протяжении того интервала аномалии, где цинк присутствует в определенных количествах, значения g увеличиваются и характерного перехода к шлейфу не наблюдается. По-видимому, мы

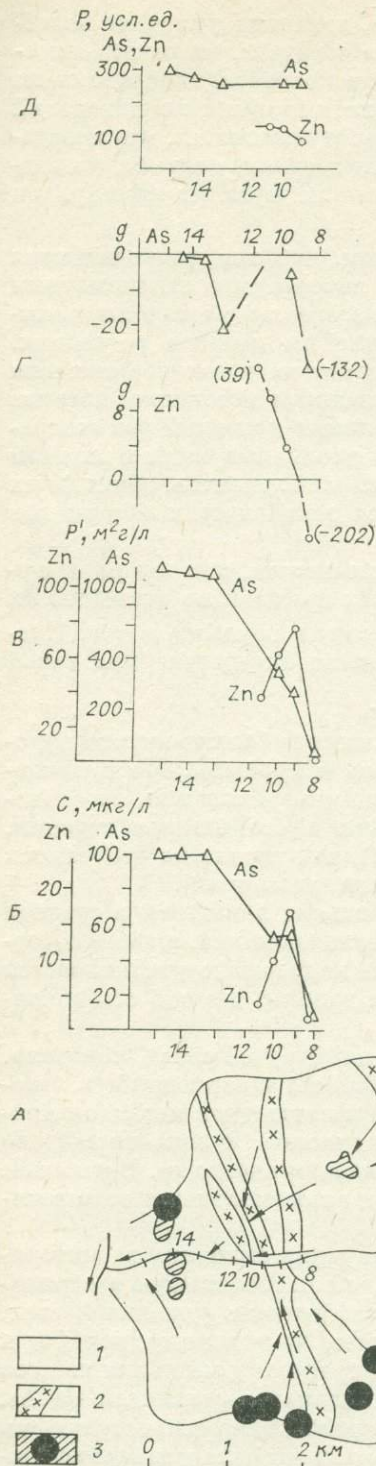


Рис. 4. Водный поток рассеяния в пади Горный Зерентуй.

А — план. Графики: Б — содержание элементов в водах ручья; В — продуктивности потока рассеяния; Г — коэффициент g ; Д — продуктивности месторождений. 1 — песчано-сланцевые отложения, известняки; 2 — дайки гранодиоритов, гранодиорит-порфиры, сениит-порфиры; 3 — полиметаллические месторождения и ореолы рассеяния.

имеем здесь дело только с рудным интервалом, за пределы которого водный поток рассеяния цинка не выходит.

При расчете ΔP величина g мышьяка на обоих рудных интервалах (в средней и нижних частях пади) взята, как и по Монастырке, равной нулю. Для цинка коэффициент g принят равным 12 по аналогии с 1-м участком пади Столбовой, находящимся примерно на таком же расстоянии от вершины долины.

В табл. 2 представлены итоговые данные по всем участкам, для которых проведена количественная оценка. В графах 2 и 3 оценка дана в виде продуктивности (количества элементов на единицу углубки), выраженной в условных единицах. В графах 4 и 5 представлены сравнительные показатели — отношения продуктивностей различных участков к продуктивности участков, принятых за эталон. Для цинка за единицу принята сумма продуктивностей участков Столбовая-1 и Монастырка-1, являющихся частями одного и того же месторождения, промышленного по масштабу. Для мышьяка данные по участку Столбовая-1 отсутствуют, и за эталон принят участок Монастырка-1. Следует иметь в виду, что цена условных единиц для цинка и мышьяка различна и поэтому непосредственно по приведенным в таблице цифрам нельзя сравнивать продуктивности двух этих элементов.

Как видно из табл. 2, кроме участков Столбовая-1 и Монастырка-1, по количественной оценке цинка представляют интерес участки Столбовая-3 и -4. Аномалия первого из них разделена на две части, из которых 3'' исключена из оценки, так как высокие содержания цинка на этом интервале имеют, как уже отмечалось, техногенное происхождение. Но из вычисленных величин g следует, что поступление цинка происходит здесь и путем подтока грунтовых вод от месторождения, поэтому исключение аномалии 3'' из подсчета должно привести к занижению оценки. Несмотря на это, полученная цифра продуктивности участков 3 и 4 близка продуктивности месторождения, расположенного в верховьях падей Столбовой и Монастырки.

Следует заметить, что площадь, на которой находятся эти

Оценка рудоносных участков

Участок	Продуктив- ность, усл. ед.		Сравнительный показатель	
	Zn	As	Zn	As
Столбовая-1	680	—	0,6	—
Монастырка-1	476	135	0,4	1
С у м м а	1 156	—	1	—
Столбовая-3'	265	—	0,2	—
Столбовая-3''	15 427	—	—	—
Столбовая-4	654	—	0,6	—
С у м м а (без участка 3'')	919	—	0,8	—
Столбовая-2	169	—	0,15	—
Монастырка-2	105	36	0,1 (0,1)	0,3
Монастырка-3	—	24	(0,1)	0,2
Горный Зерентуй-1	121	250	0,1 (0,7)	1,8
Горный Зерентуй-2	—	38	(0,1)	0,3

Примечание. Цифры в скобках — косвенная оценка цинка (по мышьяку).

месторождения, слабо изучена. Южный фланг рудной зоны участка 3 не разведан. В гранитной интрузии, вскрытой нижней частью пади, известны небольшие полиметаллические рудопроявления, но площадь восточнее ее на правом склоне пади покрыта рыхлыми отложениями большой мощности и неясного происхождения, а на левом прорезана логом, по которому тоже развиты рыхлые отложения повышенной мощности.

Второе место, обращающее на себя внимание, находится в средней части пади Горный Зерентуй. Расчет по цинку дает здесь небольшую цифру, но участок выделяется высокой продуктивностью по мышьяку. Мы уже указывали, что источник аномалии находится, возможно, под аллювиальными отложениями долины. Возникновение ее может быть связано с выносом веществ подземными водами по какому-либо тектоническому нарушению или их серии. Участок характеризуется сложным геологическим строением, о нарушении его свидетельствует пересечение осадочных пород магматическими дайками.

Кроме прямой оценки продуктивности по цинку, основанной на содержании его в потоках рассеяния, в табл. 2 для некоторых участков дана косвенная оценка — с использованием мышьяка, исходя из допущения, что соотношение между этими элементами остается примерно одинаковым. Это соотношение может быть определено, например, на участке Монастырка-1, где непосредственно вычислялись продуктивности по обоим элементам. Применение его к участку Монастырка-2 дает цифру, совпадающую с прямой оценкой. Косвенная оценка участков Монастырка-3 и Горный Зерентуй-2, где прямая оценка невозможна из-за отсутствия аномалий цинка в воде, указывает на небольшие продуктивности по цинку, как и по мышьяку. Но на участке Горный Зерентуй-1 косвенный расчет дает цифру продуктивности цинка гораздо большую, чем определенная прямым путем, что также повышает к нему интерес.

ОБОБЩЕННЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ ПРОЦЕССОВ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ПОДСЧЕТЫ

Необходимо обратить внимание на некоторые моменты, связанные с применением коэффициентов k' и g в расчетах. Они представляют интерес и с той точки зрения, что характеризуют процессы, происходящие на скло-

нах и в реках, что могут быть использованы в качестве обобщенных показателей этих процессов.

Коэффициент k' выступает в формулах как коэффициент пропорциональности между количеством вещества в источнике и продуктивностью его потока рассеяния. При объемном выражении концентраций он представляет собой безразмерную величину, а при процентном — имеет размерность плотности (ML^{-3}).

Значение его как обобщенного показателя процессов сводится к тому, что он учитывает ту часть процессов, которая протекает на склоне. Через параметр t на величину k' влияют свойства химических элементов, их форма нахождения в рудном теле и его ореоле, тип месторождения и вмещающих горных пород, определяемый климатом и рельефом характер выветривания, ландшафтно-геохимические условия т. п. Отношение $\Delta H/v$ дает меру разбавления потока рассеяния атмосферными осадками. В данном случае речь идет о водном потоке рассеяния, а если иметь в виду склоновые процессы, то о переносе веществ в поток со склона в растворенном состоянии, и коэффициент k' характеризует водную миграцию элементов на склоне в ее суммарном виде, в каком она оформляется к моменту вступления вод в реки. Величина k' будет разной для различных элементов, типов месторождений, геологических обстановок и ландшафтных условий.

Как мы уже указывали, k' может быть найден путем опробования эталонного месторождения с известными запасами. В этом случае все величины, входящие в уравнение (5), могут быть определены из имеющихся данных и его можно решить в отношении k' .

Подчеркнем еще один важный момент, заключающийся в том, что значение k' зависит от положения месторождения в рельефе. Это связано с влиянием положения в рельефе на скорость денудации месторождения и меру разбавления выносимых из него веществ продуктами выветривания с окружающих площадей. С этой точки зрения благоприятно положение месторождений на активно денудированных склонах и водоразделах и неблагоприятно — в понижениях рельефа (долинах), а также на плоских водоразделах, представляющих собой остатки древних пещленов, слабо денудированные до тех пор, пока они не попадают в сферу действия процессов, опирающихся на новый базис денудации.

Вследствие зависимости интенсивности денудации от рельефа месторождения, расположенные в неблагоприятных условиях, получают при подсчетах заниженную оценку. Но можно полагать, что для большей части площадей, характеризующихся примерно одинаковой интенсивностью денудации, получаются сопоставимые цифры. Возможность же заниженных оценок, связанных с указанным фактором, следует подвергать специальному анализу.

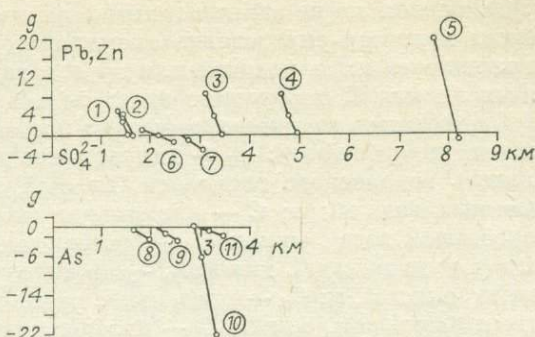
Коэффициент g характеризует процессы, происходящие в самом потоке рассеяния (в реке). Размерность его равна длине (L). Смысл коэффициента раскрывается следующим образом.

Если $g = 0$, то фазовые переходы веществ не играют роли при образовании потока рассеяния, а динамика потока такова, что не происходит увеличения его поперечного сечения (накопления изучаемой фазы) с течением времени. В этом случае формирование потока рассеяния сводится к поступлению веществ со склонов, смещению их в реке и переносу вниз по течению без задержки. При $g = 0$ формулы (5) и (5') принимают вид (5''), указывающий на простую пропорциональность между P и P' .

Коэффициент g дает поправку на отклонение величин P в результате происходящих в реке процессов и в зависимости от динамики реки. Как видно из фактических данных, поправка может быть с положительным и отрицательным знаком. В первом случае процессы таковы, что происходит удаление вещества из изучаемой фазы или его задержка в результате постепенного накопления в реке. Элементами, для которых это характерно, являются цинк и свинец. Отрицательная величина g означает, что форми-

Рис. 5. Совмещенные графики фазодинамических коэффициентов.

Цифры в кружках: 1 — падь Монастырка, участок 1 (Pb); 2 — падь Монастырка, участок 1 (Zn); 3 — падь Столбовая, участок 1 (Zn); 4 — падь Столбовая, участок 2 (Zn); 5 — падь Столбовая, участок 4 (Zn); 6 — падь Монастырка, участок 1 (SO_4^{2-}); 7 — падь Монастырка, участок 2 (SO_4^{2-}); 8 — падь Монастырка, участок 1 (As); 9 — падь Монастырка, участок 2 (As); 10 — падь Горный Зерентуй, участок 1 (As); 11 — падь Монастырка, участок 3 (As).



рование потока рассеяния сопровождается поступлением вещества в данную фазу из других. Это отмечается для мышьяка и серы (сульфат-иона).

На рис. 5 представлены все данные по величинам g , определенным в шлейфах потоков рассеяния. Здесь наглядно изображается расположение коэффициентов g двух указанных групп (Zn, Pb и As, SO_4^{2-}) в различных областях, положительной и отрицательной. Видны также некоторые другие особенности коэффициента, в частности связанное с фазовыми переходами возвращение значений g к максимуму на каждом рудном интервале (на графиках это отражается в точках, граничных с шлейфом). Вместе с тем имеет значение и составляющая, проявляющаяся по всей длине реки и зависящая от ее динамики. Влияние ее заключается в том, что по мере удаления от вершины долины величины g , с которых начинаются шлейфы, становятся все больше. Следует ожидать также, что в этом направлении возрастает наклон графиков (на рис. 5 это малозаметно из-за недостаточного еще количества данных). И тот и другой эффект может быть объяснен замедлением течения реки по мере продвижения вниз по долине, что сказывается на более полном протекании фазовых переходов.

* * *

Мы показали, что формулы, выведенные из математической модели потоков рассеяния, учитывающей динамику рек и происходящие в них фазовые переходы веществ, пригодны для количественной оценки оруденения. Они представляют интерес и в том отношении, что из них можно получить некоторые обобщенные, притом количественные, показатели, характеризующие поведение элементов на склоне и в реке.

Приведенные выше расчеты выполнены вручную, в настоящее время они переводятся на машинную программу. Автоматизированная программа обработки данных по потокам рассеяния на ЭВМ с использованием охарактеризованной в настоящей статье математической модели предусматривает машинное построение карт продуктивности оруденения в коренном залегании взамен обычно отстраиваемых карт концентраций элементов в опробуемой среде. Ручной подсчет сохранит свое значение в качестве оперативного.

С. П. АЛБУЛ

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РУДОПОИСКОВОЙ ГИДРОГЕОХИМИИ

Основным и единственным поисковым параметром при геологическом методе, наиболее распространенном и известном, является обнаружение в пределах перспективной площади обломка (любого размера) рудного минерала.

Основным, но не единственным параметром при гидрогеохимических поисках является определение аномального содержания металла (одного или комплекса их) в роднике или другом водопункте. При интерпретации водных аномалий необходимо знать целый ряд параметров.

В результате гидрогеохимических исследований в пределах поисковой площади определяются: \rightarrow — направление движения подземных вод; h — мощность водоносного горизонта (пласта), м; V — скорость фильтрации подземных вод, м/сут; C — аномальная концентрация рудного элемента (в ореольной воде), мкг/л; C_n — наибольшая концентрация рудного элемента (в рудной воде), мкг/л; h_0 — эффективная мощность водоносного горизонта (пласта), м; C_0 — предельное насыщение водного раствора данным рудным элементом, мкг/л; D — коэффициент фильтрационной диффузии, м²/сут; σ — показатель выщелачиваемости, 1/сут; γ — показатель поглощаемости, 1/сут.

Для того чтобы рассчитать расстояние от аномального родника до рудного тела, создающего водный ореол, необходимо решить уравнение фильтрационной диффузии, используя при этом граничные условия, отвечающие гидрогеологическим условиям и геологическому строению конкретной поисковой площади. Уравнения фильтрационной диффузии и сорбции в наиболее важных в практическом отношении случаях будут следующие.

1. Диффузионный процесс происходит в условиях плановой одномерной фильтрации через трубообразное или линзообразное рудное тело

$$D_1 \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + D_2 \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} = V_x \frac{\partial C}{\partial x} + \beta(C - S), \quad (1)$$

где β — кинетический коэффициент; S — равновесная концентрация элемента в воде. При $\beta \rightarrow \infty$ возникает равновесная сорбция и $S \rightarrow 0$ — неравновесная необратимая сорбция;

2. Диффузионный процесс происходит в условиях плоской одномерной фильтрации (в разрезе), когда в основании подземного потока залегает рудная залежь (тело) либо на локальном участке, либо на большей площади

$$D_1 \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + D_2 \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} = V_x \frac{\partial C}{\partial x} + \beta(C - S). \quad (2)$$

Если диффузионный процесс в направлении фильтрационного потока незначительный, то формулы (1) и (2) соответственно упрощаются:

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} = V \frac{\partial C}{\partial x} + \beta(C - S) \quad (3)$$

и

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} = V \frac{\partial C}{\partial x} + \beta(C - S). \quad (4)$$

3. Диффузионный процесс происходит в условиях одномерной фильтрации в направлении оси OX , через рудное тело неограниченной длины

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} = V \frac{\partial C}{\partial x} + \beta(C - S). \quad (5)$$

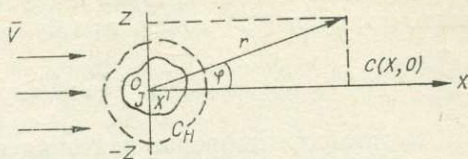
4. Одномерный диффузионный процесс происходит в бассейне подземных вод, в основании которого залегает рудная залежь (тело):

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} = \beta(C - S). \quad (6)$$

Решением уравнений (1)–(6), как известно, будет функция $C = f(x, y, z)$ при установившемся природном процессе, удовлетворяющая в пределах водных ореолов рассеяния этим дифференциальным уравнениям.

Рис. 1. Схема подземного плоского потока в условии одномерной фильтрации вдоль оси ОХ через трубообразное пространство.

I — рудное тело здесь и на рис. 2. \bar{V} — скорость фильтрации; X, Z — координаты; C_H — концентрация металла в рудной воде, мг/л здесь и на рис. 2. $C(x, 0)$ — концентрация металла в ореольной воде вдоль оси ОХ.



При неустановившемся природном процессе в правую часть дифференциальных уравнений необходимо добавить член, учитывающий изменение концентрации во времени, т. е. $\partial c/\partial t$, а при более сложных сорбционных изменениях надо заменить члены $\beta(C - S)$ на $\partial N/\partial t$, где N — количество рудного элемента, поглощенного единицей поверхности сорбента. Тогда, например, уравнение (1) будет иметь вид

$$D_1 \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - D_2 \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} = \frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial N}{\partial t} + V_x \frac{\partial C}{\partial x}. \quad (7)$$

Решением уравнений, учитывающих параметры t и N , будет функция $C = f(x, y, z, t, N)$. Однако подавляющее большинство водных ореолов рассеяния в геологическом отношении являются установившимися, и при дальнейших наших расчетах будем считать, что $\partial c/\partial t = 0$, а $\partial N/\partial t$ будет заменено на γC , где γ — эмпирическая константа, учитывающая потерю микроэлемента из подземных вод (показатель поглощаемости).

Обоснованными решениями уравнений (1) — (6) будут те, в которых наиболее полно отражены гидрогеохимические условия, полученные в результате исследований. Для количественных прогнозов гидрогеохимические условия должны быть представлены в виде расчетных схем, построение которых определяется начальным и граничным условиями или в совокупности с краевыми условиями.

Пример. В условиях одномерной фильтрации через трубообразное (полиметаллические трубы) рудное тело распределение металла в подземном потоке будет подчиняться следующему уравнению (рис. 1):

$$D \left(\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \right) = V \frac{\partial C}{\partial x} + \gamma C \quad (8)$$

или

$$\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - \frac{V}{D} \frac{\partial C}{\partial x} - \frac{\gamma}{D} C = 0. \quad (9)$$

Искомая функция $C(x, z)$ должна удовлетворять следующим условиям:

$$r = r_0; C = C_H; \quad (10)$$

$$r \rightarrow \infty; C = 0. \quad (11)$$

С учетом раздела математики «дифференциальные уравнения в частных производных» решением уравнения (9) будет формула

$$C(x, 0) = C_H \cdot l^{(x-x') \frac{V}{2D}} \cdot l^{(x'-x) \sqrt{\frac{V^2+4D\gamma}{2D}}} \cdot \sqrt{\frac{x'}{x}}, \quad (12)$$

где все обозначения упомянуты выше.

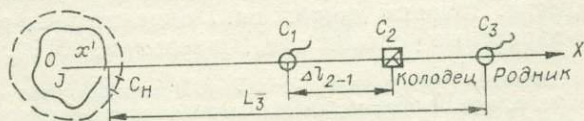


Рис. 2. Схема определения расстояния L_3 от третьего водотока в ореольных водах до рудного тела, м. C_1, C_2, C_3 — содержание металла в ореольной воде, мг/л (или аномальное содержание микроэлемента в опробованных водопунктах); Δl_{2-1} — расстояние между первым и вторым водопунктами, м.

С учетом схемы, которая может возникнуть при полевых исследованиях, формулу (12) можно преобразовать в формулу (рис. 2):

$$L_3 = C_n \cdot \Delta l_{2-1} \cdot \ln \frac{C_n}{C_3} \left| \ln \frac{C_1}{C_2} \right. \quad (13)$$

Подставляя цифровые значения в формулу (13), находим искомую величину. Учитывая конкретные гидрогеохимические условия перспективных площадей, расположенных в различных рудных районах СССР, можно получить расчетные формулы. Представление о миграции металла в подземных водах есть теоретическая основа гидрогеохимического метода поисков, который в комплексе с другими геологопоисковыми методами облегчает решение чрезвычайно трудной проблемы обнаружения рудного тела или месторождения.

А. И. ПЕРЕЛЬМАН

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ — ГЛАВНЫЙ ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ПАРАМЕТР ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА

Огромный объем информации, получаемый при гидрогеохимических поисках, определяет исключительно важное значение систематики данных анализов подземных вод, в первую очередь подземных вод зоны гипергенеза *. Этот вопрос, как известно, детально разработан в гидрогеологии, которая располагает десятками различных классификаций подземных вод по их химическому составу (О. А. Алекина, В. И. Вернадского, А. М. Овчинникова, Е. В. Посохова, Н. И. Толстихина, Ч. Пальмера и др.).

Наибольшее распространение получили классификации, основанные на величине общей минерализации вод (пресные, соленые, рассольные и прочие) и их ионный шестикомпонентный состав (гидрокарбонатно-кальциевые, хлоридно-натриевые и др.). Это, несомненно, связано с практическим использованием данных анализов для решения вопросов питьевого и технического водоснабжения, мелиорации. При гидрогеохимических поисках подземная вода изучается с других позиций — как среда миграции химических элементов, и это определяет необходимость иного подхода к систематике вод. Под геохимическими принципами систематики вод мы предлагаем понимать их систематику по условиям миграции химических элементов.

Химические элементы столь различны по своим свойствам, что систематика, хорошо отражающая условия миграции одной группы элементов, например галогенов, может оказаться неприемлемой для классификации вод по условиям миграции другой группы, например халькофильных металлов. В дальнейших построениях учитываются преимущественно условия миграции рудных элементов и их важнейших спутников. Геохимическая классификация вод должна учитывать помимо их общей минерализации и ионного состава также качество и количество растворенного органического вещества, газовый состав вод, окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные условия вод [Перельман, 1979]. Задача, следо-

* Термин «гипергенез» трактуется по-разному. В данной статье — по А. Е. Ферсману (1922, 1934), т. е. используется для обозначения всех геохимических процессов верхней части земной коры с термодинамическими условиями (P и T), близкими к условиям земной поверхности (температура не более 40°C). Зона гипергенеза в основном относится к биосфере, но совпадает с ней не полностью, так как в биосфере есть участки с температурой около 100°C , где развивается деятельность термофильных бактерий (термальные воды биосферы). С другой стороны, в зоне гипергенеза есть и абиогенные системы (части ледяных щитов, отдельные участки криолитозоны).

вательно, сводится к тому, чтобы среди этих геохимических параметров выделить ведущие, которые должны быть положены в основу систематики.

В биосфере и зоне гипергенеза важнейшей геохимической силой, как известно, служит живое вещество [Вернадский, 1926, 1927]. Главнейшие геохимические черты подземных вод прямо или косвенно обусловлены биогенной миграцией. На них или непосредственно влияет деятельность бактерий, населяющих воды, или они связаны с миграцией продуктов биологического круговорота — свободного кислорода (фотосинтез), сероводорода (десульфуризация), углекислого газа и HCO_3^- (окисление органических остатков), свободного водорода, метана (деятельность различных бактерий) и т. д. Вместе с тем хорошо известно, что большинство биогеохимических процессов имеет окислительно-восстановительный характер (фотосинтез, разложение органических соединений, десульфуризация, денитрификация и т. д.). Именно поэтому окислительно-восстановительные условия должны быть положены в основу выделения самых крупных таксонов геохимической классификации подземных вод зоны гипергенеза. Эта идея впервые, по существу, была реализована А. М. Овчинниковым в его Гидрогеохимической системе природных вод, где все воды по газовому составу делились на три группы: с газами окислительной обстановки (O_2 , N_2 , CO_2 и др.), восстановительной обстановки (CH_4 , H_2S , N_2 , CO_2 и др.) и метаморфической обстановки (CO_2 и др.). В каждой группе по ионному составу — соотношению катионов и анионов, выделяется 8 классов [Овчинников, 1970]. Принцип деления вод по окислительно-восстановительным условиям, как видим, здесь выдержан не очень строго, так как автор системы исходил из других принципов, чем изложенные нами выше. Поэтому и получилось, что первые две группы выделены по окислительно-восстановительным условиям, а третья — по другому параметру. Но так как третья группа не относится к зоне гипергенеза, то в действительности воды этой зоны А. М. Овчинников разделил на две группы по окислительно-восстановительным условиям. В своих дальнейших построениях нами положены в основу идеи выдающегося гидрогеохимика, но выделяем по окислительно-восстановительным условиям не две группы, а три типа вод. Разделение типов на классы мы также проводим по иным параметрам — не ионному составу, а величине рН.

В химии для характеристики окислительно-восстановительного состояния водных растворов используется величина Eh. Этот показатель нашел широкое применение и в геохимии [Гаррелс, Крайст, 1968; Стацук, 1968; Щербаков, 1968; Щербина, 1972; и др.]. На данной основе стали выделять ультраокислительную, окислительную, слабо окислительную, окислительно-восстановительную, восстановительную и другие среды водной миграции химических элементов. Автор полагает, что кроме величины Eh, важно учитывать природу потенциалазадающего компонента. Это позволило все воды зоны гипергенеза разделить на три типа. Первый тип — кислородные воды с окислительной средой. Свободный кислород В. И. Вернадский назвал самым могучим деятелем из всех химических агентов земной коры. Если воды содержат свободный кислород, то в них возможны реакции окисления многих элементов. Последние в таких водах часто находятся в высоких степенях окисления (Fe^{3+} , Mn^{4+} , U^{6+} , S^{6+} , V^{5+} , Se^{6+} и т. д.). В кислородных водах возможна деятельность аэробных микроорганизмов; энергично окисляющих растворенное органическое вещество и многие минеральные соединения. Большинство кислородных вод резко неравновесны, так как они содержат сильный окислитель — свободный кислород и сильные восстановители — растворенные органические вещества. Поэтому химические элементы в подобных водах могут находиться в разных степенях окисления (например, железо и в форме Fe^{3+} , и в форме Fe^{2+}). Восстановлению также способствует понижение рН (в сильноокислых водах зоны окисления сульфидных руд железо находится

в форме Fe^{2+}), а окислению местами препятствуют низкие температуры (например, в криолитозоне).

Таким образом кислородные воды — это крупный таксон геохимической классификации — тип вод, который в свою очередь может быть расчленен на классы, роды, виды и т. д. В качестве следующего параметра мы выдвигаем щелочно-кислотные условия вод, выделяя 4 класса вод по величине pH: сильнокислые, кислые и слабокислые; нейтральные и слабощелочные и сильнощелочные [Перельман, 1977, 1979]. Дальнейшее разделение в пределах классов следует проводить по ионному составу (гидрокарбонатно-кальциевые, хлоридно-сульфатно-натриево-магниевые и т. д.), общей минерализации (пресные, соленые и т. д.), содержанию и составу растворенного органического вещества и другим параметрам. Таксономическое значение этих параметров пока не определено.

Свободный кислород характерен для большинства поверхностных, части грунтовых вод и трещинно-грунтовых вод. В складчатых областях с трещинными водами, на приподнятых крыльях артезианских бассейнов кислород может проникать в глубь земной коры на сотни и даже тысячи метров, обуславливая развитие процессов окисления [Германов, 1955; Бедер и Мукимова, 1972; и др.]. Предполагается, что формирование кислородных вод на больших глубинах возможно также в результате радиолиза [Вовк, 1979].

При отсутствии свободного кислорода в водах создаются восстановительные условия. Термодинамическая обстановка в этом случае, как правило, более равновесна, чем в кислородных водах. В бескислородных водах развивается деятельность анаэробных бактерий, которые выполняют огромную геохимическую работу, окисляя и разлагая органические соединения и восстанавливая минеральные. Восстановительная среда в водах обусловлена содержанием в них H_2S , HS^- и S^{2-} , H_2 , CH_4 и других углеводородов, а также их производных — органических кислот и др., Fe^{2+} , Mn^{2+} и т. д. Для характеристики степени восстановленности среды по величине Eh часто выделяют окислительно-восстановительные, восстановительные, резковосстановительные и прочие обстановки в водах. Однако в геохимическом отношении ведущее значение имеет не столько величина Eh, сколько природа восстановителя. Это привело к выводу о существовании в зоне гипергенеза двух типов восстановительной среды — сероводородной (с H_2S и его производными) и бессероводородной — глеевой [Перельман, 1961, 1968, 1977, 1979].

Огромная геохимическая роль сероводорода в земной коре отмечалась неоднократно. Если в водах содержится H_2S (HS^- , S^{2-}), то многие халькофильные, сидерофильные и литофильные элементы характеризуются низкой миграционной способностью, образуя нерастворимые сульфиды, окислы и т. д. (Fe, Cu, Ni, Co, Zn, Pb, U, Se и т. д.). Поэтому сероводородные воды, как правило, содержат мало рудных элементов. Эти воды по величине pH также могут быть расчленены на 4 класса, а в пределах классов — на роды и виды по ионному составу, общей минерализации и другим параметрам.

Сероводородные воды встречаются на земной поверхности (например, в солончаках), но более характерны они для глубоких частей зоны гипергенеза, особенно для артезианских бассейнов.

Понятие о глеевой обстановке в подземных водах, об особом типе глеевых вод было обосновано автором [Перельман, 1961]. Глеевые воды формируются там, где разложение органических веществ протекает без доступа свободного кислорода и, как правило, при низком содержании SO_4^{2-} в воде. Это определяет невозможность или слабое развитие десульфуризации, отсутствие H_2S , HS^- , S^{2-} или их низкое содержание. Продуктами анаэробных микробиологических процессов являются метан и другие органические соединения, H_2 , Fe^{2+} , Mn^{2+} и другие восстановленные формы элементов. Двухвалентные железо и марганец легкоподвижны, в связи с чем

глеевые воды часто обогащены железом («железистые воды»), содержат повышенные количества марганца. Эти воды нередко обогащены и растворенным органическим веществом, в комплексе с которым мигрируют Cu, Ni, Pb, Zn, Fe, Au и прочие металлы. Поэтому глеевая обстановка благоприятна для миграции многих рудных элементов, малоподвижных в сероводородной среде. Это и позволяет говорить о двух противоположных типах восстановительной среды — глеевой (благоприятной для миграции большинства металлов) и сероводородной (неблагоприятной).

Существенно, что в глеевых водах металлы мигрируют в комплексе с органическими соединениями, в связи с чем интенсивность их миграции часто слабо зависит от химических свойств, в частности от такого параметра, как радиус иона. Поэтому интенсивность миграции столь различных по свойствам металлов, как медь, свинец, цинк, никель, золото, в глеевых водах может быть одинаковой.

Глеевые воды также делятся на 4 класса по величине рН, а в пределах классов могут быть расчленены по ионному составу, общей минерализации, качеству и составу органического вещества и другим параметрам. Глеевые грунтовые воды очень характерны для ландшафтов гумидного климата, особенно для тундровых, таежных и тропических равнин, для многих пластовых вод, для трещинных вод в изверженных породах. Они господствуют как на земной поверхности, так и на больших глубинах. К глеевому типу, в частности, относятся и хлоридные рассолы артезианских бассейнов.

Глеевые воды ранее изучались не как единая совокупность (особый тип), а как разновидности самых различных гидрохимических типов вод («железистые воды», «глубинные рассолы» и т. д.). Это несомненно затрудняло понимание их геохимической сущности и роли в земной коре. Так только в последние десятилетия было обращено внимание на широкое распространение эпигенетического оглеения в осадочных породах, обязанное деятельности глеевых вод [Перельман, 1961, 1968].

В гидротермах с температурой, не превышающей 150—200°C, также большую роль играют окислительно-восстановительные условия. По этому параметру могут быть выделены кислородные гидротермы (например, в районах современного вулканизма), сероводородные и бессероводородные (аналоги глеевых вод зоны гипергенеза). Возможно, что подобное деление гидротерм также является наиболее важным для их геохимической систематики [Перельман, 1979].

В. К. КИРЮХИН, С. Р. КРАЙНОВ, В. М. ШВЕЦ

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКИХ ФОРМ МИГРАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ

В последнее время все большее внимание геохимиков привлекает необходимость изучения форм миграции элементов с органическими веществами подземных вод. В результате исследований последних лет в подземных водах изучено содержание, основные закономерности распределения органических веществ в подземных водах и состав (рис. 1). Сейчас хорошо известно, что компонентами растворенных органических веществ являются представители всех химических групп (углеводы, белки, жиры) и классов органических соединений (углеводороды, спирты, эфиры, карбоновые кислоты, амины и др.). Общее количество органических веществ, выраженное через $C_{орг}$, в разных типах подземных вод изменяется до сотен миллиграмм на литр. Большинство из содержащихся в подземных водах органических веществ реакционноспособны и вступают во взаимодействие с химическими элементами и их ионами.

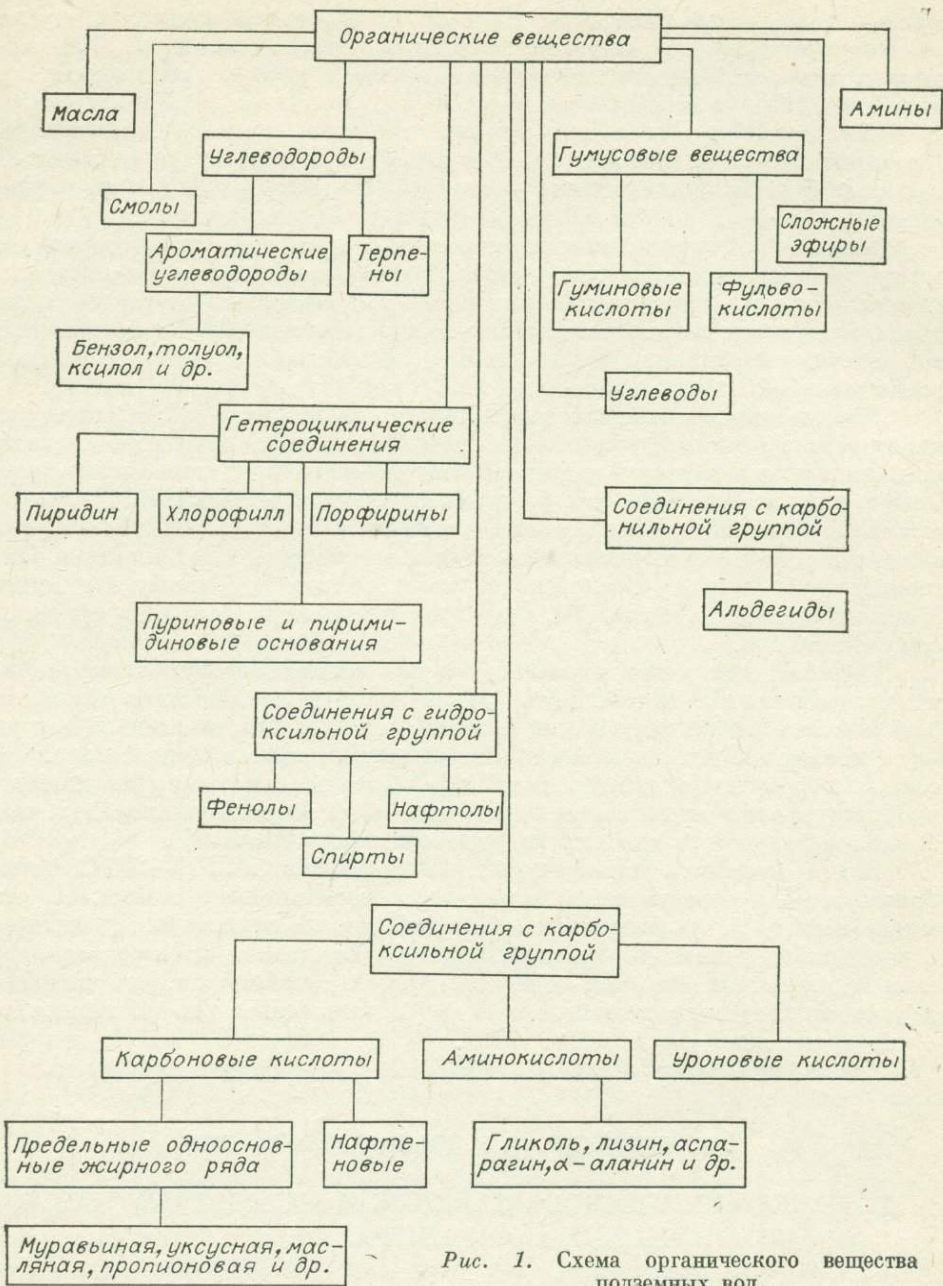


Рис. 1. Схема органического вещества подземных вод.

Основными продуктами взаимодействия ионов с органическими веществами являются комплексные соединения, прочность которых зависит от таких факторов, как строение органического лиганда, тип комплексного соединения и свойства связываемого иона. Все органические вещества подземных вод по склонности к комплексообразованию можно отнести к двум большим группам: монодентантные лиганды, имеющие в строении своих молекул только одну функциональную группу, способную к образованию одной координационной связи, и полидентантные лиганды с несколькими такими группами. К первой группе природных лигандов можно отнести простые карбоновые кислоты, амины, спирты, а ко второй — как относительно простые органические молекулы (дикарбоновые кисло-

ты, кетоксиаминокислоты, сахара и др.), так и полифункциональные гидрофильные молекулы, образующие истинные и коллоидные растворы (гуминовые и фульвокислоты, полипептиды, полисахариды). Особую группу составляют ароматические и непредельные углеводороды, участие которых в реакциях комплексообразования в подземных водах пока проблематично. Из монодентантных лигандов наибольшей комплексообразующей способностью обладают простые карбоновые кислоты и амины. Для полидентантных лигандов преобладающим типом комплексов являются внутрикислотные соединения — хелаты, характеризующиеся большой устойчивостью. Среди группы этих веществ привлекают различные высокомолекулярные гумусовые кислоты — гуминовые и фульвокислоты, которые в некоторых случаях являются основными природными лигандами при комплексообразовании. Это один из широко распространенных классов природных веществ, играющий большую роль в геохимии земной коры.

Фульвокислоты в отличие от гуминовых кислот характеризуются повышенным содержанием кислорода. В их состав входит больше функциональных групп кислого характера, особенно COOH-групп. Кислород в фульвокислотах входит в основном в функциональные группы -COOH, -OH, C-O.

В гуминовых кислотах большая доля кислорода, по-видимому, находится в виде структурных компонентов ядер. Этим, вероятно, объясняется замеченная некоторыми исследователями повышенная активность фульвокислот относительно гуминовых кислот в переносе и концентрировании ряда элементов в водах, почвах и осадочных породах.

Первые данные о константах устойчивости природных органических комплексных соединений элементов свидетельствуют о том, что их устойчивость достаточно велика. Так, порядок констант устойчивости соединений меди, урана, железа с фульвокислотами более 10^{10} .

В геохимическом отношении существование устойчивых растворимых органических комплексных соединений означает смещение равновесий в геохимических процессах в сторону водной фазы. При этом, чем устойчивее комплексное соединение, тем сильнее эти смещения. В итоге имеет место массовая миграция элементов-гидролизатов, а также элементов с переменной валентностью в таких кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условиях, которые для данного элемента, исходя из постулатов неорганической термодинамики, являются запрещенными. Это видно на примере железа (рис. 2). Поле устойчивости иона трехвалентного железа в растворе в соответствии с диаграммой Eh—Ph по Р. М. Гаррелсу (1968) ограничено границами: окислительно-восстановительным потенциалом системы двух-трехвалентного железа, равным +0,771 В, и ординатой pH — 1,76. В присутствии оксалат-ионов потенциал этой системы сдвигается в восстановительную область почти до 0,0 В [Михаэлис, 1936]. Область существования устойчивых форм трехвалентного железа в растворе при этом расширяется почти до pH, равной 7. В присутствии ацетат-ионов, которые широко распространены в

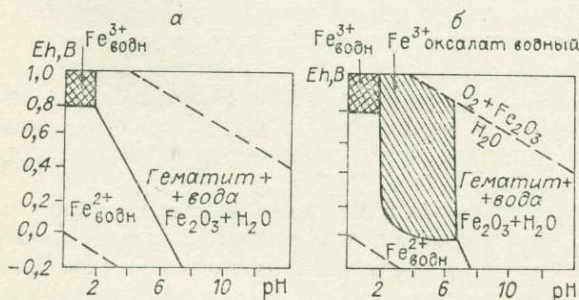


Рис. 2. Диаграмма полей устойчивости гематита и растворимых форм железа.

а — по Р. М. Гаррелсу и Ч. Л. Крайсту (1968); б — в присутствии оксалатных комплексов железа.

природных водах, можно предположить расширение области существования в растворах трехвалентного железа.

Экспериментально также установлено, что существование в подземных водах органических миграционных форм элементов вносит значительные коррективы в кинетику гидрогеологических процессов, ибо в их присутствии изменяется коэффициент массоотдачи, используемый в кинетических уравнениях, характеризующих процессы растворения, выщелачивания, ионного обмена.

Важное свойство ряда элементов — их способность к комплексообразованию с органическими продуктами биохимических реакций. Так, широко известный механизм микробиологического окисления сульфидных минералов тионовыми бактериями предполагает участие в реакциях окисления органических веществ, выделяемых бактериями.

Резкое усиление процесса мобилизации ряда элементов из пород и активизации его миграции в водной среде под влиянием продуктов жизнедеятельности гетеротрофных микроорганизмов является характерной чертой в геохимической истории многих элементов (урана, золота, железа, алюминия, меди, никеля, ниобия и др.).

Кроме того, в настоящее время достаточно твердо установлено, что присутствующие в водах органические вещества оказывают заметное влияние на результаты определения многих элементов. Однако в большинстве применяемых методик, в том числе и регламентирующих качество питьевых вод, это не учитывается. Кроме того, вне поле зрения исследователей остается целая область состояний элементов, имеющих свои собственные геохимические пути миграции, отличные от общеизвестных, основанных на методах неорганической термодинамики. Учет органических форм нахождения элементов в водах может быть достигнут частичным или полным окислением различными реагентами, фотохимическим воздействием или прокаливанием сухого остатка.

Вышесказанным не ограничивается влияние органических веществ подземных вод на геохимические процессы. Например, известно влияние состояния элементов на их биологическую активность, что определяет бальнеологическую роль минеральных лечебных вод, проявление биогеохимических эндемий и др.

Из изложенного следуют два важных вывода.

1. Интерпретация геохимических явлений, связанных с водной миграцией элементов в верхних зонах земной коры (а также прогнозирование этих явлений в различных кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условиях) на основании только методов неорганической термодинамики имеет значительную долю неопределенности.

2. Поскольку миграционные системы «химический элемент — органическое вещество» действуют исторически длительное геологическое время, то реконструкции геологической деятельности подземных вод (например, при формировании осадочных месторождений) без учета геохимической роли органических веществ не могут быть корректными, так как они не адекватны природным процессам.

Аналитическое и экспериментальное изучение органических миграционных форм элементов сопряжено с определенными трудностями, связанными с низкими концентрациями в подземных водах органических веществ и необходимостью сохранения условий природного равновесия в процессе исследований. В изучении данного вопроса применялись методы спектроскопии ЭПР, ИКС, УФ, электронография, экстракция различными органическими растворителями и их смесями, сорбционные и ионообменные методы и др.

При использовании перечисленных выше методов к настоящему времени твердо установлено, что высокомолекулярные кислоты, особенно фульвокислоты, образуют прочные внутрикомплексные соединения с большинством элементов. Однако природа связи фульво- и гуминовых

кислот с элементами изучена еще слабо. В последнее время внимание гидрогеохимиков для изучения комплексообразования с высокомолекулярными гумусовыми кислотами привлек новый эффективный метод разделения вещества, основанный на фракционировании органических веществ по молекулярным весам при фильтрации их водных растворов через гель высокомолекулярного полисахарида — декстрана, получившего название сефадекса. Необходимо заметить, что если большинство методов исследования органических миграционных форм элементов основаны на косвенном их определении или с использованием различных корреляционных зависимостей, то инфильтрация дает прямой и однозначный ответ о комплексообразовании.

Группой сотрудников ГЕОХИ АН СССР с помощью инфильтрации на сефадексах было показано, что железо в поверхностных водах почти целиком находится в виде комплексов с фульвокислотами. То, что многие катионы образуют комплексные соединения со многими органическими лигандами, общеизвестно, но на образование комплексных соединений с природными органическими веществами элементов с резко выраженными аниогенными свойствами, таких как йод, бор и др., имелись лишь косвенные данные. Поэтому нами был применен метод гельфильтрации на сефадексах к установлению возможного комплексообразования с гумусовыми кислотами таких анионов, как йод и фтор. Исследовались как модельные растворы, так и природные воды. Небольшой объем (2—3 мл) исследуемого раствора элюировался через колонку с гелем сефадекса и при анализе элюатов определялись объемы выхода того или иного компонента. Так, на рис. 3 максимум выхода гуминовых кислот составляет 43 мл, а йодид иона — 56 мл. При элюировании йода в присутствии гуминовых кислот объем выхода йода не менялся, что являлось прямым указанием на отсутствие взаимодействия между йодом и гуминовыми кислотами. И только при очень больших концентрациях йода (в модельных растворах) до 2,5 г/л некоторая часть его элюируется вместе с гуминовыми кислотами (рис. 4). На рис. 5 показаны результаты изучения взаимодействия йодид-иона с фульвокислотами. Кривая *a* показывает выход фульвокислот — максимум выхода приходится на 75 мл, максимум выхода йодид-иона в отсутствие фульвокислот — 56 мл (кривая *b*), а в смеси с фульвокислотами максимальный выход йода наблюдается в объеме 75 мл, т. е. соответствует максимальному выходу фульвокислот.

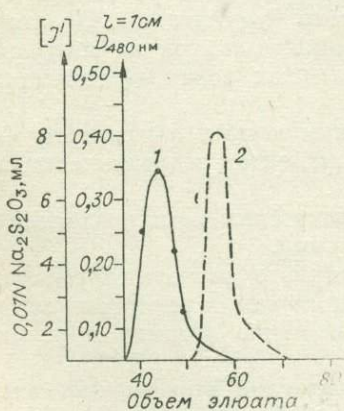


Рис. 3. Кривые выхода гуминовых кислот (1) и йода (2) при гельфильтрации через гель сефадекса $G=25$ (конц. $I^- = 500$ мг/л).

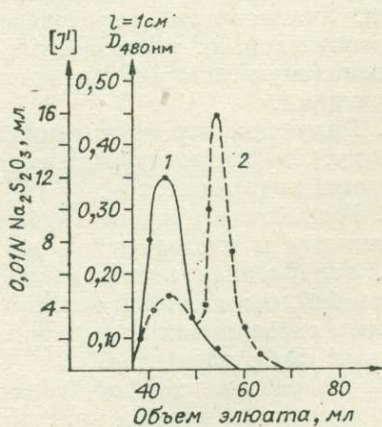


Рис. 4. Кривая выхода гуминовых кислот (1) и йода (2) при гельфильтрации через гель сефадекса $G=25$ (конц. $I^- = 2,5$ г/л).

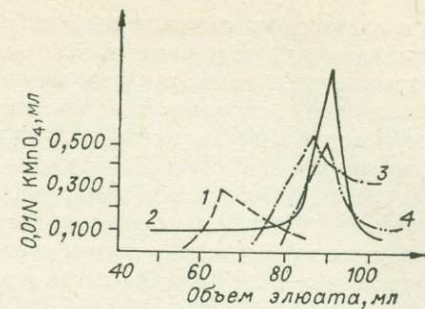
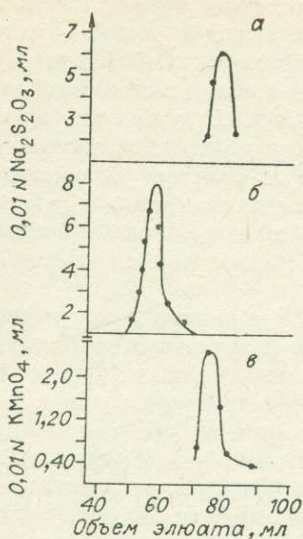


Рис. 6. Фракционирование йода и фульвокислот на колонке сефадекса $G = 25$.

1 — раствор NaF ; 2 — раствор фульвокислот; 3 — модельный раствор $\text{NaF} + \text{ФК}$; 4 — фторид-ион природной фтороносной воды.

Рис. 5. Кривая выхода при гель-фильтрации через сефадекс $G = 25$. а — йода из раствора смеси KI и фульвокислот; б — йода из раствора KI ; в — фульвокислот.

На основании проведенных исследований можно утверждать возможность комплексообразования йода с фульвокислотами. Аналогичные результаты были получены при изучении взаимодействия фторид-иона с фульво- и гуминовыми кислотами с помощью той же методики гельфильтрации на сефадексах (рис. 6). Кривая 1 — выход фторид-иона в отсутствие гуминовых кислот; кривая 2 — выход фульвокислот, кривая 3 — выход фторид-иона при элюировании модельного раствора фульвокислоты, кривая 4 — выход фторид-иона при элюировании фтороносной подземной воды, содержащей фульвокислоты. Как видно, в присутствии фульвокислот фторид-ион элюируется вместе с фульвокислотами, что указывает на их взаимодействие.

В заключение необходимо подчеркнуть, что в настоящее время теоретические разработки вопроса о возможных формах нахождения элементов в природных водных растворах намного опережают фактические данные и требуют подкрепления точными термодинамическими расчетами и временем. Учитывая это, первоочередные задачи будущих исследований по изучению влияния растворенных органических веществ на миграцию и геохимическую историю элементов в подземных водах представляются следующими.

1. Получение количественных физико-химических параметров ($K_{\text{уст}}$, ΔG и др.), характеризующих соединения элементов с органическими веществами подземных вод.

2. Разработка методов выделения органических комплексов из природных вод и последующего их исследования.

3. Углубленное исследование молекулярного состава органических соединений, что является основой совершенствования расчетных методов, а также экспериментальных работ по выявлению органических миграционных форм элементов.

4. Разработка химико-аналитических методов определения элементов в природных водах в присутствии органических веществ и, в частности, надежного способа деструкции органических веществ для оценки валового содержания элементов.

5. Изучение роли растворенного органического вещества в миграции и концентрации элементов и образовании их месторождений на конкретных геологических объектах.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТАЛЛОВ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАСЕЙНОВ ТУРКМЕНИИ

В пределах Туркмении выделяются Каракумский газонефтеносный и Западно-Туркменский нефтегазосносный бассейны, характеризующиеся специфическими чертами геологического строения, нефтегазосносности и гидрогеологических условий.

Каракумский газонефтеносный бассейн включает территорию эпипалеозойской платформы. Предкопетдагского краевого прогиба и эпиплатформенной орогенной области.

В разрезе мезозойских отложений Каракумского нефтегазосносного бассейна выделяют четыре основных газонефтеводосносных комплекса: юрский, неом-аптский, альб-сеноманский и турон-палеоценовый.

Газонефтеводосносные комплексы сложены преимущественно терригенными породами: глинами, алевролитами, песчаниками. Карбонатные образования отмечаются в верхнеюрском, неом-аптском и турон-палеоценовом комплексах Амударьинской и Мургабской впадин.

Газонефтеводосносные разделяющие толщи представлены галогенами (верхнеюрская) и глинами (нижнеальб-аптская, нижнетуронская и палеоценовая).

Нефтегазосносность Каракумского бассейна практически связана со всем мезозойским разрезом. Промышленные скопления газа и нефти в юрских отложениях приурочены к краевым зонам Амударьинской впадины, в неом-аптских — к краевым зонам Амударьинской и Мургабской впадин и южной части Центрально-Каракумского свода, в альб-сеноманских и турон-палеоценовых — к Бухарской ступени и Зеагли-Дарвазинскому поднятию.

Отложения всех газонефтеводосносных комплексов выходят на поверхность в горноскладчатом обрамлении Каракумского бассейна. Анализ современных гидрогеологических условий показал, что в создании напора играют роль как современные области инфильтрации в пределах Зеравшанско-Туркестанских хребтов, так и процессы отжатия, отмечаемые в Предкопетдагском прогибе Мургабской и Амударьинской впадин. Для всего бассейна прослеживается общее северо-западное направление снижения приведенных напоров от горных сооружений Гиссарского и Зеравшанско-Туркестанского хребтов вплоть до самых западных окраин бассейна.

В соответствии с указанными направлениями движения подземных вод наблюдается и гидрохимическая зональность. Увеличение минерализации (до 250 г/л и более) и метаморфизации вод происходит с глубиной, а по площади водосносных комплексов — по направлению движения [Ходжакулиев, 1976].

Металлоносность подземных вод Каракумского газонефтеносного бассейна изучена еще недостаточно как по количеству определений, так и по элементному составу. Имеются сведения по концентрации комплексов металлов: рубидия, цезия, стронция, бария, меди, цинка, свинца, никеля, кобальта, молибдена, марганца и мышьяка. Из этих элементов практически отсутствуют в подземных водах никель, кобальт, молибден, мышьяк.

Металлоносность подземных вод Каракумского бассейна характеризуется следующими закономерностями.

1. Отмечается рост концентраций стронция, свинца, цинка, с глубиной залегания и более древним возрастом водовмещающих отложений. Судя по средним, наиболее часто встречаемым значениям, содержания

бария, рубидия, цезия, меди не зависят от перечисленных причин. В неом-аптском водоносном комплексе отмечаются по сравнению с другими комплексами относительно повышенные концентрации стронция и меди. Накопление стронция, вероятно, связано с наличием его в ангидридах кровли галогенной толщи верхней юры, высокими пластовыми температурами и преимущественно хлоридным натриевым составом рассолов, способствующих повышенной растворимости солей стронция.

2. Четко намечается прямо пропорциональная связь концентраций лития, стронция, цезия, бария, свинца, цинка с ростом минерализации и метаморфизации пластовых вод. Характерна ограниченность закономерного роста концентраций бария до минерализации вод 120 г/л. Содержания рубидия, меди и марганца независимы от минерализации пластовых вод.

3. Связь с нефтегазоносностью разреза довольно четко замечается по концентрации бария, свинца и цинка. Воды нефтегазоносных структур Каракумского бассейна характеризуются преимущественным содержанием бария свыше 1,0 мг/л (94%), свинца и цинка — более 0,1 мг/л (66%). «Пустые» структуры содержат в водах меньшие значения концентраций: бария — меньше 1,0 мг/л (60%), свинца и цинка — меньше 0,1 мг/л (82 и 76% соответственно).

Накопление бария в водах нефтегазоносных структур может быть прямо связано с недонасыщенностью вод сульфатами в приконтурной зоне месторождений в результате процессов сульфатредукции.

Намечается также приуроченность повышенных концентраций марганца к водам нефтегазоносных структур Центрально-Каракумского свода, где они достигают 76—82 мг/л.

Нефтегазопоисковое значение меди, никеля, кобальта, мышьяка на современной стадии изученности из-за малого количества определений и низкой встречаемости выяснить не удалось. Концентрации цезия, рубидия, лития, стронция в водах нефтегазоносных и «пустых» структур характеризуются одним диапазоном значений и, очевидно, прямо не связаны с локальной нефтегазоносностью разреза.

Западно-Туркменский нефтегазоносный бассейн представляет собой восточную часть Южно-Каспийской геосинклинальной депрессии. Вскрытый скважинами геологический разрез характеризуется терригенными образованиями (песчаниками, алевролитами, глинами) плиоценового возраста от понта до апшерона включительно. Вскрытый разрез подразделяется на четыре нефтегазоносных комплекса: нижнекрасноцветный, верхнекрасноцветный, ачкагыльский и апшеронский.

Нефтяные и газовые месторождения сосредоточены в пределах двух региональных зон поднятий: Прибалханской и Гограньдаг-Окаремской. Прибалханская зона поднятий характеризуется преимущественным развитием нефтяных залежей, приуроченных ко всем нефтегазоводоносным комплексам. В Гограньдаг-Окаремской зоне поднятий обнаружены преимущественно газоконденсатные залежи только в нижнекрасноцветном нефтегазоводоносном комплексе.

По современным представлениям [Акмамедов, 1964; Колодий, 1969] Западно-Туркменский бассейн представляет собой элизионную водонапорную систему, движение вод в которой направлено от областей наибольшего прогибания к ее периферии. Это положение подтверждается характером изменения напоров и гидрохимической зональностью по всем нефтегазоводоносным комплексам, характеризующейся увеличением минерализации вод к бортам Западно-Туркменской впадины. На некоторых структурах наблюдаются гидрохимические аномалии двух типов. Первый представлен резким увеличением минерализации вод до 250—300 г/л, отмечаемых в верхних частях разреза гидродинамических раскрытых структур; второй тип — появление вод низкой минерализации до 30 г/л на глубинах свыше 1500 м, главным образом в низах красноцветной тол-

щи. Эти аномалии создают впечатление отсутствия закономерной смены минерализации и химического типа вод изученного разреза.

Сведения по концентрации металлов в подземных водах Западно-Туркменского нефтегазоносного бассейна стали накапливаться с 1960 г. при проведении региональных гидрогеологических исследований в нефтегазопоисковых целях и для оценки ресурсов промышленных вод.

Анализ накопленных материалов привел к выявлению основных закономерностей распределения металлов в подземных водах Западно-Туркменского нефтегазоносного бассейна, заключающихся в следующем.

1. Не установлена закономерность распределения металлов по нефтегазоводоносным комплексам в связи с недостаточной изученностью акчагыльского и апшеронского комплексов, по которым имеются единичные определения металлов.

2. Четко намечается рост концентраций лития, рубидия и стронция с увеличением минерализации подземных вод. Для других микроэлементов эта закономерность не характерна.

3. Не отмечается корреляционная связь концентраций всех металлов с глубиной залегания опробованных горизонтов. Вероятно, это связано с отсутствием прямой гидрохимической зональности в пределах Западно-Туркменского бассейна, способствующей наряду с пластовыми температурами и давлениями накоплению микроэлементов в подземных водах.

4. Связь концентраций большинства микроэлементов с нефтегазоносностью разреза не прослеживается. По нашему мнению, в значительной степени это объясняется разнородностью исходного материала, полученного различными организациями и лабораториями, и весьма сложными гидрогеохимическими условиями рассматриваемого региона.

Только в распределении концентраций бария и лития намечается некоторая связь с нефтегазоносностью Западно-Туркменского бассейна. Статистический анализ показал, что воды продуктивных структур характеризуются сравнительно повышенным содержанием бария и относительно пониженными концентрациями лития. Так, воды нефтегазоносных структур содержат наиболее часто встречаемые величины концентрации бария 5—10 мг/л (42%) и 10—20 мг/л (30%), а воды «пустых» структур — 1—5 мг/л (35%) и 5—10 мг/л (35%). Содержание лития в водах продуктивных структур в большинстве случаев равно 1—3 мг/л (63%), а «пустых» — 3—5 мг/л (52%).

Резюмируя все изложенное, мы можем установить как общие черты, так и различие гидрогеохимических условий двух типов нефтегазоносных бассейнов Туркмении: платформенного и геосинклинального:

1) если в водах Каракумского нефтегазоносного бассейна четко намечается рост концентраций лития, стронция, свинца и цинка с глубиной залегания водоносных горизонтов, то по Западно-Туркменскому бассейну такая закономерность не выявлена;

2) установлена общая для двух типов бассейнов прямопропорциональная связь с минерализацией вод концентраций лития и стронция. По Каракумскому нефтегазоносному бассейну такая связь устанавливается также по цезию, барию, свинцу и цинку, а в Западно-Туркменском — нет, и в то же время выявленная по рубидию в Западно-Туркменском бассейне она отсутствует в Каракумском;

3) нефтегазопоисковое значение металлов в двух типах бассейнов различное. По Каракумскому нефтегазоносному бассейну повышенные концентрации бария, свинца и цинка четко приурочены к водам продуктивных структур. Пластовые воды нефтегазоносных структур Западно-Туркменского бассейна характеризуются сравнительно повышенными концентрациями бария и пониженными — лития.

Отметим, что для установления надежных гидрогеохимических критериев нефтегазоносности необходимо проведение исследований большого объема по единой методике определения микроэлементов.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВОДНЫХ ПОТОКОВ РАССЕЯНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПОЛУЗАКРЫТЫХ СТРУКТУРАХ

Геологические и гидрогеологические условия формирования и залегания водных потоков рассеяния рудных тел весьма разнообразны [Голева, 1968] и в небольшой статье невозможно их рассмотреть подробно. Поэтому мы остановимся только на одной модели формирования потоков рассеяния применительно к территориям с погребенным фундаментом, содержащим рудные месторождения (см. рисунок). Такие условия формирования водных потоков рассеяния наблюдаются, например, в ряде районов Колывань-Томской складчатой зоны, где исследования проводились проблемной гидрогеохимической лабораторией ТПИ [Гидрогеохимические исследования..., 1971].

Представленная схема, как нам кажется, позволяет выявить некоторые общие положения формирования вторичного ореола и потока рассеяния для скрытого месторождения, которые сводятся к следующему.

К рудному телу поступают подземные воды, уже имеющие тот или иной химический состав (включая, естественно, и тяжелые металлы), определяемый конкретными геолого-гидрогеологическими и ландшафтно-климатическими условиями, которые контролируют характер водообмена, время нахождения воды в горных породах, а значит и стадию эволюции состава подземных вод [Шварцев, 1978].

Взаимодействие воды с рудными телами может происходить в разнообразных геохимических условиях: окислительных, глеевых, восстановительных, кислых, щелочных. В зависимости от этого характер взаимодействия воды с рудами будет различным. Здесь возможны процессы растворения, выщелачивания, химического, электрохимического и микробиологического окисления, катионного обмена и т. д. Кроме того, время взаимодействия воды с рудами резко меняется в зависимости от конкретных геолого-структурных и гидрогеологических условий, что ведет к многообразию вторичных продуктов, а значит и степени обогащения вод рудообразующими элементами.

На всем пути своего движения (до рудного тела, в его пределах и после него) подземные воды взаимодействуют с горными породами; и не только вмещающими руду, но и другого состава. Чаще всего такими породами оказываются алюмосиликатные или карбонатные, характер растворения которых определяется условиями геохимической среды. Степень взаимодействия в рассматриваемой системе контролируется интенсивностью водообмена, длиной пути движения воды, существующей геохимической обстановкой, направленностью выветривания пород и т. д.

Рудные элементы, оказавшиеся в растворе, в конечном итоге попадают в геохимическую среду, которая контролируется не влиянием рудного

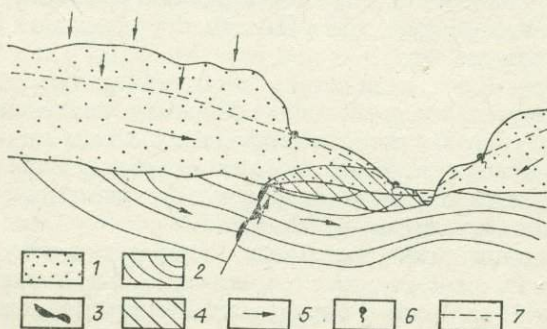


Схема формирования водного потока рассеяния в районе скрытого оруденения.

1 — рыхлые перекрывающие осадки; 2 — рудовмещающие коренные породы; 3 — рудное тело; 4 — водный поток рассеяния; 5 — направление движения подземных вод; 6 — родники подземных вод; 7 — уровень подземных вод.

тела, а параметрами фоновых вод и водовмещающих пород, характером возникающих геохимических барьеров и, конечно, их миграционной способностью в конкретных условиях, формами миграции.

Все это говорит о том, что применительно к скрытым и глубокозалегающим месторождениям формирование водного потока рассеяния контролируется не столько влиянием самого рудного тела, сколько обстановкой, которая формируется в фоновых водах, их составом, средой, характером взаимодействия с водовмещающими породами и многими другими факторами.

Следовательно, теория формирования водных потоков рассеяния должна базироваться прежде всего на законах формирования состава подземных вод в целом. Сделанный вывод, хотя и не нов, но в практике гидрогеохимических поисков он не получил должного развития и применения [Голева, 1968, 1978; Методическое руководство..., 1973]. Сложность проблемы заключается в том, что при поисках нельзя ограничиваться общими вопросами формирования состава подземных вод, а требуется знать совершенно конкретно, как формируются воды на том или ином участке исследуемой территории, какие породы и в каком количестве служат источниками химических элементов и в чем конкретно влияние рудных тел.

Решение поставленных задач, по нашему мнению, возможно только на базе углубленного изучения особенностей взаимодействия воды с горными породами и рудами применительно к конкретным условиям обстановок — геологической, геохимической и ландшафтно-климатической. Опыт наших исследований показывает, что, несмотря на кажущуюся простоту, вопросы взаимодействия воды с горными породами далеки от своего окончательного решения и многие положения должны быть пересмотрены. В первую очередь это относится к алюмосиликатным породам.

Проведенные исследования позволили выявить особенности взаимодействия воды с алюмосиликатами, которые кратко заключаются в следующем [Шварцев, 1978].

1. Инконгруэнтный характер растворения алюмосиликатов и некоторых силикатов приводит к формированию равновесно-неравновесной системы, в которой вода всегда неравновесна с исходными или первичными алюмосиликатами, но равновесна с образующимися при этом вторичными продуктами. Вследствие этого подземные воды растворяют горные породы на всем пути своего движения и концентрируют в растворе подвижные элементы, количество которых поэтому в водах колеблется в значительных пределах в зависимости от конкретной обстановки и масштабов растворения водой горных пород. Именно поэтому фоновые воды в разных родниках на одной и той же площади часто содержат разные количества рудообразующих элементов [Удодов и др., 1962].

2. Система вода — порода в реальных природных условиях является обменной, т. е. вода всегда растворяет минералы и одновременно образует новые на всем этапе своего взаимодействия с породой. При этом малоподвижные элементы связываются формирующимися вторичными продуктами, а подвижные концентрируются в растворе до определенного предела. Начиная с некоторого момента, и часть подвижных связывается вторичной фазой. Вследствие этого даже подвижные элементы не полностью концентрируются в водах. Отсюда и отсутствие связи между содержанием микрокомпонентов и общей минерализацией подземных вод [Методическое руководство, 1973]. Из сказанного следует важный вывод о том, что миграционная способность химических элементов контролируется в первую очередь составом вторичных продуктов, а не исходных пород, на которые обычно делают акцент исследователи.

3. Во вторичных образованиях элементы концентрируются в соотношениях и количествах, отличных от исходной породы. Количество связываемых элементов контролируется геохимической обстановкой, типом

образующегося вторичного соединения, его структурой, миграционной способностью элемента и т. д., а не концентрацией элемента в исходном рудном теле. Поэтому представляются необоснованными попытки некоторых исследователей судить о запасах месторождения по характеру вторичного ореола без детального изучения условий его формирования.

4. Растворение алюмосиликатов происходит при непосредственном участии газов, органических веществ, продуктов диссоциации воды и часто разнообразных бактерий. Все это необходимо учитывать при изучении источников химических элементов в водах.

5. Характер взаимодействия воды с горными породами постоянно меняется. По мере концентрирования химических элементов в растворе меняется химический потенциал системы, в частности рН и Eh, иногда температура. Поэтому на первых этапах взаимодействия воды с породой состав вторичных продуктов один, и они связывают строго определенный комплекс элементов, затем состав вторичных образований меняется, что влечет изменение и комплекса связываемых элементов. Убедительное доказательство сказанному мы находим в явлениях вертикальной зональности кор выветривания, в смене состава продуктов выветривания от водораздела к долинам рек, в характере ландшафтных особенностей территории [Перельман, 1968].

6. Существует сопряженная связь между содержанием элементов во вторичных образованиях и подземных водах: чем больше элемента в растворе, тем больше его и во вторичной фазе. Это положение опровергает часто высказываемое мнение о том, что многие элементы образуют ореол во вторичных твердых фазах, но не образуют его в растворе. Однако если это ореол не механический, а все глинистые образования не относятся к механическим, то без повышенного содержания элемента в растворе вторичный солевой ореол не может существовать, так как в условиях неравновесия он будет разрушен подземными водами.

Таким образом, с позиций теории эволюции характера взаимодействия воды с горными породами, газами и органическим веществом открываются перспективы в изучении механизма формирования ореолов и потоков рассеяния.

Естественно, что нельзя до конца понять механизм формирования водного потока, изучая только взаимодействие воды с горными породами, так как источником аномального количества элементов, как правило, служит рудное тело. Поэтому изучение механизма взаимодействия воды с рудными минералами представляется одной из важнейших задач. В этом отношении хотелось бы обратить внимание исследователей на следующие вопросы.

Механизм обогащения воды рудными компонентами связан главным образом с процессами окисления, классически разработанными в свое время академиком С. С. Смирновым. Это направление применительно к гидрогеохимическим поискам разрабатывалось А. А. Бродским (1964), П. А. Удодовым с соавторами (1962), Г. А. Голевой (1968) и другими исследователями. Процессы окисления, как известно, требуют участия свободного кислорода, но ведь в глубоких водах он часто отсутствует. Более того, С. С. Смирнов считал, что зона окисления развивается только выше уровня грунтовых вод, т. е. в зоне аэрации, а ниже зоны колебания уровня грунтовых вод располагается зона вторичного обогащения. С этим, однако, вряд ли можно согласиться, тем более, что в последнее время выявлены так называемые зоны пластового окисления, которые развиваются в условиях глубокого водоносного горизонта [Перельман, 1968]. Поэтому вопрос об условиях развития и нижней границе зоны окисления не может считаться решенным окончательно.

Имеются и другие неясные проблемы. Так, процессы окисления обычно связывают со свободным кислородом, а в продуктах окисления с помощью изотопов обнаруживают кислород, заимствованный из молекул

воды. Возникает вопрос: не может ли сама вода в определенных условиях являться окислителем для сульфидов? Много неясного и с формированием явно современных зон окисления в областях криогенеза, которые могут служить прекрасным объектом при изучении этих вопросов, глубин проникновения кислорода с инфильтрационными водами и т. д.

Большую роль в развитии окислительных процессов играют и микроорганизмы, значение которых также до конца не изучено. В последние годы этот вопрос активно разрабатывается проблемной гидрогеохимической лабораторией. Исследованиями установлено, что все горные породы, содержащие органическое вещество и воду, всегда имеют в наличии сложную гамму микроорганизмов. Последние обнаружены также в поровых растворах. При этом оказалось, что микрофлора поровых растворов обладает даже более высокой биологической активностью, чем соответствующие микроорганизмы свободных вод. Это, вероятно, обусловлено специфическим характером геохимической обстановки поровых растворов.

Биологическая активность микрофлоры поровых вод изучалась в лабораторных условиях путем сравнительного анализа скоростей чисто химического и химико-биологического окисления разнообразных сульфидных руд в условиях различных сред. В результате установлено значительное превышение скоростей бактериального выщелачивания над химическим. Так, опыт выщелачивания цинковой руды культурой микроорганизмов, выделенной из поровых растворов глинистых образований в районе г. Томска и выращенной на модифицированной среде Летена, показал, что за 7 сут при участии микроорганизмов в раствор перешло в 4 раза больше цинка, чем в опыте без микроорганизмов [Поровые растворы..., 1981].

Из сказанного совершенно очевидно, что требуется дальнейшее развитие теории окислительных процессов.

Другой важнейший процесс обогащения вод рудными компонентами — явление электрохимического растворения сульфидных руд, которое наиболее полно освещено в работе Г. Б. Свешникова (1967). Следует, однако, отметить, что изучение этого вопроса пока ограничивается исследованием физической сущности самого процесса. В то же время масштабы этого явления, условия его проявления, ореолы распространения остаются невыясненными. Поэтому истинная роль электрохимических процессов в формировании водных потоков рассеяния в настоящее время не может быть оценена окончательно.

В этой связи следует подчеркнуть, что с глубиной в бескислородной зоне содержания рудообразующих элементов в водах сульфидных месторождений, как правило, резко снижаются [Удодов и др., 1962; Голева, 1968; Методическое руководство..., 1973], что говорит о якобы относительно небольшой роли процессов электрохимического растворения. В то же время электрохимические процессы, вероятно, имеют значительно более широкое влияние на характер всех гипергенных процессов. В этом отношении интересные исследования в последнее время выполнены в Австралии [Thornber, 1972; Nickel, Thornber, 1977]. В работах исследователей проблема электрохимического растворения связывается с катодным восстановлением кислорода в грунтовых водах верхней зоны месторождения с одновременным анодным окислением руд в нижней части месторождения. Такой подход к явлениям электрохимического растворения представляется заслуживающим внимания.

Перешедшие в раствор в результате тех или иных процессов химические элементы не остаются на месте, а вовлекаются в водный цикл миграции и перераспределения. Важнейшую роль при этом играет подвижность микрокомпонентов, которая определяется физико-химическими свойствами самого элемента, формами его миграции, характером геохимической обстановки и конкретными гидрогеологическими условиями.

Не останавливаясь подробно на том, что уже достаточно полно изло-

жено в литературе, отметим, что применительно к микрокомпонентам большую роль играют прежде всего формы их миграции. В последние годы в этом направлении проведены большие работы, однако вопрос далек от своего окончательного решения. В частности, как показали исследования Н. М. Рассказова, на глубокозалегающих месторождениях юга Западной Сибири в пределах гидрогеохимических аномалий преобладают органо-минеральные формы миграции химических элементов, способствующие переносу на значительные расстояния даже малоподвижных элементов, включая Ti, V, Cr, Ni, Co и др.

Второе обстоятельство, которое следовало бы отметить, связано с тем, что в настоящее время изучается преимущественно относительная подвижность химических элементов. В то же время при поисках важно знать, как изменяется миграционная способность по всей длине водного потока в условиях химического взаимодействия вод рудного месторождения с фоновыми, смешения вод различного химического типа, изменения геохимической и гидрогеологической обстановки, наличия геохимических барьеров разнообразной природы. Все это требует новых методов оценки геохимической подвижности химических элементов. Один из таких новых приемов, основанный на глубоком анализе природы взаимодействий воды с горными породами, предложен нами недавно [Шварцев, 1978].

Формирование водных потоков рассеяния определяется также характером той обстановки, что существует в пределах месторождений. Среди природных обстановок важнейшими (по А. В. Щербакову, 1968) являются геолого-структурная, стратиграфическая, фациально-литологическая, минералогическая, геоморфологическая, гидродинамическая, гидрохимическая, термодинамическая и геохимическая. Сочетание всех перечисленных условий определяет конкретные условия формирования водного потока, его размеры, характер строения, зональность и гидрогеологические условия проявления на дневной поверхности.

Изменение с глубиной характера всех перечисленных обстановок определяет, как правило, зональный характер формирующихся водных потоков рассеяния. Так, применительно к рудным месторождениям юга Западной Сибири установлено, что для участков глубокого залегания рудных тел отмечается развитие своеобразных геохимических типов подземных вод. В них резко сокращается содержание сульфатов и уменьшается общая минерализация, повышается рН. Одновременно происходит понижение концентрации микрокомпонентов по сравнению с верхними зонами исследуемых месторождений, хотя эти концентрации и остаются выше фоновых вод для района в целом [Гидрогеохимические исследования..., 1971].

В отдельных случаях не выходящие на поверхность рудные тела имеют очень слабые водные потоки рассеяния, которые без детального анализа могут быть пропущены. Примером являются водные потоки месторождения Светлый Ключ, расположенного в Кузнецком Алатау [Удодов и др., 1962].

Еще более сложная картина формирования водных потоков рассеяния наблюдается в случае, когда в пределах месторождения встречаются сероводородные воды, что, например, характерно для Кадамджайского сурьмяного месторождения. Как показали исследования Н. М. Шварцевой (1972), в таких условиях миграционная способность большей части химических элементов резко уменьшается, в то время как часть из них, например сурьмы, резко возрастает. Все это приводит к формированию своеобразной гидрогеохимической зональности.

Картина еще более сложна, если район исследований расположен в зоне развития многолетней мерзлоты.

Приведенные данные показывают, что проблема формирования водных потоков рассеяния глубокозалегающих месторождений сталкивается с решением большого комплекса разнообразных вопросов применитель-

но к конкретным геолого-структурным и ландшафтно-климатическим особенностям исследуемой территории. Все это требует поэтому более углубленной разработки многих вопросов взаимодействия воды с горными породами и рудами. Представляется, что в конечном итоге такие исследования будут способствовать созданию более совершенных методических приемов интерпретации данных гидрогеохимических поисков [Шварцев, 1977].

Таким образом, хотя в настоящее время можно считать доказанной возможность выявления гидрогеохимическим методом рудных месторождений под чехлом рыхлых образований в различных ландшафтно-климатических зонах нашей страны [Голева, 1978], однако разработка теории формирования водных потоков рассеяния, без чего невозможно эффективное использование метода, требует постановки специальных опытно-методических исследований применительно к конкретным рудным районам.

Ю. Ю. БУГЕЛЬСКИЙ, Н. Н. ЛЯЛИКОВА, Е. В. ЛЕБЕДЕВА

О ВОЗМОЖНОСТИ АЗОТНОКИСЛОТНОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Как известно, формирование водных ореолов рассеяния генетически связано с процессами выветривания горных пород, частным случаем которых является окисление и разрушение рудных месторождений. В современной литературе, посвященной этим вопросам, основное внимание уделяется углекислотному выветриванию применительно к подавляющему большинству горных пород и сернокислотному выветриванию применительно либо к сульфидным гидротермальным месторождениям и рассеянной сульфидной минерализации, либо к зонам современного вулканизма. В то же время участие химически активных форм азота в процессах разрушения горных пород и рудных месторождений практически не рассматривается. Несмотря на то, что по распространенности в природе азот занимает одно из первых мест, роль его в процессах выветривания игнорируется большинством исследователей, изучающих зону гипергенеза. Пожалуй, единственной работой, рассматривающей возможную роль азотной кислоты, является книга А. И. Перельмана «Геохимия элементов в зоне гипергенеза», в которой он пишет, что «вероятно, следует учитывать роль азотной кислоты и как непосредственного агента выветривания пород» [Перельман, 1972].

Недооценку значения азота в гипергенных процессах, очевидно, можно объяснить малым количеством минералов, содержащих азот, и их специфичностью. В то же время исследования последних лет показывают, что область развития азотсодержащих минералов значительно шире, чем это представлялось ранее. Так, Л. Д. Русаковой были обнаружены значительные количества цианидов в зоне окисления колчеданных месторождений. Совместно с А. С. Поваренных ею описан новый, неизвестный до сих пор гипергенный минерал — кафегидроцианит [Поваренных, Русакова, 1973]. Очевидно, при более детальных исследованиях в зоне гипергенеза могут быть обнаружены и другие азотсодержащие минералы. Тем не менее в настоящее время азот считается атмофильным элементом и привлекает внимание ограниченного числа геологов.

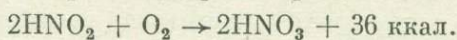
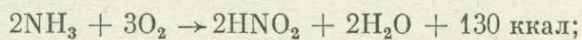
В то же время (по данным В. Ф. Волынца, 1975) на Земле можно выделить три основных резервуара азота: атмосферный молекулярный ($3,8 \cdot 10^{21}$ г); связанный азот литосферы ($1,7 \cdot 10^{21}$ г) и азот мантии ($1,5 \cdot 10^{23}$ г). Обычно считается, что главным источником азота в почвах и выветрелых горных породах является атмосфера. Подсчитано, что свободноживущие

азотфиксирующие микроорганизмы ежегодно поглощают из атмосферы и вносят в почву несколько килограммов азота на гектар. В горных районах азотфиксирующая деятельность микроорганизмов, обитающих в лишайниках, еще более интенсивна и достигает 37—80 кг/га за вегетационный период [Красильников, 1956]. Бактерии и актиномицеты, фиксирующие азот, образуют клубеньки на корнях растений (бобовых, ольхи и др.) и таким образом снабжают эти растения азотом. В среднем живое вещество содержит 0,3% азота, а сухое вещество растений 1—3%. Растения нитрофилы, такие как амарант, пшеница, табак, крапива, могут содержать до 16% нитратов. Поэтому ежегодно с растительным опадом в почву вносятся десятки и даже сотни килограммов азота (50—250 кг/га). Наибольшее количество его накапливается в лесах влажных тропиков до 8 т/га, в тайге — 1,5 т/га. В почвах и водоемах под воздействием микроорганизмов происходят реакции аммонификации, превращающие органический азот в аммиачный, который используется нитрифицирующими бактериями.

Значительное количество азота поступает на поверхность земли вместе с атмосферными осадками. Содержания аммония в них достигает 0,5—0,8 мг/л. Суммарное количество аммония, выпадающего с осадками на территорию СССР, составляет 5,9 млн. т в год, т. е. 300 кг на 1 км².

Помимо азота атмосферного генезиса часть его имеет глубинное происхождение и входит в кристаллическую структуру силикатных минералов. Данные Ф. Стевенсона, Ф. Влотцка, В. Ф. Волынца и других показывают, что во всех горных породах содержится определенное количество азота. Содержания азота в магматических породах достигают 150 г/т [Wlotzka, 1961], а в осадочных до 420 г/т [Stevenson, 1959]. Азот в горных породах находится не в молекулярной форме, а входит в кристаллическую решетку силикатов в виде ионов аммония NH₄⁺.

В газовой-жидких включениях минералов также содержится достаточное количество азота. Так, в растворах включений в минералах гидротермальных месторождений олова и вольфрама содержания аммония колеблются от 0,17 до 3,6 г/л [Волынец, Суцевская, 1972]. При выветривании азот горных пород и минералов освобождается и вовлекается в гипергенные процессы. Первостепенную роль при этом играет живое вещество, поскольку азот занимает первое место среди других элементов по исключительной роли его биогенной миграции. Поступающий в кору выветривания аммоний как атмосферного, так и глубинного происхождения под воздействием автотрофных нитрифицирующих бактерий окисляется сначала до азотистой (I фаза нитрификации), а затем до азотной кислоты (II фаза). Этот процесс играет для бактерий-нитрификаторов роль дыхательного акта, поставляющего им энергию, и может быть схематично представлен следующими уравнениями:



Нитрифицирующие микроорганизмы являются автотрофами и синтезируют органическое вещество из CO₂ воздуха так же, как зеленые растения. Это явление, открытое С. Н. Виноградским, получило название хемосинтеза.

Образовавшиеся в процессе жизнедеятельности нитрификаторов кислоты в свою очередь активно включаются в процессы разрушения горных пород. Региональные микробиологические исследования, проведенные в отдельных районах Урала, Кавказа и Украины, показали постоянное присутствие в корках выветривания нитрифицирующих бактерий. Максимальное количество их в корках выветривания Урала отмечалось на самом южном Кемпирсайском серпентинитовом массиве. Количественный учет показал, что в 1 г выщелоченных нонитронитизированных серпентинитов на участке Ново-Бурановского никелевого месторождения содержится

до 25 000 клеток нитрифицирующих бактерий. В корах выветривания Кавказа, в особенности батумских субтропиков, в большинстве проб количество клеток нитрифицирующих бактерий II фазы значительно превышало 10^4 на 1 г породы. Следует отметить, что величины рН продуктов выветривания андезитовых порфиритов нередко снижаются там до 4,5—4,7, в то время как обычно они составляют 8,0—8,3.

Микробиологический анализ накопительной культуры, выделенной из образцов уральских выветрелых ультрабазитов, показал, что она состоит из целого сообщества нитрифицирующих бактерий. Из этого сообщества впервые в нашей стране была выделена чистая культура *Nitrosospira briensis*, открытая и изученная во Франции С. Н. Виноградским. Эта культура осуществляет окисление солей аммония до нитритов. Кроме того, была выделена чистая культура *Nitrobacter Winogradskiyi*, окисляющая нитриты до нитратов.

Чтобы оценить разрушающую способность кислых продуктов жизнедеятельности нитрифицирующих микроорганизмов, были поставлены эксперименты по разложению свежих и выветрелых ультрабазитов растворами, содержащими накопительные и чистые культуры нитрификаторов. Эксперименты контролировались стерильными опытами. Интенсивность разрушения ультраосновных пород в экспериментах оценивалась по переходу в раствор главных порообразующих компонентов Mg^{2+} и SiO_2 . Установлено, что их вынос в присутствии накопительной культуры нитрифицирующих бактерий увеличивается в 4—8 раз по сравнению со стерильными опытами.

Аналогичные результаты были получены в экспериментах с чистыми культурами. Следует отметить, что кривые увеличения содержаний Mg и NO_2^- , перешедших в раствор в ходе эксперимента, четко коррелировались между собой, а величина рН снижалась с 8,0 до 5,5. Электронно-микроскопические исследования серпентина, подвергшегося месячному воздействию нитрификаторов, показали присутствие новообразований коллоидной размерности, в то время как в стерильном контроле они не наблюдались.

Приведенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. В корах выветривания горных пород содержится достаточное количество азота, необходимого для жизнедеятельности нитрифицирующих бактерий. Источником его служат как атмосфера, так и сами исходные горные породы.

2. Повсеместное присутствие бактерий-нитрификаторов в корах выветривания обуславливает переход инертных форм существования азота в химически активные.

3. Азотистая и азотная кислоты, поступающие в поровые растворы в результате жизнедеятельности нитрифицирующих микроорганизмов, понижают рН природных вод и активизируют процессы разрушения водовмещающих пород.

Рассмотренный механизм азотнокислого выветривания не является чем-то исключительным и выходящим за рамки существующих представлений. Напротив, если сопоставлять азотнокислое выветривание с хорошо известными углекислотным и сернокислотным, то можно провести полную аналогию. Так, если в продуцировании органического вещества почв и коры выветривания основная роль принадлежит зеленым растениям, то при переходе инертных форм углерода в химически активные — кислотные, главную роль играют микроорганизмы. Подсчитано, что в год микроорганизмы биосферы перерабатывают 50—100 млрд. т органического вещества. Эта космическая по масштабам цифра показывает, что деятельность микроорганизмов влияет на развитие всей нашей планеты в целом, поскольку последние являются неотъемлемым звеном в круговороте углерода. Разлагая органическое вещество растений и животных, микроорганизмы возвращают в атмосферу 90 % всей двуокиси углерода. Если бы

этот процесс прекратился, то через 100 лет количество углерода в воздухе упало бы до нуля и стал бы невозможен рост растений.

В круговороте серы микроорганизмы также играют существенную роль. В настоящее время показано, что практически во всех зонах окисления рудных месторождений присутствуют тионовые бактерии, так же переводящие в результате своей жизнедеятельности инертные формы серы в активные кислотные. Тионовые бактерии встречаются не только в пределах сульфидных рудных месторождений, но и во всех пиритизированных зонах, в пиритовых песчаниках и карстовых выполениях. Присутствие их было установлено на Черемшанском и Липовском силикатно-никелевых месторождениях в количестве до 450 000 клеток на 1 г породы.

Тионовые бактерии были встречены в корах выветривания на участке Бечасын в количестве сотен тысяч клеток на 1 г породы, а также в аджарских субтропических корах ($>10^3$ клеток на 1 г). Характерно, что в их присутствии величины рН выветрелых пород снижаются с 8,3 до 4,05, а Eh увеличивается с +480 до 2 + 680.

Таким образом, для миграции всех трех перечисленных элементов устанавливается сходная активная роль микроорганизмов, в процессе жизнедеятельности которых происходит окисление элементов и соответственно переход их инертных форм в химически активные. Образующиеся при этом соответственно элементу кислоты — угольная, серная и азотная — активно разрушают горные породы и могут участвовать в формировании кор выветривания.

В. А. ЗАГОСКИН, Г. П. КОРОЛЕВА, Е. И. ЗАГОСКИНА

СОДЕРЖАНИЕ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В СКЛОНОВЫХ ВОДАХ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИХ ПРИ ПОИСКОВЫХ РАБОТАХ

Повышенная увлажненность рыхлого покрова — одна из характерных общих особенностей холодного гумидного пояса, включающего обширные территории сибирской тайги. Она обусловлена выпадением здесь значительного количества осадков (до 1200 мм и более), преобладанием относительно низких среднегодовых температур, таянием снежного покрова и мерзлоты, наличием густой древесной растительности и мохового покрова, замедляющим процессы приповерхностного испарения. В этих условиях основной сток атмосферных и талых вод осуществляется путем инфильтрации сквозь рыхлые отложения. На разных гипсометрических отметках склонов к ним примешиваются выходящие на поверхность коренных пород подземные и капиллярные воды. Последние, как было показано исследованиями И. А. Тютюнова (1960), С. Л. Шварцева (1965) и других, в течение долгого зимнего периода движутся в восходящем направлении, постепенно накапливаются в деятельном слое, а в теплое время года удаляются со склонов при таянии мерзлоты.

Таким образом, воды рыхлого покрова, особенно вблизи подножий горных склонов, характеризующихся наибольшей степенью увлажненности, имеют смешанный генезис; и в процессе проведения исследований мы пользовались для их обозначения собирательным термином «склоновые воды», подразумеваемая под этим воды неглубокой циркуляции (главным образом — внутрипочвенные и поверхностные).

Одной из особенностей грунтовых склоновых вод служит повышенная по сравнению с поверхностными водами обогащенность некоторыми микрокомпонентами (см. таблицу). Например, концентрации в этих водах таких рудных элементов, как цинк, серебро, молибден, хром, во много раз превосходят соответствующие содержания в речных водах. Особенно высокие

Содержание рудных элементов в поверхностных и склоновых водах одного из рудных районов Сибири (мкг/л)

Химический элемент	Поверхностные воды			Склоновые воды		
	Пределы содержания	Фоновые	Максимально-аномальные	Пределы содержания	Фоновые	Минимально-аномальные
Zn	1,5—400	8,0	16,0	10,0—400	60,0	130,0
Mo	0,1—3,0	0,04	0,2	0,1—4,0	0,4	1,2
Ag	0,001—0,5	0,0045	0,006	0,001—0,6	0,04	0,1
Au	0,002—0,14	0,0045	0,018	0,002—0,2	0,0045	0,018
Pb	0,05—8,0	0,5	1,3	0,02—3,0	0,2	0,6
Cu	1—20	2,8	5,3	0,2—40,0	1,5	4,5
Cr	0,1—4,0	0,3	0,7	0,5—30,0	3,5	9,0
Ni	0,1—8,0	0,35	0,8	0,1—15,0	0,5	2,0
Co	0,05—2,0	0,09	2,6	0,06—6,0	0,02	1,0
Bi	0,01—0,08	0,03	0,05	0,01—0,2	0,02	0,045
Sn	0,05—8,0	0,13	0,28	0,05—80,0	0,4	1,0
Sb	1,5—30	1,0	4,0	—	—	—

концентрации металлов в склоновых водах отмечаются на участках развития рудной минерализации. При этом многие металлы фиксируются здесь в количествах, на два, а иногда почти на три математических порядка превышающих фоновые содержания на прилегающих безрудных площадях (в сходной геологической обстановке).

Одним из важных аспектов использования фактов высокой аномальности склоновых вод в отношении рудных элементов являются поиски месторождений полезных ископаемых. При этом в первую очередь имеется в виду повышенная глубинность гидрогеохимических исследований по склоновым водам, что особенно важно для ведения поисковых работ в условиях широкого развития площадей закрытых категорий. В частности, такими условиями характеризуется таежная зона, где вторичные литогеохимические ореолы, формирующиеся преимущественно под действием дефлюкционных процессов в пониженных частях рельефа, не выходят на дневную поверхность или проявляются на ней в крайне ослабленном виде [Поликарпочкин, 1966, 1976; Загоскин и др., 1973; и др.]. Кроме того, здесь активно действуют процессы выщелачивания рудных элементов из гипергенных ореолов, приводящие к их обеднению вблизи дневной поверхности [Миляев, Шарков, 1971; Серегин, 1971; Загоскин и др., 1979], а также широко распространены неблагоприятные для ведения литогеохимических поисков площади развития курумов, «сушенцов», многолетней мерзлоты, различного рода аллохтонов и др.

Как представляется, склоновые воды по пути своего нисходящего движения сквозь рыхлый покров в той или иной степени соприкасаются с заключенными в этом покрове вторичными ореолами, в том числе закрытыми или ослабленными вблизи дневной поверхности, обогащая соответствующими рудными компонентами. Наряду с этим, учитывая существование вышеотмеченного подтока минерализованных подземных и капиллярных вод, можно ожидать получение определенной геохимической информации о верхних горизонтах подстилающих рыхлые образования коренных пород, вмещающих руды и их первичные ореолы (или первичные ореолы скрытого на глубине оруденения).

Опытными исследованиями, проведенными в разных районах, как на известных месторождениях рудных полезных ископаемых, так и на заведомо «пустых» (фоновых) участках, была показана возможность успешного использования гидрогеохимического опробования склоновых вод при поисковых работах.

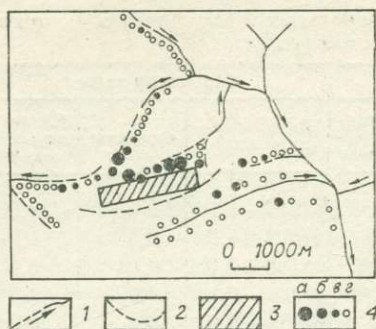


Рис. 1. Результаты опытной гидрогеохимической съемки по склоновым водам.

1 — водотоки; 2 — линия водораздела; 3 — площадь месторождения; 4 — точки отбора проб склоновых вод и концентрации в них сурьмы, свинца, цинка и меди (мкг/л): 5—15 (а), 1—5 (б), 0,05—1 (в), менее 0,05 (г).

В качестве одного из примеров можно привести результаты опытных работ на месторождении, которое находится на северном мерзлотном склоне водораздела (рис. 1). Главная рудоносная зона данного месторождения скрыта на глубине, на поверхность коренных пород выходит лишь ее первичный ореол многокомпонентного состава (серебро, свинец, цинк, медь, ртуть, мышьяк, золото, литий и др.), здесь же встречаются серии не крупных кварцевых и кварц-карбонатных жил с крайне убогой рассеянной минерализацией. Гидрогеохимической съемкой по склоновым водам, выполненной в окрестностях месторождения, местоположение коренного рудного источника, несмотря на его невысокую интенсивность, обозначается отчетливой и достаточно контрастной аномалией суммы свинца, цинка и меди (до 15 мкг/л на фоне менее 0,05). В то же время за пределами распространения оруденения содержания рудных элементов в характеризуемых водах в основном находятся на уровне фона.

На рис. 2 иллюстрируются данные опытных исследований на золоторудном проявлении, представленном одиночными кварцевыми жилами и их сериями, расположенными в разных частях южного затаеженного склона. Золото в жилах присутствует в самородном виде, характеризуется крайне неравномерным распределением и не образует высоких концентраций. Вместе с тем в водах, отобранных вдоль подножия склона из закупушек, фиксируются повышенные его содержания (до 0,03 мкг/л на фоне 0,001), которые легко можно увязать с известными минерализованными жилами.

Еще один пример приводится из практики комплексных геохимических поисков, выполненных в одном из рудных районов, на территории распространения низко- и среднегорных таежных ландшафтов. Здесь были осуществлены региональные геохимические съемки по лито- и гидрогеохимическим потокам рассеяния и выделены перспективные площади, в пределах которых на последующем этапе были проведены те или иные поисковые геохимические работы с целью установления местоположения источников аномальных потоков рассеяния на склонах речных долин. На рис. 3 показан фрагмент одной из таких площадей, где по данным опробования склоновых вод был выделен относительно локальный участок, на котором в процессе крупномасштабной литогеохимической съемки был выявлен вторичный ореол рассеяния, обусловленный, по результатам первых заверочных скважин, наличием рудной минерализации. Оценка перспектив участков продолжается.

В целом проведенные работы подтвердили ожидаемую относительно высокую контрастность аномалий, выделяемых по данным опробования склоновых вод, и их отчетливую приуроченность к коренным рудным источникам. Аномальные концентрации в них металлов обычно в десятки, иногда в сотни раз превосходят соответствующие содержания в поверхностных водах на прилегающих интервалах речной сети, а также в водах рассматриваемого типа на безрудных площадях. По уровню концентраций рудных элементов они нередко могут быть сопоставлены с рудничными водами.

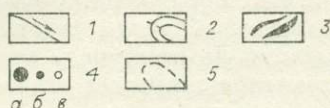
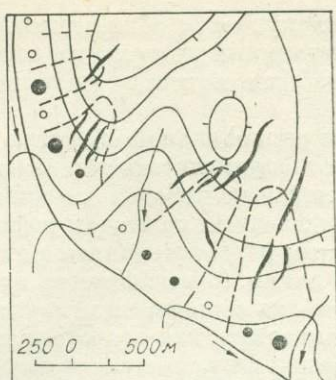


Рис. 2. Данные опробования склоновых вод на участке распространения кварцевых жил. 1 — водотоки; 2 — изогипсы рельефа; 3 — кварцевые жилы; 4 — концентрация золота в склоновых водах (мкг/л): 0,01—0,03 (а), 0,004—0,009 (б), менее 0,003 (в); 5 — намечаемые контуры участков с повышенной рудной минерализацией склоновых вод (гидрогеохимические ореолы).

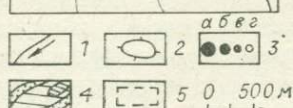
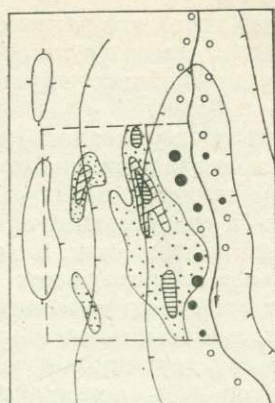


Рис. 3. Результаты опробования склоновых вод при комплексных геохимических поисках.

1 — водоток; 2 — изогипсы рельефа; 3 — пункты пробобора склоновых вод и содержания в них золота (мкг/л): 0,01—0,02 (а), 0,005—0,01 (б), 0,002—0,005 (в), менее 0,002 (г); 4 — контур перспективного участка, выделенного по данным опробования склоновых вод; 5 — вторичный лито-геохимический ореол, выявленный в процессе дальнейших поисков.

Методика исполнения полевых исследований сравнительно проста. Отбор проб осуществляется из закопшек глубиной 30—40 см, проходимых вдоль подножий склонов с заданным интервалом, который выбирается, исходя из масштаба работ, поставленных задач и фактической геолого-поисковой ситуации на изучаемом участке (обычно 100—200 м). При этом на местности, как показывает опыт, следует корректировать точное местоположение каждой закопшки таким образом, чтобы оно соответствовало западинам, мелким распадкам и прочим ориентированным по уклону понижениям в микрорельефе обследуемых склонов, т. е. местам максимального увлажнения. Попутно можно использовать старые выработки, мочажины, а также небольшие ключики, питающие основной водоток. Наилучшее время ведения работ — начало лета, когда обводненность рыхлых масс наиболее высокая. Северные склоны и участки распространения сплошной и островной многолетней мерзлоты, отличающиеся наибольшей относительной увлажненностью рыхлых грунтов, легко опойсковываются в течение всего полевого сезона. Практика работ показывает, что для отбора требуемого количества воды (1—2 л) из закопшки требуется обычно 10—15 мин, и лишь в пределах сравнительно «сухих» склонов затрачивается большее время.

В процессе наших исследований применялись методы концентрирования ТПИ и ВИТРа, отдельные рудные элементы (в частности, золото) определялись методом атомной абсорбции. Проводились полевые определения макрокомпонентов с помощью лабораторий ПЛАВ и «Комар-2». В последнем случае пробы исследовались также на сумму металлов (свинец, медь, цинк).

Интерпретация данных гидрогеохимических поисков по склоновым водам более проста, чем по поверхностным. Искомый рудный источник всегда располагается выше по склону (перпендикулярно изогипсам рельефа) на интервале между точкой с аномальными концентрациями металла

(металлов) и линией водораздела. По совокупности сближенных аномальных точек оконтуривается общий перспективный участок, где планируется проведение дальнейших крупномасштабных поисков (детализационно-заверочные работы).

Как уже подчеркивалось, наиболее рациональной областью применения метода поисков по склоновым водам следует считать детальные поиски, когда осуществляется переход от аномальных потоков рассеяния (шлиховых, лито- и гидрогеохимических), выделенных на стадии региональных обследований по гидросети, к их коренным первоисточникам на прилегающих склонах соответствующих речных долин. В зависимости от конкретных ландшафтно-геохимических условий на подлежащих изучению перспективных участках метод можно использовать как самостоятельно, так и в комплексе с другими поисковыми методами повышенной глубинности, например атмо- или биогеохимическими исследованиями. Во многих случаях поиски по склоновым водам весьма целесообразно сочетать с крупномасштабными литогеохимическими съемками по вторичным ореолам рассеяния, особенно на участках распространения закрытых дефлюкционных ореолов (в пониженных частях рельефа). Иначе говоря, к исследованию склоновых вод следует прибегать всюду, где использование других поисковых методов заведомо неэффективно или недостаточно надежно, т. е. на площадях или их отдельных фрагментах, характеризующихся относительно трудными поисковыми условиями. При этом следует иметь в виду достоинства рассматриваемого метода — его повышенную глубинность, простоту исполнения, дешевизну и высокую оперативность работ (принадлежащей организации лабораторных исследований проб).

В. А. КИРЮХИН, Н. Б. НИКИТИНА, В. Н. ШЕМЯКИН

ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В УСЛОВИЯХ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Применение гидрогеохимического метода поисков различных полезных ископаемых в разнообразных геолого-гидрогеологических и ландшафтно-геохимических условиях должно базироваться на всестороннем изучении закономерностей и условий формирования гидрогеохимических ореолов и потоков рассеяния.

Основы знаний о гидрогеохимических ореолах и потоках рассеяния были заложены еще в классических трудах В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, Б. Б. Полюнова, С. С. Смирнова.

К настоящему времени имеется большое число работ, в которых приводится обширный фактический материал по химическому составу природных вод на площадях развития рудных месторождений. Однако многие вопросы теории формирования гидрогеохимических ореолов рассеяния и методики интерпретации данных гидрогеохимических исследований до сих пор изучены недостаточно.

Многолетние работы, проводимые Ленинградским горным институтом на территории Нижнего Приамурья, свидетельствуют об эффективности гидрогеохимического метода при поисках олово-полиметаллического оруденения.

При учете природных условий района работ наиболее важное значение имеет следующее: 1) олово-полиметаллическое оруденение; 2) низко- и среднегорный рельеф и гумидный климат; 3) широкое развитие трещинно-грунтовых и трещинно-жилльных вод песчано-сланцевых терригенных толщ и магматических пород, а также горизонты подземных вод в аллювиальных и делювиальных образованиях; 4) нейтральная реакция вод ($pH =$

Характеристика ореольных и рудничных вод Комсомольского оловорудного района

Воды	рН	Eh, Мв	Sn	Cu	Zn	Pb	Ag	Mo
			мкг/л					
Рудничные	5—6,4	240—420	$n \cdot 1 \div n \cdot 10$	$n \cdot 10$	$\frac{n \cdot 10 \div}{\div n \cdot 100}$	$n \cdot 10$	$n \cdot 0,1$	$n \cdot 1$
Ореольные	5,9—7,6	160—410	$\frac{n \cdot 0,1 \div}{\div n \cdot 1}$	$\frac{n \cdot 1 \div}{\div n \cdot 10}$	$n \cdot 10$	$n \cdot 1$	$\frac{n \cdot 0,01 \div}{\div n \cdot 0,1}$	$\frac{n \cdot 0,1 \div}{\div n \cdot 1}$

= 6,6—7,4), малая минерализация ($n \cdot 10$ мг/л) и гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав. На участках развития зон олово-полиметаллического оруденения наблюдается понижение рН, увеличение минерализации ($n \cdot 100$ мг/л) вод и появление в их составе сульфат-иона.

В условиях Нижнего Приамурья на площадях развития рудной минерализации происходит формирование четких, протяженных, многоэлементных гидрогеохимических ореолов и потоков рассеяния. Характеристика ореольных и рудничных вод Комсомольского рудного района приведена в таблице.

Данные показывают, что исследованные рудничные воды являются слабокислыми переходного и окислительного типов и в соответствии с геохимической классификацией природных вод [Павлов, Шемякин, 1967] относятся к IV и X группам, 6 классам. Их геохимические номера следует обозначить символами МХ (26), МХ (27), МХ(36), OIV (36), OIV (37), OIV (46), OIV (47).

В соответствии с термодинамическими расчетами полей преобладания водных форм миграции элементов по методике Р. М. Гаррелса для указанных типов и групп вод характерны определенные степени окисления и ионно-молекулярные формы. Так медь, цинк и свинец в водах указанных групп должны находиться в виде простых ионов: Cu^{2+} , Zn^{2+} , Pb^{2+} . При этом гидролиз их до моногидроксидов CuOH^+ , ZnOH^+ , PbOH^+ незначителен. По степени гидролиза эти элементы следует расположить в следующей ряд: $\text{Pb}^{2+} < \text{Zn}^{2+} < \text{Cu}^{2+}$. В состоянии простых ионов они в следуюющей степени склонны к комплексообразованию. Что касается серебра, то при отмеченных значениях Eh и рН для него характерно элементарное состояние. Однако в отмеченных нами концентрациях ($n \cdot 0,1$ мкг/л) серебро в заметной доле может находиться также в ионной форме (Ag^+), хотя не исключена и коллоидная (Ag^0).

Относительно меди следует добавить, что при Eh < 250 мВ она в значительной степени восстанавливается до Cu и в этом состоянии ее миграционная способность несколько уменьшается (по аналогии с серебром Ag^+). Олово и молибден в водах рассматриваемого типа должны присутствовать в ионной форме в виде SnO_3^{2-} и MoO_4^{2-} . При этом большая часть олова должна находиться в гидроксидной форме, а заметная часть молибдена также в виде кислого иона HMoO_4^- .

Ореольные воды представлены переходными и окислительным типами и IV, V, X, XI группами. Их геохимические номера следует записать так: МХ (17), (27); MXI (18), (28); OIV (37); OV (28), (38).

Для вод указанного типа отмечается некоторое усиление окислительной способности по отношению к окислительно-восстановительным системам, зависимым от рН. Однако эта разница невелика и формы миграции указанных элементов должны сохраниться теми же, что и в случае рассмотренных рудничных вод. В то же время следует отметить, что в связи с увеличением рН для вод слабощелочного характера начинает существенно сказываться гидролиз до моногидроксидов (ZnOH^+ , CuOH^+ , PbOH^+) с заметной тенденцией цинка к образованию гидроксида $\text{Zn}(\text{OH})_2^0$. Уменьшение концентраций рассматриваемых элементов в ореольных водах сле-

дует отнести к высокой сорбируемости их в ионном виде водовмещающими породами.

Опыт гидрогеохимических исследований в разнообразных природных условиях показывает, что содержания микроэлементов в подземных водах зоны активного водообмена подвержены значительным колебаниям в течение года. Однако следует подчеркнуть, что, устанавливая факт зависимости содержания микроэлементов в ореольных водах рудных месторождений от климатических факторов, большинство авторов, как правило, связывает эти изменения с достаточно длительными промежутками календарного времени (зимний период, весенний паводок и т. п.).

Детальное изучение связи между составляющими водного стока и составом гидрогеохимических ореолов, а также особенностей водной миграции рудных элементов в зависимости от количества и интенсивности выпадения атмосферных осадков позволило сделать вывод о наличии временных и постоянных гидрогеохимических ореолов рассеяния [Кирюхин и др., 1969]. Временные гидрогеохимические ореолы и потоки рассеяния возникают в приповерхностном и трещинно-грунтовым стоке после выпадения атмосферных осадков, накладываются на постоянные и характеризуются непродолжительным временем существования (несколько суток), большей по сравнению с постоянными ореолами протяженностью и контрастностью. Кроме того, состав временных гидрогеохимических ореолов и потоков рассеяния характеризуется закономерным проявлением нескольких гидрогеохимических волн (максимумов содержаний металлов), связанных с выносом рудных элементов подземными водами двух типов стока (приповерхностным и трещинно-грунтовым) с различных горизонтов рудных тел, их первичных и вторичных ореолов рассеяния. Понимание закономерностей режима гидрогеохимических ореолов и потоков рассеяния — необходимое условие повышения эффективности гидрогеохимических съемочно-поисковых работ. Очевидно, следует рекомендовать обязательную постановку краткосрочных наблюдений за атмосферными осадками и гидрогеохимическим режимом на водопунктах с фоновыми и ореольными водами. Их результаты позволяют вводить поправочные коэффициенты при обработке результатов анализов водных проб и построения прогнозных гидрогеохимических карт.

Состав, контрастность, протяженность гидрогеохимических ореолов и потоков рассеяния и изменения этих характеристик во времени и пространстве зависят от большого числа факторов. Для условий Нижнего Приамурья ведущими из них являются: характер источников обогащения вод рудными элементами, гидродинамические и гидрометеорологические факторы. Кроме того, большое значение имеет миграционная способность элементов, входящих в основную группу поисковых показателей.

Расчеты среднего коэффициента водной миграции (K_x), сделанные нами по формуле, предложенной А. И. Перельманом (1972), показали, что для природных вод Мяо-Чана характерна интенсивная миграция цинка, молибдена и серебра:

Породы	Воды	Sn	Cu	Zn	Pb	As	Mo
Водовмещающие терригенные	Ореольные	0,21	0,21	8,30	0,11	0,70	1,00
	Рудничные	6,25	6,25	25,0	0,90	14,0	9,1
Водовмещающие эффузивные среднего состава	Ореольные	0,27	0,21	8,30	0,21	0,70	0,42
	Рудничные	8,30	6,25	25,0	1,90	14,0	37,0

Особенности миграции рудных элементов в определенных геолого-гидрогеологических и ландшафтно-геохимических условиях определяют наличие зональности гидрогеохимических ореолов рассеяния рудопроявлений, которая проявляется в том, что в пределах общего водного ореола выделяются водные ореолы отдельных элементов, обладающих различной протяженностью.

В результате наблюдений в отдельных микробассейнах водосбора (в частности, хр. Мяо-Чан), где выявлены олово-полиметаллические мине-

рализованнные зоны, были определены средние дальности миграции (м) основных рудных элементов в пределах временных и постоянных гидрогеохимических ореолов рассеяния:

Ореолы	Sn	Cu	Zn	Pb	Ag	Mo
Постоянные	300	500	700	400	600	800
Временные	>1000	1500	2200	1200	2000	2000

Данные показывают, что горизонтальная зональность гидрогеохимических ореолов и потоков рассеяния олово-полиметаллических зон минерализации выражается в последовательном уменьшении концентраций элементов до фоновых по мере увеличения расстояния от рудных зон, сначала олова, свинца, затем соответственно меди, серебра, молибдена и, наконец, цинка.

Следует отметить, что размеры временных и постоянных гидрогеохимических ореолов и потоков рассеяния, как показали исследования в Нижнем Приамурье, значительно отличаются. При этом дальность миграции рудных элементов во временных гидрогеохимических ореолах в несколько раз больше таковой в постоянных.

Выявленные особенности миграции рудных элементов в природных водах Нижнего Приамурья позволяют сделать ряд важных выводов об особенностях проведения гидрогеохимических исследований в условиях гумидного климата и горного рельефа. Эти исследования должны включать режимные гидрометеорологические и гидрогеохимические наблюдения. Последние должны комплексироваться с литохимическими и геофизическими методами поисков и донным опробованием. Применение комплекса этих методов открывает большие возможности для поисков скрытого оруденения и количественного его прогнозирования.

Б. Ф. МИЦКЕВИЧ, Ю. Я. СУЩИК, А. И. САМЧУК

БЕРИЛЛИЙ В ВОДАХ УКРАИНСКОГО ШИТА

Эффективность геохимических поисков по экзогенным ореолам и потокам рассеяния в значительной мере определяется наличием данных о количественной стороне протекания поверхностных процессов. Для гидрогеохимического метода к таким в первую очередь относятся показатели физико-химических свойств природных вод и сведения о формах миграции химических элементов в водных растворах и их устойчивости.

На протяжении последних лет авторами проводились исследования, направленные на выяснение особенностей миграции бериллия в поверхностных и подземных водах Украины, главным образом Украинского щита. Результаты этих исследований уже были изложены [Мицкевич и др., 1977]. Однако не было отражено взаимодействие с карбонат- и гидрокарбонат-ионами из-за отсутствия в литературе каких-либо количественных показателей, характеризующих образование с ними соединений бериллия. В связи с этим авторами предприняты дополнительные исследования поведения бериллия в карбонатной системе, результаты этого изложены в статье.

Количественные показатели, характеризующие равновесное соотношение соединений бериллия в карбонатной системе, определялись экспериментально методом растворимости. Для опытов использовались гидроксид бериллия, гидрокарбонат и карбонат натрия, соляная кислота и едкий натрий марок х. ч. и ч. д. а. Все растворы готовились на бидистилли-

Т а б л и ц а 1

Результаты изучения растворимости и комплексообразования гидроокиси бериллия в карбонате и бикарбонате натрия

$C_{\text{CO}_3^{2-}}$, моль/л	$[\text{CO}_3^{2-}]$, моль/л	$\lg[\text{CO}_3^{2-}]$	$S_{\text{Be}(\text{OH})_2}$, моль/л	$\lg S_{\text{Be}(\text{OH})_2}$	\bar{n}
$5 \cdot 10^{-4}$	$4,3 \cdot 10^{-4}$	-3,36	$0,6 \cdot 10^{-4}$	-4,22	0,33
$1 \cdot 10^{-3}$	$8,8 \cdot 10^{-4}$	-3,09	$0,8 \cdot 10^{-4}$	-4,09	0,50
$5 \cdot 10^{-3}$	$4,9 \cdot 10^{-3}$	-2,31	$1,1 \cdot 10^{-4}$	-3,95	0,81
$1 \cdot 10^{-2}$	$8,5 \cdot 10^{-3}$	-2,01	$3,3 \cdot 10^{-4}$	-3,48	1,63
$2,5 \cdot 10^{-2}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$	-1,60	$7,7 \cdot 10^{-4}$	-3,11	1,94
$5 \cdot 10^{-2}$	$4,3 \cdot 10^{-2}$	-1,30	$1,1 \cdot 10^{-3}$	-2,95	1,90
0,1	$8,8 \cdot 10^{-2}$	-1,05	$4,4 \cdot 10^{-3}$	-2,35	2,0
0,5	$3,3 \cdot 10^{-1}$	-0,48	$5 \cdot 10^{-2}$	-1,25	2,1

$C_{\text{HCO}_3^-}$, моль/л	$[\text{HCO}_3^-]$, моль/л	$\lg[\text{HCO}_3^-]$	$S_{\text{Be}(\text{OH})_2}$, моль/л	$\lg S_{\text{Be}(\text{OH})_2}$	\bar{n}
$5 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	-4,83	$8 \cdot 10^{-5}$	-4,10	0,40
$1 \cdot 10^{-4}$	$3,1 \cdot 10^{-5}$	-4,51	$1,0 \cdot 10^{-4}$	-4,00	0,62
$5 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	-3,61	$1,5 \cdot 10^{-4}$	-3,83	1,13
$1 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$	-3,16	$2,4 \cdot 10^{-4}$	-3,61	1,30
$5 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	-2,59	$8,1 \cdot 10^{-4}$	-3,09	1,59
$1 \cdot 10^{-2}$	$6,2 \cdot 10^{-3}$	-2,21	$1,9 \cdot 10^{-3}$	-2,72	1,62
$6 \cdot 10^{-2}$	$4,0 \cdot 10^{-2}$	-1,40	$5,0 \cdot 10^{-3}$	-2,30	1,79
0,1	$8 \cdot 10^{-2}$	-1,10	$1,0 \cdot 10^{-2}$	-2,00	2,10
0,5	$2,2 \cdot 10^{-1}$	-0,60	0,14	-0,85	3,50
1,0	$3,4 \cdot 10^{-1}$	-0,46	0,33	-0,48	

Примечание. \bar{n} — функция комплексообразования; S — растворимость гидроокиси бериллия при соответствующей концентрации карбонат- и бикарбонат-ионов.

рованной воде, освобожденной от CO_2 кипячением. Измерения проводились на флуориметре ЭФ-3М, фотоколориметре ФЭК-56 и рН-метре рН-121.

Для определения растворимости гидроокиси бериллия последняя помещалась в тефлоновые сосуды с герметически закрывающимися крышками, заливалась приготовленными водными растворами бикарбоната натрия с заданной концентрацией (табл. 1) и ионной силой μ , равной 1,0. Для создания последней добавлялся NaClO_4 . Содержимое сосудов взбалтывалось механической мешалкой на протяжении 80 ч. Отдельными опытами установлено, что этого времени достаточно для достижения насыщения. После отстаивания в течение 20 ч из каждого сосуда отбирался насыщенный раствор, в котором определялась концентрация бериллия флуориметрически с помощью морина и фотометрически — по измерению оптической плотности комплекса бериллия с бериллоном [Новоселова, 1966].

Результаты экспериментов показывают на увеличение растворимости гидроокиси бериллия ($\text{PR} = 2 \cdot 10^{-21}$) в присутствии карбонат- и бикарбонат-ионов, что обусловлено образованием в растворе комплексных соединений. В этом случае устанавливается функциональная зависимость между концентрацией лиганда и растворимостью гидроокиси бериллия (см. табл. 1).

Графическая зависимость $\lg S_{\text{Be}(\text{OH})_2} - \lg C_L$ (рис. 1) представляет кривую, обращенную выпуклостью к оси абсцисс. Непрямолинейный характер этого графика свидетельствует о ступенчатом комплексообразовании.

Константы нестойкости определяли методом Бьеррума в варианте Бека (1973). Функцию комплексообразования \bar{n} и равновесную концент-

рацию бикарбоната находили по следующим формулам:

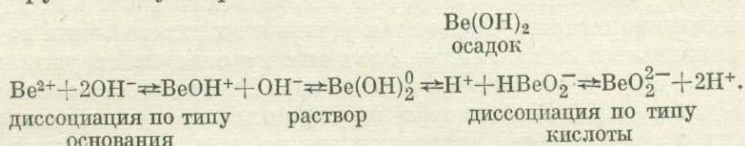
$$n = \frac{C_L - [L]^n}{C_{\text{Be}}}; \quad [L] = \frac{C_L}{1 + 2 \frac{dS_{\text{Be}}}{dc_L}}$$

По кривой образования находили значения последовательных констант нестойкости при \bar{n} , равной 0,5; 1,5 (ккал/моль):

Комплекс	K	$\Delta G_{\text{дисс}}^0$	$G\Delta^0$
$\text{Be}(\text{OH})_2\text{HCO}_3^-$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	-6,27	-312,86
$\text{Be}(\text{OH})_2\text{HCO}_3^{2-}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	-3,73	-477,91
$\text{Be}(\text{OH})\text{CO}_3^-$	$10^{-3,13}$	-4,25	-257,11
$\text{Be}(\text{CO}_3)_2^{2-}$	$10^{-2,19}$	-2,98	-345,27

Из полученных данных ясно, что комплексы бериллия с бикарбонат- и карбонат-ионами сравнительно устойчивые. Методом электрофореза установлено, что они имеют отрицательный заряд.

Гидроокись бериллия имеет амфотерный характер и в водном растворе диссоциирует по суммарной схеме:



Растворимость гидроокиси бериллия в присутствии карбонат- и бикарбонат-ионов может быть представлена в виде суммы равновесных концентраций всех форм бериллия, образующихся в данном растворе:

$$S = [\text{Be}^{2+}] + [\text{BeOH}^+] + [\text{Be}(\text{OH})_3^-] + [\text{Be}(\text{OH})_4^{2-}] + [\text{Be}(\text{OH})_2\text{HCO}_3^-] + [\text{Be}(\text{OH})_2\text{HCO}_3^{2-}] + [\text{Be}(\text{OH})\text{CO}_3^-] + [\text{Be}(\text{CO}_3)_2^{2-}]$$

Карбонатные комплексы бериллия могут существовать лишь в щелочной среде и с понижением pH раствора до 6 переходят в гидроксобикарбонатные. В нейтральных растворах с pH, равной 7, и концентрацией гидрокарбонат-иона до 0,01M (сантимольного) только часть бериллия (27%) находится в виде гидроксобикарбонатных комплексов, однако подавляющее его количество — в форме нейтральных молекул и ионов гидроокиси бериллия.

Используя найденные экспериментальные константы устойчивости, рассчитывали изобарно-изотермические потенциалы образования гидроксобикарбонатных и карбонатных комплексов бериллия (см. выше). Значения ΔC_{298}^0 ионов Be^{2+} , CO_3^{2-} , HCO_3^- , OH^- взяты по Г. Б. Наумову [Наумов и др., 1971].

Сопоставление значений изобарно-изотермических потенциалов гидроксобикарбонатных, бикарбонатных, хлоридных, сульфатных, фторидных и

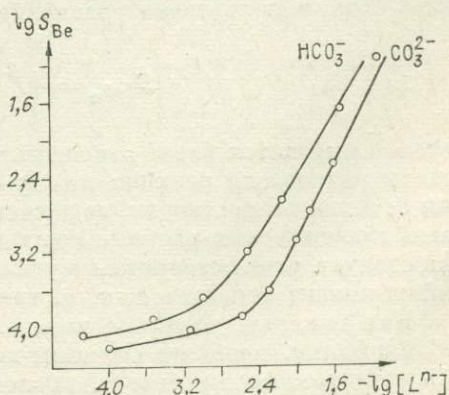
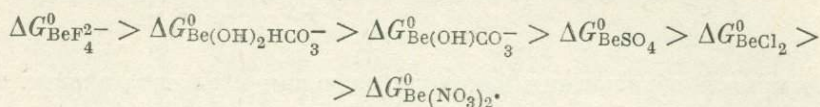


Рис. 1. Зависимость растворимости гидроокиси бериллия от концентрации бикарбонат- и карбонат-ионов.

нитратных комплексов бериллия показывает, что энергетически наиболее вероятно существование в растворах наряду с фторидными бикарбонатных комплексов [Преснякова, 1966; Колосова, 1963]:



Полученные данные позволили установить форму нахождения бериллия в природных водах Украинского щита и сделать некоторые выводы об условиях формирования его водных ореолов рассеяния.

Детальными ландшафтно-геохимическими исследованиями в пределах щита с севера на юг выделено пять ландшафтно-геохимических районов, установлено закономерное изменение химического состава поверхностных и подземных вод и их физико-химических показателей (табл. 2). Содержание бериллия в поверхностных водах в этом направлении увеличивается от $5 \cdot 10^{-8}$ г/л в северополесских ландшафтах до $1,9 \cdot 10^{-6}$ г/л в приазовских согласно росту общей минерализации вод. Состав последних изменяется от гидрокарбонатных через хлоридно-сульфатные до хлоридных [Мицкевич, 1971].

Равновесные соотношения соединений бериллия в водах различных ландшафтно-геохимических обстановок Украинского щита были рассчитаны с помощью константы равновесия реакции их диссоциации на составляющие центральный ион и лиганд, являющейся основной термодинамической характеристикой соединения в растворе. При этом для комплексов с гидроксил-, хлор-, сульфат-, нитрат- и фтор-ионами использованы величины констант равновесия по литературным данным, а для комплексов с карбонат- и гидрокарбонат-ионами — величины, впервые полученные в результате проведенных исследований (табл. 3).

Процентное соотношение форм бериллия в водных растворах рассчитывали по следующим уравнениям:

$$\sum \text{Be} = [\text{Be}^{2+}] \left(1 + \sum_{i=1}^t \sum_{n=1}^m \frac{[L^i]^n}{K_n} \right) = [\text{Be}^{2+}] \cdot b; \quad \alpha_{[\text{BeL}^i]^n} = \frac{[L^i]^n \cdot 100\%}{K_n \cdot b}$$

Известно, что наиболее характерна для поведения бериллия в водных растворах тенденция к образованию гидролизованых ионов или молекул и прочных гидролитических полимеров. Кроме того, выполненные расчеты и эксперименты показали, что растворимость гидроокиси бериллия в присутствии комплексообразующих анионов, характерных для природных вод, на несколько порядков больше растворимости, определенной экспериментально или вычисленной непосредственно из значения ее произведения растворимости.

Для оценки влияния комплексообразующих лигандов на растворимость было использовано уравнение

$$S_{\text{BeL}_n} = \sqrt{\frac{\text{IP}_{\text{Be}_x\text{A}_y}}{K_{\text{BeL}_n}}} \cdot L^n,$$

которое выводится после несложных преобразований уравнения для константы равновесия реакции между осадком труднорастворимого соединения бериллия и раствором, содержащим лиганд. В этом уравнении учтена связь произведения растворимости и константы нестойкости. Из уравнения следует, что растворимость увеличивается тем больше, чем более прочный комплекс образуется, т. е. чем меньше его константа диссоциации.

Как показало изучение констант нестойкости комплексных соединений бериллия, наиболее сильным комплексообразователем по отношению к бериллию является фтор, наиболее слабым — нитрат-ион. Однако обра-

Таблица 2

Содержание основных комплексообразующих анионов в поверхностных водах Украинского щита (числитель — в мг/л, знаменатель — в моль/л)

Ландшафтно-геохимический район	Тип вод	pH	Сумма ионов, г/л	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	F^-
Северополесский	Гидрокарбонатно-кальциевый	5,8	0,2	$\frac{95,2}{1,6 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{8,5}{8,8 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{3,8}{1,1 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{0,17}{2,7 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{0,13}{7 \cdot 10^{-6}}$
Южнополесский	Тот же	6,0	0,2—0,5	$\frac{136,4}{2,2 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{17,2}{1,8 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{16,2}{4,6 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{0,13}{2 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{0,134}{7 \cdot 10^{-6}}$
Лесостепной	Гидрокарбонатно-кальциево-магниевый	6,4	0,5—1,0	$\frac{337,6}{5,5 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{29,2}{3 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{20,9}{3 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{0,8}{1,2 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{0,28}{1,47 \cdot 10^{-5}}$
Степной	Сульфатно-натриевый, сульфатно-гидрокарбонатный, хлоридно-сульфатный	6,3	1,0—2,0	$\frac{325,7}{5,3 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{714,1}{7,4 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{243,9}{6,9 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{2,22}{3,5 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{0,28}{1,47 \cdot 10^{-5}}$
Приазовский	Хлоридный	6,5	2,0	$\frac{286,6}{4,7 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{4056,4}{1,1 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{383,9}{1,1 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{0,76}{1,2 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{0,28}{1,47 \cdot 10^{-5}}$

Таблица 3

Равновесные соотношения неорганических соединений бериллия в поверхностных водах Украинского щита

Ландшафтно-геохимический район, тип вод	pH	Сумма ионов, г/л	Комплексы, процент от суммарной концентрации бериллия									
			Be^{2+}	BeOH^+	Be(OH)_2^0	BeCl^+	BeF^+	BeF_2^0	BeF_3^-	BeSO_4	$\text{Be(OH)} \cdot \text{HCO}_3$	$\text{Be(OH)}_2 \cdot (\text{HCO}_3)_2$
Северополесский гидрокарбонатные	5,8	0,2	1,13	12,70	5,90	0,002	7,85	0,49	0,002	0,001	72,45	0,002
Южнополесский гидрокарбонатные	6,0	0,2—0,5	0,79	13,39	10,30	0,005	5,47	0,34	0,002	0,001	69,52	0,002
Лесостепной гидрокарбонатные	6,4	0,5—1,0	0,36	7,72	7,45	0,003	5,24	0,68	0,006	0,001	79,20	0,006
Степной хлоридно-сульфатные	6,5	1,0—2,0	0,32	10,85	16,60	0,028	4,66	0,68	0,005	0,012	67,84	0,005
Приазовский хлоридные	6,5	2,0	0,26	13,78	33,51	0,037	3,74	0,49	0,004	0,015	48,32	0,003

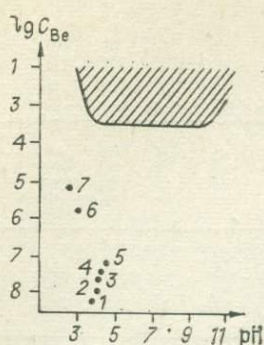


Рис. 2. Насыщенность природных вод Украинского щита бериллием.

Воды геохимических ландшафтов: 1 — северополесских, 2 — южнополесских, 3 — лесостепных, 4 — степных; 5 — приазовских, 6 — ореольные, 7 — рудничные.

зование комплексных соединений с содержащимися в природных водах анионами, осуществляемое в результате вытеснения ионов OH^- ионами лиганда, определяется не только константами нестойкости, но и концентрацией лиганда и щелочно-кислотными условиями. Это служит иллюстрацией результатов расчетов равновесных соотношений неорганических комплексов бериллия в водах различных ландшафтно-геохимических районов Украинского щита (см. табл. 3). Несмотря на то, что наиболее сильным комплексообразующим лигандом является фтор, в водах Украинского щита до 95% бериллия мигрирует в виде гидроксобикарбонатных и гидроксокомплексных ионов. В приазовских ландшафтах с увеличением pH резко возрастает доля нейтральных молекул.

Высокая комплексообразующая способность фтора по отношению к бериллию может представлять особый интерес для формирования высококонтрастных гидрогеохимических потоков рассеяния в пределах рудных полей, так как фтор является универсальным геохимическим спутником большинства бериллиевых месторождений. Область существования сульфатных и хлоридных комплексов в фоновых условиях, характерных для Украинского щита, несущественна и реальна только для вод, дренирующих коры выветривания пород, минерализованных бериллием и сульфидами, при pH менее 4.

Полученные экспериментальные и расчетные данные показывают, что равновесной твердой фазой, контролирующей предельное содержание бериллия в водах, является гидроокись бериллия. Растворимость ее минимальная, в интервале pH 6,2—12,5 составляет $4,5 \cdot 10^{-3}$ г/л. Сопоставление этих данных с данными о содержании бериллия в поверхностных водах Украинского щита говорит о том, что последние крайне недосыщены этим элементом, и лишь в ореольных и рудничных водах его концентрация приближается к равновесной (рис. 2).

А. Я. ГАЕВ

ГИДРОГЕОХИМИЯ СЕРЕБРА В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА УРАЛА

В геолого-историческом отношении Урал представляет собой древнюю горноскладчатую область, переживающую в настоящее время в результате преобладания денудационных процессов превращение в платформенную. Разнообразный комплекс вулканогенно-осадочных, магматических и метаморфических (зеленокаменных) пород вмещает большое количество рудных месторождений: медноколчеданных, редкометалльных, золото-рудных и др. Толщи рудовмещающих и пустых пород содержат нередко обильную сульфидную минерализацию, часто хорошо маскирующую рудные залежи. Глубокое поисковое бурение последних лет показало, что в уральских недрах скрыто еще много минеральных ресурсов на глубинах до 1—2 км и более. Гидрогеохимический метод и, в

частности, гидрогеохимия серебра могут подтвердить эффективность поисков.

Серебро на Урале образует относительно большие и достаточно устойчивые ореолы рассеяния в водах, почвах, корах выветривания и растительности не только вокруг окисленных выходов сульфидных месторождений, но и над рудами, залегающими на значительной глубине. К сожалению, гидрогеохимия серебра изучена крайне слабо [Вострокнутов, 1962; Пряхин и др., 1963]. Поэтому цель данной работы — привлечь внимание исследователей к этому интересному предмету и кратко наметить некоторые закономерности в гидрогеохимии серебра.

В рудах Урала серебро является обычной примесью сульфидов. Основная масса металла представлена в виде тонкодисперсных примесей в массе пирита, халькопирита, сфалерита, галенита и других сульфидов. Серебро при этом установлено в форме аргентита (Ag_2S), пираргирита (Ag_3SbS_3), матильдита (AgBiS_2), самородного металла, в форме твердого раствора с галенитом и блеклыми рудами. Серебро накапливается в сульфидных рудах зоны вторичного обогащения с халькозином, борнитом, осаждается из слабокислых растворов на гидроокислах железа и марганца, присутствует в составе разнообразных примазок и черней, широко развитых в зеленокаменных породах. На значительном удалении от рудных залежей серебро связано с аксессуарными сульфидными и другими рудными минералами. Для серебра характерны крайне неравномерные концентрации во всех средах. Этот металл накапливается в сульфидных минералах со стороны висячего бока сульфидного месторождения и поэтому является очень хорошим структурно-геохимическим указателем оруденения. Именно структурно-геохимическая интерпретация гидрогеологических аномалий серебра и других элементов и может повысить эффективность поисково-разведочных работ.

О высокой подвижности серебра в водах свидетельствует хотя бы тот факт, что его количественное отношение к золоту в морской воде (37,5) более высокое, чем в литосфере (~ 10) [Щербина, 1956]. Методы анализов серебра в водах достаточно хорошо разработаны: это полуколичественный и количественный спектральный анализ из сухих сернокислотных остатков или из концентратов, получаемых по методике ТПИ, это колориметрический анализ и, наконец, наиболее чувствительный атомно-абсорбционный метод.

Совершенно не исследован вопрос о влиянии почвенных органических кислот на миграцию серебра. Нами в заболоченных районах Северного Урала выполнены сотни количественных спектральных анализов серебра в подземных и болотных водах, в болотных и донных отложениях, в почвах и древесной растительности (древесина, кора и зелень сосны, кедра, березы, ели и др.). Чувствительность анализа составила 3×10^{-4} вес.%. Для растительности, гумуса почв и торфа прослежено обогащение серебром по сравнению с горными породами. Этот факт общеизвестен, поскольку в растениях содержание серебра всегда выше ($1 \cdot 10^{-4}$ вес.%), чем кларк в литосфере ($7 \cdot 10^{-6}$ вес.%) и почвах ($1 \cdot 10^{-5}$ вес.%). Медистые песчаники восточного и западного склонов Урала и Приуралья наряду с обогащением органическими веществами в 10 раз и более обогащены серебром по сравнению с безрудными песчаниками. Этот факт отмечают и другие исследователи [Каширцева, 1962; Щербина, 1970]. Намечается обратная зависимость встречаемости и содержания серебра от зольности, что указывает на активную роль биохимического цикла в миграции серебра. И действительно, болотные воды, содержащие до 60 мг/л растворенных органических веществ, характеризуются более высоким процентом встречаемости металла (28) по сравнению с подземными водами (9). Однако биохимическая составляющая вод не является сама по себе источником серебра, а только способствует переводу металла из пород в

водный раствор. Среди горных пород наиболее обогащены серебром осадочные и магматические породы основного состава ($1 \cdot 10^{-5}$ вес. %).

Неодинаково мигрирует серебро в водах зоны гипергенеза в условиях северной и южной тайги, лесостепи и степи. Широкая гидрогеохимическая зональность хорошо изучена, а увеличение средних концентраций и частоты встречаемости серебра в водах в направлении от северных районов к южным является фактом малоизвестным [Гаев, 1978; Шварцев, 1978]. Нами приведены результаты массовых количественных спектральных анализов с небольшим количеством более точных и чувствительных:

Зона	Количество проб	Частота встречаемости	Среднее содержание, мг/л
Северная часть лесной (севернее г. Ивделя)	112	9	$1 \cdot 10^{-4}$
Южная часть лесной (район Свердловска и Тагила)	124	41	$(1-3) \cdot 10^{-4}$
Лесостепная и степная (район Каменск-Уральского и Челябинска)	186	73	$(2-5) \cdot 10^{-4}$

Тот факт, что встречаемость серебра в составе механического стока зоны гипергенеза Урала в том же направлении уменьшается от 27 до десятых долей процента, свидетельствует об отсутствии дополнительных источников металла в горных породах южных районов. Увеличение частоты встречаемости и среднего содержания серебра в водах лесостепной зоны происходит исключительно за счет улучшения миграционной способности металла в этих условиях.

Закономерное изменение в поведении серебра в различных географических зонах можно объяснить ростом с севера на юг гуминовой составляющей водорастворенной части органического вещества, с которой серебро, видимо, образует металлоорганические комплексы. Не исключено формирование и других комплексных соединений [Щербина, 1956, 1970].

Сернокислая среда, характерная для зон окисления сульфидных месторождений и зоны гипергенеза пород, обогащенных сульфидной минерализацией, исключительно благоприятна для водной миграции серебра. Наиболее высокие концентрации металла (0,1—0,3 мг/л) установлены нами в сернокислых водах месторождений медноколчеданных и железных руд, огнеупорных глин и бокситов, коренного золота и др. Для ряда районов Урала, главным образом Среднего, характерно развитие слабого сернокислотного профиля выветривания в верхней части зоны гипергенеза со слабоминерализованными водами (0,1—0,2 г/л) преимущественно сульфатного, сульфатно-гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-сульфатного состава с рН 5—6. Анализ 152 проб таких вод обнаружил присутствие серебра в 41 % проб. В то же время в углекислотном профиле выветривания, где формируются воды преимущественно гидрокарбонатного состава тоже невысокой минерализации (0,1—0,3 г/л) со слабокислотной и нейтральной реакцией среды, встречаемость металла почти вдвое ниже (29 % в 112 пробах).

В зоне окисления сульфидных месторождений Урала и в сернокислотном профиле выветривания пород, обогащенных сульфидной минерализацией, серебро, вероятнее всего, мигрирует в форме сульфатов, растворимость которых исключительно велика (7,7 г/л). При нейтрализации сернокислых растворов серебро в значительной своей части фиксируется твердой фазой, образуя хорошо выраженные (более четкие, чем у свинца) вторичные ореолы рассеяния в почвах и корах выветривания. Так, на Тарньерском месторождении (Северный Урал) серебро образует вторичные ореолы рассеяния с размерами в несколько сотен метров. Меньшая

часть серебра продолжает водную миграцию в гидрокарбонатной и карбонатной среде, формируя гидрогеохимические аномалии на протяжении до 1 км. В. В. Щербина считает возможным миграцию серебра в этих условиях в форме комплексов Ag_2O . Нам представляется более вероятной миграция металла в форме органоминеральных комплексов, образующихся при переходе гуминовых и фульвиновых соединений в гидрокарбонаты и карбонат-ионы. Фиксируют серебро во вторичных ореолах также органические соединения типа битумов, гумуса, а также фосфаты, арсенаты, галогены, а в зоне вторичного обогащения — сульфиды. В железных шляхах и в зоне цементации очень часто встречается самородное серебро. Создается впечатление, что оно образуется в условиях с широким диапазоном окислительно-восстановительного потенциала. Однако следует иметь в виду, что под действием кислых сульфатных вод растворение таких минералов, как пирротин и сфалерит, протекает в зоне окисления с выделением сероводорода. Последний задерживает процесс растворения не только самородного серебра, но и его сульфидов.

В рудах Гайского месторождения преобладают вторичные сульфиды. Серебро установлено в них как в виде аргентита, самородного металла, так и в форме сульфосолей. Самородное серебро встречается вместе с золотом в зальбандах рудных залежей и особенно накапливается в образованиях железной шляхи (до 40—49 г/т). В гидрогеохимических аномалиях серебро установлено в относительно невысоких концентрациях (1 мкг/л) [Черняев и др., 1965]. В то же время в твердых потоках рассеяния, почвах и корах выветривания серебро не образует таких четких вторичных ореолов рассеяния, как на Северном и Среднем Урале.

При проходке и эксплуатации горных выработок водоотлив увеличивает мощность зоны аэрации и интенсивность сернокислотных процессов за счет окисления сульфидов. А поскольку растворимость сернокислых соединений серебра в окислительной обстановке достаточно высокая, то происходит накопление металла в водах. В то же время присутствие серебра в сернокислых водах всегда обусловлено наличием и содержанием его в рудах или породах. Само же серебро накапливается в породах и минералах с всячего бока месторождений и является хорошим структурно-геохимическим индикатором сульфидного оруденения. Поэтому и гидрогеохимические аномалии по серебру — хорошие структурно-геохимические указатели колчеданного оруденения.

Однако нельзя забывать, что в зоне гипергенеза Урала и Предуралья серебро накапливается также в водах на участках антропогенного загрязнения. В сухих остатках атмосферных осадков над промышленными центрами Урала серебро установлено в количествах, превышающих 10 г/т, а на участках сброса промышленных стоков содержание серебра превышает фон в десятки раз.

В заключение подчеркнем следующее.

1. Серебро является хорошим водным мигрантом, особенно в сернокислой среде. Органическое вещество, с одной стороны, усиливает подвижность серебра в водных растворах, а с другой — фиксирует его в почвах, корах выветривания, медистых песчаниках, способствуя формированию вторичных ореолов рассеяния этого металла.

2. Миграция серебра в подземных водах протекает крайне неодинаково в условиях различных широтных географических зон. Фоновые концентрации металла возрастают с севера на юг.

3. Серебро на месторождениях Урала накапливается в минералах и породах всячего бока. Поэтому гидрогеохимические аномалии по серебру, тесно связанные с повышенными концентрациями металла в породах, являются хорошими структурно-геохимическими индикаторами медно-колчеданного и других типов оруденения.

**ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ,
КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ И ЭФФЕКТИВНОСТЬ
ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО МЕТОДА ПОИСКОВ СУРЬМЫ**

В природных условиях сурьма встречается в виде сульфида сурьмы-антимонита, а также входит в состав блеклых руд и присутствует в виде изоморфных примесей в других соединениях. В зоне окисления как собственно сурьмяных, так и полиметаллических месторождений известны вторичные минералы сурьмы (валентинит, сервантит, кермезит, серамонтит и др.).

В пределах рудных полей различных генетических типов установлены первичные и вторичные ореолы и потоки рассеяния сурьмы. Однако механизм их формирования, а также и осаждение сурьмы в зоне гипергенеза до настоящего времени остаются слабо изученными, что затрудняет интерпретацию ее содержания в горных породах, почвах, илах и водах. Являясь элементом-гидролизатом и в то же время обладая амфотерными свойствами, она, по-видимому, должна быть устойчива в широком диапазоне рН водной среды миграции. С целью подтверждения этого положения (подвижности сурьмы в кислых, нейтральных и щелочных средах) нами проведены специальные геохимические и гидрогеохимические исследования в пределах Кадамджайского, Удерейского, Раздольнинского месторождений сурьмы, ряда свинцово-цинковых месторождений и проявлений Енисейского кряжа, а также прилегающих к ним территориях.

Полученный фактический материал показал, что сурьма распространена в широких диапазонах рН вод различного химического состава сурьмяных, золоторудных и полиметаллических месторождений (табл. 1). При этом наибольшие ее содержания обнаружены в кислых рудничных водах Раздольнинского и в сероводородных — нижней части разреза Кадамджайского месторождений. Эти данные свидетельствуют о миграции сурьмы как в окислительной, нейтральной, так и в восстановительной обстановках. Особый интерес представляет миграция сурьмы в восстановительной обстановке, так как это дает доказательство возможности гидрогеохимических поисков скрытого сурьмяного оруденения, а также образования вторичных ореолов в рыхлых отложениях в местах разгрузки вод глубоких горизонтов.

Таблица 1

Содержание сурьмы в водах различного химического состава

Месторождение	Количество анализов	Химический тип вод	Средние значения			
			рН	Минерализация, г/л	Сульфат-ион, мг/л	Сурьма, мкг/л
Кадамджайское сурьмяное	2	HCO ₃ —Ca	7,2	0,33	45,0	44,9
	3	SO ₄ —Na	7,3	1,60	867,7	1534,7
	5	SO ₄ —Mg	7,5	3,70	2392,6	4370,0
Раздольнинское сурьмяное	170	HCO ₃ —Ca	7,1	0,15	4,2	15,0
	2	SO ₄ —Ca	7,2	1,00	740,0	1100,0
Удерейское сурьмяное	30	HCO ₃ —Ca	6,8	0,10	2,3	12,5
Советское золоторудное	30	HCO ₃ —Ca	6,9	0,10	15,6	0,8
	2	SO ₄ —Mg	4,2	0,10	50,2	1,5
	2	SO ₄ —Ca—Mg	7,4	1,10	780,0	4,0
Горевское полиметаллическое	200	HCO ₃ —Ca	7,0	0,20	4,1	0,4

Распространение сурьмы в подземных водах Енисейского кряжа (гумидный климат) и Кураминского хребта (аридный климат)

Район	Химический состав вод и характер водовмещающих пород		Количество анализов		Средние значения		Содержание сурьмы, мкг/л**	
			всего	с сурьмой #	pH	общая минерализация, г/л	пределы колебаний	среднее
Енисейский кряж, Восточная Сибирь	HCO ₃ —Ca—Na	Верхний протерозой: сланцы	3600	300	6,8	0,10	0,01—15,2	0,83
	HCO ₃ —Ca	известняк и	2300	50	7,0	0,15	0,01—2,0	0,17
	HCO ₃ —Na	граниты	1600	50	6,8	0,10	0,01—3,0	0,41
	HCO ₃ —Ca—Na	Рыхлые четвертичные отложения	2500	270	7,0	0,15	0,01—10,0	0,24
Кураминский хребет, Средняя Азия	HCO ₃ —Ca—Na	Осадочные и вулканогенные породы палеозоя	145	145	7,2	0,25	0,01—1,2	0,3
	SO ₄ —Na—Ca	То же	69	69	7,8	2,60	0,1—6,4	1,2

* При чувствительности 0,01 мкг/л.

** Учены только пробы, в которых обнаружена сурьма.

Вне пределов развития рудных полей в гумидном климате таежного ландшафта Енисейского кряжа сурьма встречается крайне редко и, как правило, в незначительных количествах [Шубенин, Протопопов, 1974]. В аридном климате Средней Азии ее распространение в водах безрудных участков более широкое, что может свидетельствовать о ее накоплении за счет увеличения степени минерализации и роста щелочности [Шварцев и др., 1974]. В пределах Енисейского кряжа содержание сурьмы в какой-то степени контролируется литологией водовмещающих пород, тогда как в Средней Азии такая закономерность не прослеживается и ведущая роль в ее распределении здесь принадлежит химическому типу вод (табл. 2).

Основным источником сурьмы в водах являются ее минералы, а также изоморфные примеси в других соединениях. Основной гипогенный минерал сурьмы — антимонит — в чистой воде растворяется слабо.

В литературе имеются сведения о том, что сурьма переходит из него в подвижное состояние при выщелачивании водой в количествах более 100 мкг/л [Суевин, 1965]. Сведения же о влиянии среды выщелачивания на подвижность сурьмы весьма ограничены. Поэтому с целью изучения условий перехода сурьмы в подвижное состояние нами проведено ее выщелачивание в различных средах — из антимонита, свинцово-цинковых руд, сланцев, известняков и почв. Искусственные среды приготавливались путем добавления в бидистиллят соляной кислоты, щелочи, сульфида натрия, сероводорода, гуминовой и фульвокислоты. Таким образом получали среды с pH от 1,8 до 12. Результаты экспериментов по выщелачиванию антимонита частично приведены ранее [Шварцев и др., 1974]. Нами было установлено, что переход сурьмы уменьшается от кислой среды к нейтральной и вновь увеличивается в щелочной среде (pH = 8—12). Полученные закономерности изменения перехода сурьмы подтверждены и при выщелачивании из свинцово-цинковых руд Горевского месторождения сланцев, известняков и почв (табл. 3).

Таким образом, выщелачивание руд и пород показывает, что сурьма довольно хорошо переходит в подвижное состояние в кислой, нейтральной

Таблица 3

Переход сурьмы из свинцово-цинковых руд при выщелачивании в различных средах

Среда	Количество сурьмы (мкг/л), перешедшее в раствор из				
	антимонита	свинцово-цинковой руды (сурьмы 0,3%)	сланцев (сурьмы 0,02%)	известняков (сурьмы 0,003%)	почв (сурьмы 0,012%)
$H_2O + HCl, pH=1,8$	50,2	4,1	0,8	2,7	1,8
$H_2O + HCl, pH=2,3$	29,8	3,6	0,6	1,8	1,2
$H_2O + Na_2S, pH=4,5$	21,0	1,2	0,2	0,9	0,4
$H_2O, pH=6,5$	17,0	1,0	0,1	0,3	0,2
$H_2O + NaOH, pH=8,0$	22,0	1,4	0,4	1,2	1,0
$H_2O + Na_2S, pH=9,0$	71,2	5,6	1,5	2,5	2,4
$H_2O + Na_2S, pH=10,0$	340,0	12,8	4,6	8,6	10,2

и щелочной средах, причем максимальное ее количество отмечается в щелочных, при наличии в растворе сульфидных ионов, а минимальное — в нейтральных. Естественно, что в таком широком диапазоне pH должно происходить и изменение форм миграции сурьмы. Проведенные нами и другими исследователями термодинамические расчеты показывают, что в сильноокислой среде основной формой миграции является SbO^+ , в слабокислой, нейтральной и слабощелочной — SbO_3^- , SbO^+ , $HSbO_2^0$ и сильнощелочной SbO_2^- , из сульфидных комплексов в восстановительной обстановке может присутствовать $Sb_2S_4^{2-}$ и его производные $HSb_2S_4^-$ и $H_2Sb_2S_4^0$.

Экспериментальные определения форм нахождения сурьмы в природных водах и вытяжках из антимонита ионообменными смолами, диализом, электродиализом показали присутствие положительных, отрицательных и нейтральных соединений сурьмы [Шварцев и др., 1974; Шварцева, Бабурова, 1976]. В гидрокарбонатных водах доля положительно заряженных соединений изменяется от 14 до 30%, отрицательно заряженных — от 30 до 78, нейтральных — от 4 до 72%. Коллоиды составляют от 1 до 2,5%. В сульфатных водах преобладают отрицательно заряженные соединения (до 77%), а доля коллоидов увеличивается до 16,6%.

Фактический материал показывает, что в природных водах сурьма часто обнаруживается в количествах, больших, чем получено в эксперименте. Такое поведение можно объяснить двумя причинами: влиянием гуминовых и фульвокислот; действием микроорганизмов. Экспериментально установлено, что в присутствии гуминовых и фульвокислот растворимость антимонита увеличивается более чем в 2 раза, т. е. можно предполагать наличие устойчивых в водах органических комплексов сурьмы. В то же время в настоящий момент доказано присутствие активных тионовых бактерий в подземных водах рудных месторождений, в том числе и сурьмяных, одна из культур которых способна интенсивно окислять антимонит [Ляликова, 1967]. Масштабы микробиологического выщелачивания сурьмы из руд и горных пород пока остаются во многом не ясными, однако можно предполагать, что они значительны.

Таким образом, геохимические особенности сурьмы позволяют мигрировать ей в широких диапазонах pH среды. Снижение ее содержания в водах от кислой и щелочной сред к нейтральной свидетельствует о влиянии кислородного барьера на ее осаждение из вод. Обладая аниоген-

ными свойствами, сурьма, подобно хлору, бром и фтору, способна накапливаться в водах по мере роста щелочности и минерализации вод, поэтому ее распространение в водах аридной зоны намного шире, чем в гумидной. В последней она должна образовывать контрастные водные потоки рассеяния небольшой протяженности и поэтому являться важным поисковым гидрогеохимическим критерием. Опыт работ на Енисейском кряже полностью подтверждает это положение. Здесь сурьма фиксируется исключительно в пределах рудных полей или зон глубинных разломов, причем состав поисковой гидрогеохимической ассоциации различен и зависит от конкретных типов оруденения, что позволяет по гидрогеохимической ассоциации прогнозировать тип рудной минерализации.

Касаясь вопроса комплексирования геохимических методов поисков, следует отметить, что теоретически месторождения сурьмы и ее спутников могут быть выявлены любым из существующих методов на любой стадии исследований, однако практически, ввиду небольших размеров самих рудных тел, их первичных и вторичных ореолов и потоков, эта задача намного усложняется.

Опыт работ в различных ландшафтных условиях показывает, что наиболее протяженные ореолы и потоки сурьмы и ее спутники (мышьяк, селен, ртуть) образуют в водах и илах (0,5—1,0 км), менее протяженные — в рыхлых продуктах выветривания (первые десятки и сотни метров). Отсюда следует, что при мелко- и среднemasштабных съемочных и поисковых работах ведущими методами должны быть гидрогеохимическое и донное опробования, а в случае возможности наличия ртутно-сурьмяной минерализации — дополнительно-шлиховое. При крупномасштабных работах — литогеохимический по вторичным ореолам и гидрогеохимический, причем последний является основным при поисках глубокозалегающих рудных тел.

С. Н. АЛЕХИН

СВИНЕЦ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ТУРКМЕНИСТАНА

На территории Туркмении расположены две крупные геотектонические области — горноскладчатая и платформенная на севере.

В горноскладчатой области гидрогеохимическими поисками охвачены регионы Кугитангтау и Копетдаг, где встречаются и прогнозируются в осадочных отложениях юрского и мелового возрастов рудопроявления свинца.

В Копетдаге гипогенная минерализация свинца представлена галенитом крупно- и мелкокристаллической генерации в баритовых и барит-витеритовых (Ховданлы, Арпаклен, Елысу, Дурдыхан и др.) и ртутных (Караелчи, Арчман) рудопроявлениях. В гипергенных условиях свинец обычно фиксируется в охрах, малахите и образует тонкие налеты церусита. В Кугитангтау в основном известны полиметаллические месторождения Тазачарва, Майданшах, Базартюбе. Галенит здесь [Байков и др., 1974] встречается в барит-кальцитовых жилах как реликт окисленной руды. Полиметаллические руды на 90—95% состоят из окисленных минералов свинца, цинка, железа и др. Повсеместно вне рудной минерализации содержание свинца в породе ниже кларкового.

В подземных водах отмеченных регионов содержание свинца изучено по 2500 водопунктам. Массовое определение свинца выполнялось методами соосаждения ТПИ и ВИТР-ЛТИ.

В осадочных консолидированных отложениях мезозойского комплекса развиты трещинные и трещинно-жильные воды со всеми специфически-

ми признаками вод зоны интенсивного водообмена. Минерализация воды обычно не превышает 3 г/л от гидрокарбонатно-кальциевого до сульфатно-натриевого состава. Воды слабощелочные или нейтральные.

В подземных водах часто встречаются значения свинца 10—20 мкг/л, максимальное содержание — 360 мкг/л. Определенной закономерности распределения свинца от состава вод и пород не установлено:

Содержание, мкг/л	Литологический комплекс		
	терриген- ный	карбонат- ный	интрузив- ный
Максимальное	80	360	400
Часто встречаемое	5	5—10	5—10
Процент встречаемости	12	32,1	20

Флуктуации содержания определяются в основном наличием рудной минерализации. Высокое содержание свинца в подземных водах отмечается на участках развития окисленных руд (свинцовые охры) полиметаллических месторождений Тазачарва и Караагач в Кугитангтау, до 312 и 360 мкг/л. Совместно со свинцом обнаружены аномальные содержания бария (0,1%), железа (1%), цинка (1295 мкг/л). Окислению и растворению свинца на полиметаллических рудопроявлениях способствуют электрохимические процессы [Свенников, 1967]. На рудопроявлениях, представленных преимущественно галенитом (Дурдыхан в Копетдаге), содержание свинца в воде ниже фонового (2,7 мкг/л), что вполне согласуется с условиями окисления галенита. В подобных случаях хорошим гидрогеохимическим критерием поиска является типоморфный элемент-примесь галенита — серебро. Он обладает хорошей растворимостью и создает контрастную положительную аномалию, достигая 10 мкг/л в подземных водах рудопроявления Дурдыхан.

На периферии горноскладчатых областей мезозойские отложения погружаются под более молодые и условия водообмена ухудшаются. Это способствует развитию зоны замедленного водообмена, где воды различного анионного состава, часто сероводородсодержащие.

Минерализация подземных вод варьирует от 3 до 30 г/л. Содержание свинца также колеблется в широких пределах и зависит от состава подземных вод. В составе сероводородных вод содержание свинца очень низко и обычно не превышает 2—5 мкг/л. На участках развития сероводородсодержащих вод хорошим гидрогеохимическим показателем поиска полезных ископаемых является германий, ассоциирующий с галенитом. Он создает четкие положительные аномалии в зоне влияния рудной минерализации. В составе хлоридных вод содержание свинца резко возрастает, и в горноскладчатой области часто на фоне вод более низкой минерализации фиксируются аномальные содержания свинца. Так, в долине Сумбар скв. 1400 к вскрыты хлоридно-натриевые воды с минерализацией 13,4 г/л и содержанием свинца 1200 мкг/л.

Следовательно, природа гидрогеохимических аномалий в подобных случаях обусловлена разгрузкой глубоких вод зоны замедленного водообмена, где высокое содержание свинца не уникально. Последнее аргументируется экспериментами [Хитаров, Москалюк, 1954]. Установлено, что растворимость галенита заметно возрастает в присутствии хлористого натрия или кальция, образуя в растворах, содержащих хлориды, комплексные ионы.

В платформенной части республики изучены глубокие подземные воды мезокайнозойских отложений, представленных терригенными, карбонатными и хемогенными формациями. Подземные воды — типичные представители зоны замедленного водообмена. Это хлоридно-натриевые рассолы, минерализация которых достигает 400 г/л и более (площадь Сакар, Гаурдак и др.). Воды, как правило, циркулируют на участках с установленной промышленной нефтегазоносностью. Содержание свинца в подземных водах достигает 80 000—125 000 мкг/л (Байрамали, Чашхын).

Площади с высоким содержанием свинца в рассолах Туркменистана

Площадь, номер скважины	Возраст	Интервал опробования, м	Содержание, мкг/л			Солевой состав рассола
			Pb	Zn	Cu	
Байрам-Али, 9	J ₃ km+tt	3190—3196	80 000	80 000	20	$\frac{Cl100}{M_{380}Ca57 Na31}$
Там же	J ₃ km+tt	4025—4075	31 250	100 000	30	$\frac{Cl100}{M_{367}Ca55 Na20}$
Салар, 129	K ₁ a	1120—1123	4 000	240	—	$\frac{Cl98}{M_{124}Na71 Ca22}$
Атабай, 128	K ₁ a	1092—1093	4 000	300	—	$\frac{Cl99}{M_{126}Na69 Ca22}$
Там же, 129	K ₁ a	1161—1167	3 000	2 000	—	$\frac{Cl98}{M_{128}Na71 Ca22}$
Чашхын, 161	K ₁ a	1101—1107	125 000	100 000	90	$\frac{Cl100}{M_{129}Na69 Ca21}$
Чашхын, 162	K ₁ h+V	1562—1566	2 500	12 000	—	$\frac{Cl100}{M_{151}Na77 Mg18}$
Гугуртли, 5	J ₂ Bt+b	2318—2320	31 250	125	—	$\frac{Cl100}{M_{124}Na69 Ca24}$
Там же	J ₃ k+o	2044—2050	200	1 500	35	$\frac{Cl99}{M_{119}Na71 Ca21}$
Гаурдак, 32	K ₁ V+J ₃ ?	Излив.	2 500	5 000	—	$\frac{Cl99}{M_{320}Na77 Ca18}$
Сейткердери, 6	K ₂ km+s	24—484	500	3 000	—	$\frac{Cl98}{M_{27}Na92}$
Челекен	N ₂ ^d	Излив.	358—7700	190—5350	9800—15000	M ₁₅₀ ^{—220}
Ислим, 1	K ₂ d	1308—1341	450	100 000	4000	$\frac{Cl98}{M_{77}Na78 Mg19}$
Карачоп, 5	K ₁ h+a	1907—1977	5 000	5 000	60	$\frac{Cl99}{M_{133}Na77 Ca16}$
Кабаклы, 1	J ₂ Bt+b	1982—2315	5 000	7 000	—	$\frac{Cl98}{M_{127}Na80 Ca15}$
Гаурдак, 538	J ₃ km+tt	421—538	2 500	10 000	—	$\frac{Cl100}{M_{418}Na69 Ca18}$
Сакар, 1	J ₃ km+tt	2362	1 000	—	—	$\frac{Cl100}{M_{411}Ca56 Na27}$
Модар, 301	K ₁ a1	1330—1343	200	20	4	$\frac{Cl100}{M_{121}Na71 Ca22}$
Сансыз, 303	K ₁ b	1717—1736	300	2 000	—	$\frac{Cl100}{M_{178}Na69 Ca24}$
Курук, 55	K ₁ a ₂	1179—1181	8 750	—	10	$\frac{Cl99}{M_{125}Na71 Ca22}$
	K ₁ a ₁	1227—1231	3 500	100	—	$\frac{Cl99}{M_{130}Na72 Ca22}$

Часто встречаемые значения свинца в подземных водах платформенной части в несколько раз превышают его значения в горноскладчатой области и равны 30 мкг/л. Сравнительно повышенные модалные значения свинца в этом регионе обусловлены гидродинамическими особенностями. Если в

горноскладчатой области в результате интенсивного водообмена подземные воды находятся в начальной стадии метаморфизации (насыщения), то в платформенной части при весьма замедленных условиях водообмена подземные воды находятся в стадии, близкой к равновесию с породой. В силу отмеченной причины, несмотря на благоприятные условия растворения галенита, в подземных водах территории не прослеживается связь между содержанием свинца и минерализацией.

В то же время существенное воздействие на распределение свинца в подземных водах оказывает состав водовмещающих пород. Установлено, что из 4 формационных комплексов пород, наиболее изученных в платформенной части республики, самые высокие значения свинца встречаются в терригенно-угленосном и хемогенном:

Значение, мкг/л	Угленосно-терригенный J ₁₋₂	Карбонатный J _{k-0}	Хемогенный J _{k-m-tt}	Терригенный K ₁
Максимальное	31 250	200	80 000	8750
Минимальное	5 000	20	31 250	50
Минерализация воды, г/л	124—204	98—156	300—433	30—185

В первом случае это регионально продуцирующий нефть и газ комплекс, во втором — соленосная галит-ангидритовая толща.

Из всех объектов, где зафиксировано высокое содержание свинца, примерно 80% тяготеют к площадям с установленной продуктивностью отложений на газ и нефть. Например на газовых месторождениях Атабай, Чашхын, Карачоп, Ислим, Гугуртли, Курук, Модар и др. (см. таблицу).

На нефтяных месторождениях п-ова Челекен содержание свинца в подземных водах 352—7700 мкг/л. Обнаружены пленки нефти и в скв. 1400 к в долине Сумбар. Высокие содержания свинца в рассолах п-ова Челекен приводят к современному процессу рудообразования [Лебедев, Бугельский, 1967]. На устье самоизливающихся скважин наблюдается выпадение в осадок самородного свинца. В природе уже известна тесная пространственная связь гидротермальных проявлений и нефтегазоносных залежей [Ким и др., 1968; Мейсон, 1971]. Причина, видимо, заложена в их генетическом единстве, и высокие содержания свинца в хлоридно-натриевых водах, которые являются благоприятной средой для его накопления, в ассоциации с углеводородами можно признать закономерными.

Другая группа объектов с высоким содержанием свинца в подземных водах, как правило, связана с миграцией подземных вод в сфере воздействия галит-ангидритовой толщи: площади Сакар, Гаурдак, Байрам-Али (см. таблицу). На площади Гаурдак, как и на п-ове Челекен, разгрузка подземных вод сопровождается рудообразованием.

В составе осадка содержание (%) таково: серебра — 0,1—0,3; цинка — 0,15; свинца — 79,6; железа — 1,0; мышьяка, меди, бария — 0,03 [Казаков, Жданов, 1973].

Современные процессы рудообразования на п-ове Челекен, Гаурдак за счет разгрузки хлоридно-натриевых вод вполне можно отождествить с гидротермальными процессами, протекавшими в прошлом на сопредельных горноскладчатых территориях — Кошетдаге и Кутитантау.

Особенности миграции свинца в различных гидродинамических обстановках следует учесть в процессе интерпретации гидрогеохимических материалов с целью поисков глубокозалегающих рудных месторождений.

КОНЦЕНТРАЦИИ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Геохимия золота в водах суши представляет интересную, но еще недостаточно изученную проблему [Албул, 1969; Голева, 1977]. Авторами статьи проведено определение содержаний и форм нахождения золота в некоторых типах природных вод Забайкалья: пресных водах зоны активного водообмена, водах больших озер и рек, углекислых минеральных и азотных термальных водах. Поведение золота в водных потоках рассеяния изучалось на двух рудных площадях. Содержание золота в трещинных водах зоны окисления исследовалось еще на двух месторождениях.

На первом этапе исследований была разработана высокочувствительная и точная методика определения золота в водах, пригодная для выполнения как исследовательских, так и массовых гидрогеохимических работ. Методика основана на предварительном концентрировании золота из водных проб в полевых условиях на активированном угле с последующим анализом концентратов в стационарной лаборатории в двух вариантах — эмиссионно-спектральном на спектрографе с большой дисперсией и инструментальном нейтронно-активационном с полупроводниковым детектором. Чувствительность определений по химико-спектральному варианту 1 нг/л, коэффициент вариации результатов анализа не превышает 22%. Чувствительность определений по химико-радиоактивному варианту 0,2 мг/л, коэффициент вариации результатов анализа на этом уровне не превышает 15%, с ростом содержаний золота он уменьшается. Все определения золота, положенные в основу данной работы, были выполнены с использованием химико-радиоактивационного варианта разработанной методики.

Как показали эксперименты с радиоактивным трассером ^{195}Au (рис. 1), при хранении водных проб золото сорбируется стенками посуды как стеклянной, так и полиэтиленовой, причем применение полиэтиленовой посуды увеличивает потери золота из раствора. Они также более значительны в случае нефильтованной воды. При этом происходит, вероятно, сорбция золота частицами с последующим их оседанием на дно и стенки посуды. Ввиду значительного уменьшения содержаний золота в пробах при их транспортировке как в полиэтиленовой, так и в стеклянной посуде для получения неискаженных результатов необходимо концентрировать анализируемые воды на месте отбора.

Вопрос о концентрациях золота в водах вне площадей золоторудных объектов тесно связан с проблемой определения фоновых и аномальных содержаний при выполнении поисковых работ. Авторами проведена работа по определению содержаний золота в некоторых основных типах природных вод Забайкалья: пресных водах зоны свободного водообмена, водах больших озер и рек, а также углекислых минеральных и азотных термальных водах.

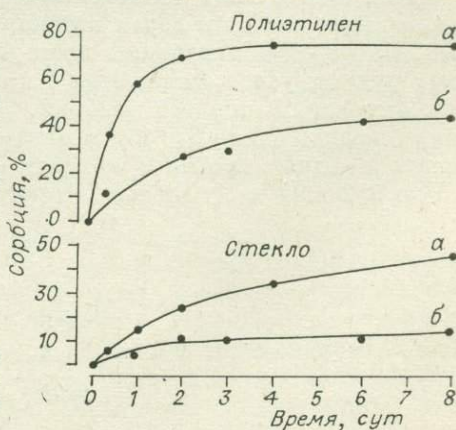


Рис. 1. Графики сорбции золота стенками полиэтиленовой и стеклянной посуды для нефильтованной (а) и фильтрованной через мембранный фильтр (б) воды.

Результаты статистической обработки концентраций золота (нг/л) в водных пробах, отобранных вне рудных площадей, приводятся ниже:

<i>n</i>	\bar{x}	<i>S</i>	<i>A</i>	<i>E</i>	<i>n</i>	\bar{x}	<i>S</i>	<i>A</i>	<i>E</i>
<i>Воды Гусиноозерской впадины</i>					<i>Углекислые минеральные воды</i>				
90	2,9	1,7	1,0	1,4	48	2,7	3,6	2,8	7,9
<i>Воды озер</i>					<i>Азотные термальные воды</i>				
10	8,1	5,2	0,7	-1,1	26	2,7	2,8	3,0	9,9
<i>Воды рек</i>									
21	6,1	3,0	0,4	-0,8					

Учитывая, что в очагах разгрузки широко распространенные на территории Забайкалья глубинные минеральные воды часто смешиваются с пресными поверхностными и в таком виде трудноразличимы, сведения о содержании в них золота важны и с точки зрения поисковой гидрогеохимии.

Для изучения фоновых концентраций золота в водах зоны активного водообмена была выбрана площадь Гусиноозерской впадины. Пробы отбирались из всех доступных водоисточников этой площади, а также в пределах смежных участков окружающих впадину кристаллических массивов; всего было проанализировано 90 проб, содержание золота в которых колебалось от 0,5 до 8,4 нг/л при средней концентрации 2,9 нг/л. Среднее содержание золота в водах озер по 10 пробам найдено равным 8,1 нг/л при колебаниях от 2,5 до 16,7 нг/л. Концентрации золота определены в 21 водной пробе из 17 рек Забайкалья. Средняя концентрация золота составила 6,1 нг/л при вариациях от 1,5 до 17,6 нг/л. Интересно отметить, что во всех реках, где пробы отбирались в двух различных точках, концентрации золота вниз по течению увеличиваются.

Забайкалье является классическим районом развития углекислых минеральных вод и газирующих азотом термальных вод типа акротерм [Посохов, 1975]. Среднее содержание золота по 48 пробам углекислых вод составило 2,7 нг/л при колебаниях от 0,2 до 17,8 нг/л. Среднее содержание золота в термальных водах (по 26 пробам), как и в углекислых минеральных, составило 2,7 нг/л при вариации от 1,0 до 14,7 нг/л. Значимых корреляционных зависимостей концентраций золота в составах исследованных вод от содержаний макрокомпонентов, температуры, значений pH и Eh не отмечено; исключения составляют углекислые минеральные воды, для которых выявлена связь содержания золота с концентрациями сульфат-иона (+0,66) и хлора (+0,63).

Для исключения техногенных факторов исследования концентраций и поведения золота в водах потоков рассеяния проводились на разведанных, но не отработываемых месторождениях и проявлениях в пределах двух рудных узлов, связанных с крупными останцами осадочно-эффузивных отложений нижнего кембрия. При проведении работы была обследована площадь около 650 км² и отобрано 2690 водных проб. Концентрации золота в водных пробах с площади первого рудного узла варьировали от 0,5 до 952 нг/л и с площади второго рудного узла — от 0,5 до 562 нг/л:

<i>n</i>	\bar{x}	<i>S</i>	<i>A</i>	<i>E</i>	<i>e</i>	$\bar{x} \cdot e$	$\bar{x} \cdot e^2$	$\bar{x} \cdot e^3$
<i>Первый рудный узел</i>								
1840	21,0	9,9	0,2	1,1	2,7	57,0	153,0	413,0
<i>Второй рудный узел</i>								
850	9,0	2,3	0,8	0,3	2,4	21,0	52,0	124,0

Рис. 2. Распределение содержания золота в водных пробах по профилю через рудопроявление. 1 — диориты, 2 — эффузивы среднего состава, 3 — рудная зона, 4 — точки отбора проб, 5 — постоянные водо-токи.

Распределение содержания золота в пробах соответствовало логнормальному закону. Средние фоновые содержания золота в проанализированных пробах весьма низки — примерно 4 нг/л, однако в пределах рудопроявлений концентрации золота в водах резко возрастают (рис. 2). Коэффициент контрастности потоков рассеяния, принимаемый равным отношению максимального встреченного содержания к среднему фоновому значению, для вод первого рудного узла приближается к 250 и для вод второго рудного узла превышает 140.

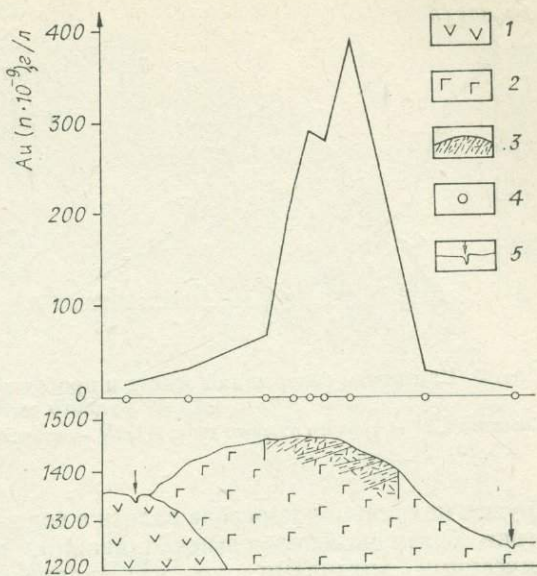
Проследим корреляционные зависимости в составах водных проб:

Опробованные воды	SO ₄	Cl	Na	K	Zn	Cu
Первого рудного узла	+0,50	+0,59	+0,43	+0,61	—	—
Второго рудного узла	+0,48	+0,56	+0,43	+0,47	+0,42	+0,73

Золото в составах водных проб с площади второго рудного узла обнаруживает значимые корреляционные связи с цинком, натрием, калием, сульфат- и хлор-ионом, медью. Значимые положительные корреляционные зависимости между содержаниями в водных пробах золота и макрокомпонентов (калия, натрия, хлор- и сульфат-ионов) в целом характерны и для первого рудного узла. Четкая связь золота в составах вод потоков рассеяния с цинком, сульфат-ионом, медью свидетельствует о тесном парагенезисе этих компонентов в питающих потоки рудных источниках. Значимые связи содержания золота в водах потоков с макрокомпонентами (натрием, калием, хлор-ионом) объясняются тем, что при окислении сульфидов в пределах измененных пород вокруг рудных тел происходит интензивное сернокислотное выщелачивание вмещающих толщ, способствующее выносу в потоки рассеяния макрокомпонентов.

По данным режимных наблюдений содержания золота в водных пробах после дождей не снижались, что может быть связано с нахождением части золота в рыхлых отложениях рудной зоны в водномигрирующей форме. О водномигрирующей форме нахождения части золота в рыхлом чехле и в самих окисленных рудах свидетельствуют очень высокие его концентрации в пробах, отобранных в открытых горных выработках на рудных участках, единственными источниками питания которых являются дождевые воды.

В пробах вод, взятых из распространенных в первом рудном узле россыпей, содержания золота были близки к фоновым. Наиболее вероятно, что это обусловлено отсутствием в россыпях сульфидов, при окислении которых в коренных источниках образуются компоненты, обеспечивающие его растворение и миграцию в водные потоки рассеяния. Можно предполагать, что именно развитием на рудопроявлениях зоны окисления объясняется активное формирование связанных с ними водных потоков рассеяния золота. Конечно, нельзя полностью отрицать возможности и



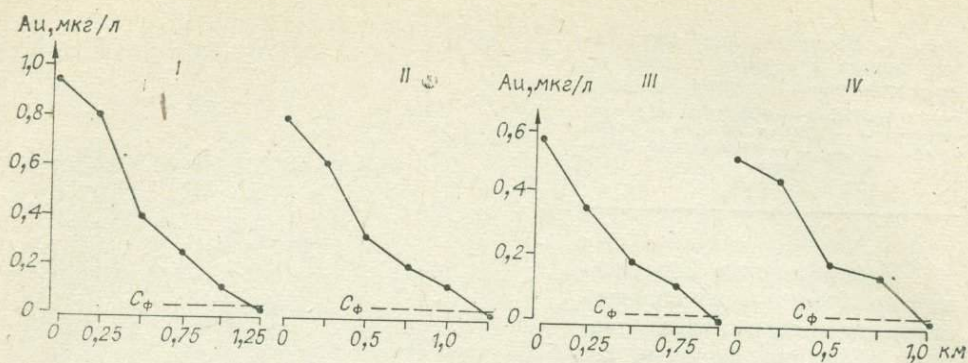


Рис. 3. Изменения содержаний золота в пробах вод потоков рассеяния по мере удаления от рудного источника.

Участки: I, II — первого рудного узла; III, IV — второго рудного узла. C_{ϕ} — фоновое содержание.

других механизмов перевода золота в водные растворы — например, вследствие бактериального выщелачивания, комплексообразования с органическими лигандами, но эти вопросы исследованы пока недостаточно.

Интересным и важным представляется вопрос о протяженности водных потоков рассеяния золота относительно коренных источников. В пределах первого и второго рудных узлов (рис. 3) они прослеживаются по водотокам и грунтовым водам на расстояниях от 0,6 до 1,2 км (считая от коренного источника до точки отбора последней пробы с аномальным содержанием золота). Наиболее высокие содержания золота фиксируются в пробах, отобранных непосредственно над рудными источниками из их водных ореолов рассеяния. Изменения содержаний золота в пробах вод потоков рассеяния по мере удаления от рудного источника близки к экспоненциальной зависимости, хотя увеличение расходов воды в потоках на данных участках не столь значительно. Вероятно, это свидетельствует о сорбционном механизме извлечения золота из вод потоков рассеяния.

Учитывая выявленную при проведении работ на площади рудных узлов связь водных потоков рассеяния с зонами окисления рудопроявлений, были изучены процессы растворения и переноса золота в условиях зон окисления золотосульфидных месторождений. Применялись экспериментальные методы и проводились полевые исследования на месторождениях с хорошо развитой зоной окисления.

При этом изучалось растворение золота в водных системах, содержащих хлориды, сульфаты окисного железа, тиосульфаты и окислы трехвалентного железа в твердой фазе. Изучалось также осаждение золота из водных растворов на характерных для зоны окисления золотосульфидных месторождений минералах (кварце, гетите, пирите, сульфидном золоте) в широком диапазоне значений pH и его снятие с указанных твердых фаз различными водными системами. Эксперименты проводились с использованием в качестве трассера радиоактивного изотопа ^{195}Au .

Как показали эксперименты, металлическое золото в условиях зоны окисления золотосульфидных месторождений способно растворяться. Агентами растворения и переноса золота могут являться широко распространенные в зоне окисления соли трехвалентного железа; процесс заметно активизируется в присутствии в твердой фазе гетита и гематита. Наличие в растворах тиосульфатов способствует растворению металлического золота, но ввиду малой устойчивости тиосульфатов в условиях зоны окисления практическое значение этой системы не ясно. Пребывание золота в растворе непродолжительно — оно осаждается новообразующимся ге-

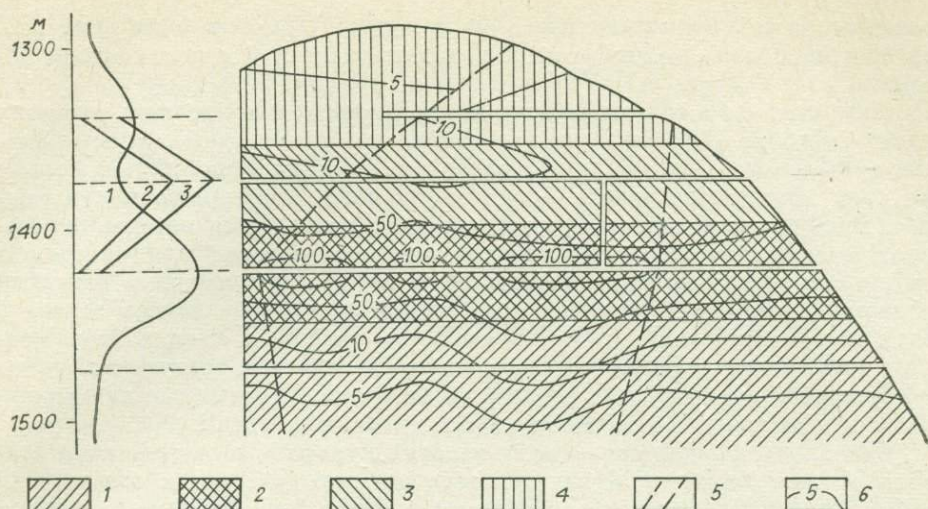


Рис. 4. Зона окисления в рудном столбе одного из месторождений в проекции на вертикальную плоскость.

1 — первичные руды; 2 — 4 — руды подзоны зоны окисления: вторичного золотого обогащения с макроскопическими самородными выделениями серы, меди и золота (2), выщелачивания и окисления (3), полного окисления (4); 5 — контур первичного рудного столба; 6 — изолинии содержания золота в руде (усл. ед.). Слева на графике абсолютные отметки и содержания золота (усл. ед.): 1 — в руде, 2 — в водной взвеси, 3 — в воде.

титом. Осаждается золото из растворов и другими характерными для зоны окисления остаточными минералами — кварцем, самородным золотом. Степень осаждения золота минералами зависит от значения рН среды — наиболее высока она в кислой области. Это, вероятно, является одной из причин образования зон вторичного обогащения руд золотом.

Однако при промывании нейтральными растворами кварц и гетит легко отдают осажденное золото. С пирита золото снимается значительно труднее (это может быть второй причиной образования зон вторичного обогащения) и практически полностью его удерживает самородное золото. Последним обстоятельством, возможно, объясняется известный факт укрупнения золотины в зоне окисления сульфидных месторождений.

Результаты исследования содержания золота в трещинно-жилльных водах двух золоторудных месторождений, относящихся к малосульфидному и умеренносульфидному жильным типам, подтверждают предположение о переносе золота в условиях зоны окисления в виде водных растворов, хотя и показали, что некоторая его часть может мигрировать в сорбированном на гидроокислы железа виде. Наибольшие содержания золота наблюдаются в водах подзоны выщелачивания (рис. 4), причем наличие в водах взвеси гидроокислов железа способствует переходу золота в раствор. При благоприятных гидрогеологических условиях подобные воды могут выходить на поверхность с образованием контрастных водных потоков рассеяния золота. В подзоне вторичного золотого обогащения содержания золота в водах резко падают, что хорошо согласуется с результатами экспериментальных исследований.

Интересным и важным является вопрос о формах нахождения золота в водах потоков рассеяния, так как формы нахождения в значительной степени определяют протяженность потоков. Как было показано ранее, основная часть золота в водах потоков рассеяния находится в истинном растворе в форме анионных комплексов. Исходя из данного положения и используя уравнение Нернста, были рассчитаны предельно возможные содержания анионных комплексов золота в изученных водах, а также

соотношение различных валентных форм золота. При этом было показано, что основная часть золота в этих водах находится в одновалентном состоянии.

Известно, что в водных растворах при близких к природным условиям золото способно образовывать сульфатные, гидроксильные, тиосульфатные, сульфитные и сульфидные комплексы. Расчеты выполнялись только для трех комплексов золота — гидроксильного, хлоридного и сульфидного. Ввиду недостаточной чувствительности имеющихся методов определения соответствующих лиганд, аналогичные расчеты для остальных комплексов золота не проводились. В то же время суммарные значения предельно возможных концентраций рассчитанных комплексов золота в водах потоков рассеяния немного ниже его реальных содержаний. Учитывая это, были определены содержания комплексобразующих ионов (сульфидного, сульфат-иона и тиосульфат-иона), необходимые для связывания в комплексы всего золота в исследованных водах.

Оказалось, что для связывания золота в сульфидные комплексы достаточны концентрации сульфид-иона того же порядка, что и содержания золота. Необходимые для этого содержания сульфит- и тиосульфат-ионов также невелики и вполне реальны для изучаемых вод. С другой стороны, исследования последних лет показали возможность миграции микроэлементов в форме органо-минеральных комплексов. Так как в условиях таежных ландшафтов, характерных для исследованных рудных узлов, подземные и поверхностные воды содержат большие количества органических веществ, эта форма миграции золота может иметь большое значение. Для получения более точной информации о соотношениях концентраций различных комплексов золота в водах потоков рассеяния необходима разработка имеющих нужную чувствительность методов определения соответствующих лиганд и проведение дополнительных исследований.

Таким образом, концентрации золота в основных типах природных вод Забайкалья вне площадей золоторудных проявлений колеблются в пределах от $2 \cdot 10^{-10}$ до $2 \cdot 10^{-8}$ г/л и практически не зависят от макро состава вод и наблюдаемых значений рН и Eh. На золоторудных проявлениях в условиях среднегорнотаежных районов Забайкалья формируются контрастные, достаточно протяженные и устойчивые водные потоки рассеяния золота. Макро- и микроэлементный состав вод потоков рассеяния отражает как минерально-геохимические, так и структурно-морфологические особенности рудных источников. Формированию контрастных водных потоков рассеяния золота способствует наличие на рудопроявлениях зоны окисления.

Применение прямых гидрогеохимических методов при поисках золоторудных проявлений в условиях среднегорнотаежных районов весьма перспективно. Наиболее целесообразно массовое применение гидрогеохимических методов на первых этапах поисковых работ с последующей постановкой на выявленных аномальных участках детальных геолого-поисковых работ. Рекомендуемые масштабы гидрогеохимической съемки — 1 : 25 000 и 1 : 50 000.

В условиях зоны окисления золотосульфидных месторождений золото способно мигрировать в водных растворах на значительные расстояния. Растворению и переносу золота способствуют характерные для зоны окисления соли и окислы трехвалентного железа. Золото из водных растворов активно осаждается сульфидами (в частности, пиритом) и особенно самородным металлическим золотом. Для золота в исследованных водах характерно одновалентное состояние. Основная часть золота в водах потоков рассеяния находится в комплексной анионной форме, чем и определяются его хорошие миграционные свойства. Из всех возможных в исследованных водах комплексов золота наиболее вероятны его сульфидные, сульфатные, тиосульфатные и металлоорганические комплексы.

ФОРМИРОВАНИЕ СОСТАВА ГРУНТОВЫХ ВОД КУРАМИНСКОГО ХРЕБТА

(в связи с разработкой гидрогеохимического метода поисков)

Внедрение в практику гидрогеохимического метода поисков требует резкого усиления исследований, направленных на выявление деталей механизма формирования водных потоков рассеяния рудных месторождений. Последнее невозможно без знания процессов формирования химического состава самих подземных вод в каждом конкретном случае применительно к особенностям ландшафтно-геологических условий. Рассмотрим эти вопросы на примере подземных вод Кураминского хребта.

Характерной особенностью состава подземных вод рассматриваемого региона является наличие вертикальной гидрогеохимической поясности. Интенсивный водообмен в средне- и высокогорной частях хребта приводит к формированию пресных гидрокарбонатных кальциево-натриевых вод с общей минерализацией менее 0,6 г/л (табл. 1). В низкогорной части преобладание испарения над осадками способствует развитию начальных стадий сульфатного засоления с увеличением общей минерализации подземных вод до 8 г/л. Важно подчеркнуть, что отмеченная поясность в составе вод носит региональный характер и не зависит от состава водовмещающих пород.

Вторая особенность состава вод заключается в неравномерном росте содержаний отдельных элементов по мере увеличения общей минерализации воды. В частности, рост сульфат-иона превышает рост хлора более чем в 2 раза, а рост натрия превышает рост кальция более чем в 12 раз. Все это говорит о том, что формирование вод обусловлено не только концентрированием ионов в результате непрерывного испарения воды по мере ее движения от водоразделов к долинам рек, но и влиянием водовмещающих отложений. Последние, с одной стороны, служат источником химических элементов, с другой — выступают в роли геохимических барьеров, осаждавая элементы в форме вторичных минералов или сорбционным путем. Чтобы разобраться, какие минералы и горные породы в конкретных условиях исследуемого региона растворяются, а какие вновь образуются в результате процессов выветривания, необходимо изучить характер равновесия воды с горными породами и отдельными минералами.

Поставленная задача нами решалась термодинамическими методами. Расчеты проводились с учетом конкретных форм миграции химических

Таблица 1

Изменение состава подземных вод (вертикальная поясность) по мере роста их общей минерализации

Химический тип воды	рН	Общая минерализация, г/л	Содержание, мг/л								Число анализов	
			HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Na^+	Mg^{2+}	K^+	SiO_2		
Гидрокарбонатные												
кальциевые	7,46	0,27	153	29	6,0	48	9,2	8,0	2,5	18,1	28	
магниево-кальциевые	7,5	0,49	317	38	7,3	36	34	36	3,1	19,9	75	
натриевые	7,71	0,57	275	96	11	32	89	19	4,6	21,4	87	
Сульфатные												
кальциево-магниево-натриевые	7,48	1,50	226	758	67	204	131	65	15	19,8	53	
магниево-натриево-кальциевые	7,35	1,86	324	912	96	156	202	132	29	19,3	88	
натриево-магниево-кальциевые	7,57	2,84	268	1536	198	216	415	144	24	20,8	64	
натриево-магниево-кальциевые	7,60	6,20	316	3618	444	400	957	288	38	23,9	3	

Значения свободной энергии образования соединений (ΔG_0)_г
по Р. М. Гаррелсуи Ч. Л. Крайсту (1968)

№ п/п	Соединение	ккал/моль	№ п/п	Соединение	ккал/моль
<i>Растворенные соединения</i>					
1	Ca ²⁺	-132,18	15	NaCO ₃ ⁻	-190,54
2	Ca(OH) ⁺	-171,55	16	NaSO ₄ ⁻	-240,91
3	CaSO ₄ ⁰	-312,67	17	K ⁺	-67,466
4	CaCO ₃ ⁰	-262,76	18	KSO ₄ ⁻	-246,11
5	CaHCO ₃ ⁺	-273,67	19	KCl ⁰	-98,816
6	Mg ²⁺	-108,99	20	SO ₄ ²⁻	-177,34
7	Mg(OH) ⁺	-150,1	21	HCO ₃ ⁻	-140,31
8	MgSO ₄ ⁰	-289,55	22	H ₂ CO ₃ ⁰	-149,00
9	MgCO ₃ ⁰	-239,85	23	CO ₃ ²⁻	-126,22
10	MgHCO ₃ ⁺	-250,88	24	CO ₂ ⁰	-92,31
11	Na ⁺	-62,589	25	Cl ⁻	-31,35
12	NaCl ⁰	-93,939	26	H ₂ O	-56,69
13	NaHCO ₃ ⁰	-202,56	27	OH ⁻	-37,595
14	Na(OH) ⁰	-99,23	28	H ⁺	0
<i>Твердые материалы</i>					
29	CaCO ₃	-269,53	32	Al ₂ O ₃ ·3H ₂ O	-554,6
30	CaSO ₄ ·2H ₂ O	-429,15	33	Al ₂ Si ₂ O ₅ ·(OH) ₄	-884,5
31	CaMg(CO ₃) ₂	-520,51			

элементов и ионной силы раствора при температуре 25°C, которая мало отличается от фактической температуры вод в летний период исследуемого региона. Использованные значения свободной энергии образования ионов и соединений приведены в табл. 2. Обоснование расчетной схемы и методологические принципы применения термодинамики к неравновесным системам изложены в работах Р. М. Гаррелса, Ч. Л. Крайста (1968), С. Л. Шварцева (1978а) и других, так как термодинамические расчеты представляют собой трудоемкую операцию, расчеты проводились с использованием ЭВМ, по специально разработанной программе. Примеры расчета форм миграции химических элементов в водах приведены в табл. 3.

Результаты термодинамических расчетов в обобщенном виде показаны на рис. 1. Анализ этого рисунка, а также другие данные, которые здесь не приводятся, позволяют сделать следующие выводы: 1) все без исключения подземные воды неравновесны с эндогенными алюмосиликатами (анортитом, альбитом, роговыми обманками и др.); 2) подземные воды всегда равновесны с глинистыми минералами и в первую очередь каолинитом или монтмориллонитом, реже гидрослюдой и нонтронитом; 3) часть подземных вод насыщена карбонатами кальция и находится в равновесии с кальцитом, другая часть, а именно та, где рН < 7,4 и общая минерализация < 0,6 г/л, за редким исключением недонасыщена относительно кальцита.

Приведенные данные по равновесию воды с горными породами наряду с полевыми геологическими наблюдениями показывают, что в условиях Кураминского хребта, как и в зоне гипергенеза в целом, система подземные воды — горные породы носит равновесно-неравновесный характер; вода постоянно растворяет одни (магматические и метаморфические) алюмосиликаты и формирует другие (глинистые). Среди последних преоблада-

Таблица 3

Неорганические формы миграции макрокомпонентов в подземных водах Кураминского хребта

Показатели воды и формы миграции элементов	Номера точек наблюдений				
	791	244	1722	115	923
Общая минерализация, г/л	0,13	0,28	0,76	2,513	3,08
pH	7,6	7,3	7,4	7,6	7,8
Σ Ca, мг/л	27,0	46	120	60	100
Ca ²⁺ , %	97,8	97,4	88,3	75,5	76,9
CaHCO ₃ ⁺ , %	1,0	1,5	2,0	1,3	1,03
CaSO ₄ ⁰ , %	1,2	0,7	9,2	22,8	21,5
Σ Mg, мг/л	3,0	13	23	109	182
Mg ²⁺ , %	96,8	95,7	85,5	72,3	74,0
MgHCO ₃ ⁺ , %	1,6	3,0	3,8	2,5	2,0
MgSO ₄ ⁰ , %	1,6	0,8	10,0	24,5	23,3
Σ Na, мг/л	3,0	6,0	55	551	588
Na ⁺ , %	99,9	99,8	99,26	97,5	97,3
NaHCO ₃ ⁰ , %	0,06	0,14	0,23	0,22	0,18
NaSO ₄ ⁻ , %	0,04	0,03	0,47	2,12	2,26
Σ HCO ₃ ⁻ , мг/л	85	207	366	439	390
HCO ₃ ⁻ , %	93,7	88,8	90,3	92,1	92,0
MgHCO ₃ ⁺ , %	0,13	0,47	0,6	1,6	2,3
CaHCO ₃ ⁺ , %	0,4	0,5	1,0	0,3	0,4
CO ₃ ²⁻ , %	5,3	9,9	7,5	4,3	2,6
Σ SO ₄ , мг/л	10	8	189	1290	1636
SO ₄ ²⁻ , %	90,7	84,8	80,6	85,5	83,2
CaSO ₄ ⁰ , %	7,7	10,0	14,0	2,5	3,2
MgSO ₄ ⁰ , %	1,7	5,1	4,8	8,2	10,2

дают каолинит и монтмориллонит, но встречаются и другие. При таком преобразовании горных пород из них выносятся подвижные компоненты и, в частности, щелочные и щелочноземельные элементы, которые концентрируются в водах. Однако такой вынос подвижных элементов не является постоянным и зависит от стадии взаимодействия воды с горными породами [Шварцев, 1978a].

В том случае, когда при выветривании алюмосиликатов формируется каолинит, практически все катионы породообразующих минералов оказываются в растворе. Если при выветривании образуется монтмориллонит, то калий, частично магний, натрий и кальций связываются этим минералом и в раствор поступают не полностью. Если же воды насыщены относительно кальцита, то освобождаемый при инконгруэнтном растворении кальций практически полностью связывается кальцитом и в растворе не накапливается. Все это и приводит к неравномерному концентрированию элементов в подземных водах, что подтверждает анализ фактического материала.

Следовательно, подземные воды переводят в раствор не все химические элементы, содержащиеся в растворяемых или выщелачиваемых породах, а только те из них, которые не связываются вторичными минералами. Поэтому продукты выветривания выступают главными регуляторами поведения химических элементов в водах, включая и все микроком-

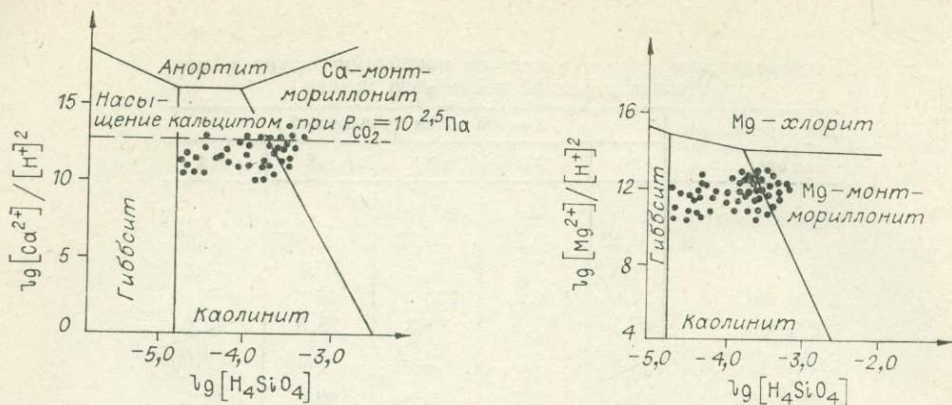


Рис. 1. Диаграммы равновесия в системе вода — алюмосиликаты при $T = 25^\circ \text{C}$ и $P = 1 \cdot 10^6 \text{ Па}$ с нанесением данных по составу грунтовых вод Кураминского хребта.

поненты. К сожалению, это последнее положение не получило должного развития и не учитывается при интерпретации результатов гидрогеохимических исследований.

Дело в том, что вторичный минерал при своем образовании захватывает изоморфно, путем соосаждения или по механизму сорбции практически все микрокомпоненты, но степень такого захвата зависит от состава и структурных особенностей образующегося минерала, а также свойств самого элемента. Поскольку состав образующихся вторичных минералов меняется по мере эволюции системы вода — порода, в этом же направлении меняется и поведение отдельных микрокомпонентов. Поэтому оценивая источники и поведение рудообразующих элементов в водах, необходимо прежде всего уяснить стадии эволюции системы вода — порода применительно к конкретным условиям.

Не составляет исключения из сказанного и поведение сульфат-иона, источником которого в условиях Кураминского хребта выступают рассеянные в алюмосиликатных породах сульфиды. Последние, окисляясь, обогащают воды этим компонентом, не встречая на своем пути геохимических барьеров, так как воды рассматриваемого региона не насыщены относительно гипса [Шварцев, 1978а], а глинистые минералы и кальцит не связывают сульфатные анионы, последние охотно концентрируются в водах (до определенной, конечно, стадии). Такое концентрирование продолжается и в условиях интенсивного континентального засоления (до начала садки гипса). Расчеты показывают, что значительная часть всех сульфатов в водах заимствована из рассеянных сульфидов и затем сконцентрирована в результате процессов континентального засоления (рис. 2)

Сказанное позволяет заключить, что Кураминский хребет представляет собой зону сульфатного засоления, первоисточниками которого выступают сульфидные минералы. Следовательно, сульфатное засоление в данном конкретном случае выступает показателем широкого распространения сульфидов во вмещающих породах и может служить прогноз-

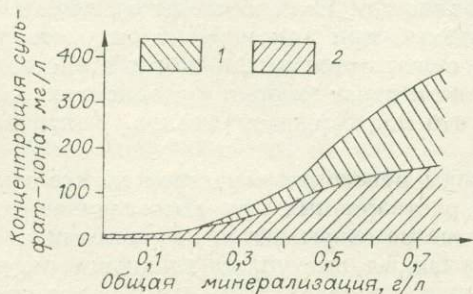


Рис. 2. Соотношение содержания сульфат-иона из различных источников.

1 — концентрирование в процессе континентального засоления; 2 — концентрирование в процессе окисления сульфидов.

ным критерием при оценке перспектив территории на рудные полезные ископаемые, которые действительно широко распространены в этом регионе. Так может быть использован в поисковых целях генетический анализ путей формирования состава вод и количественная оценка источников химических элементов.

Накопление сульфатов в водах влияет также на формы миграции многих микрокомпонентов и их поведение в системе вода — порода. Расчеты показывают, что значительная часть меди, свинца, цинка, никеля мигрирует в сульфатной форме, что повышает их устойчивость в растворе, снижает способность сорбироваться на поверхности глинистых минералов и других тонкозернистых и коллоидных образований. С другой стороны, высокие содержания сульфатов могут приводить к осаждению из раствора (при достижении насыщения) кальция в форме гипса, бария в форме барита, стронция в форме целестина и т. д. Образование этих минералов приводит к соосаждению и других микрокомпонентов. Все это в конечном итоге сказывается на степени концентрирования элементов в водах, поведение которых определяется не столько наличием их источника, сколько той геохимической системой, которая характерна для данного типа вод.

Применительно к исследуемому региону в водах концентрируются элементы с разной интенсивностью: натрий, хлор, сера, магний, стронций, бор — весьма интенсивно; кальций, калий, марганец, титан, мышьяк, хром, молибден — менее активно; барий, цинк, сурьма, ванадий, золото — только до определенного предела; кремний, свинец, никель, медь, кобальт, кадмий, олово, серебро — практически не концентрируются. Поведение каждого из этих элементов определяется наличием или отсутствием соответствующих барьеров, основными из которых являются продукты выветривания. В деталях поведение каждого элемента требует специального рассмотрения, что выходит за рамки данной статьи.

В. Г. СУЯРКО, А. В. СУЯРКО

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ В УСЛОВИЯХ БОЛЬШОГО ДОНБАССА

Донецкий бассейн — сложное складчатое сооружение с многочисленными известными месторождениями и рудопроявлениями ртути, полиметаллов, меди, редких металлов и флюорита. Основные рудовмещающие толщи пород имеют палеозойский возраст и залегают на большей части площади под мезокайнозойскими отложениями.

В настоящее время общепринято мнение о том, что основную роль в распределении рудного вещества в породах сыграли структурно-тектонические условия площади, характеризующиеся развитием глубинных разломов [Майданович, 1968; Гавриш, 1968], определяющих границы металлогенических зон и контролирующих размещение эндогенного оруденения.

С глубинными разломами связана и разгрузка вод глубоких горизонтов [Суярко, Дащенко, 1968].

В последнее десятилетие для выявления скрытого оруденения в Донбассе применяется гидрогеохимический метод поисков. Отличаясь большой глубиной, этот метод в условиях региона является одним из наиболее информативных поисковых методов. В результате проведенных гидрогеохимических исследований, как региональных (М 1 : 500 000, 1 : 200 000), так и детальных на отдельных участках и структурах (М 1 : 50 000,

1 : 25 000, 1 : 5000), были выявлены основные закономерности распределения микрокомпонентов в подземных водах украинской части Донбасса, составлены прогнозные гидрогеохимические карты, выделены площади, рекомендованные для постановки поисковых работ на рудные полезные ископаемые.

В пределах некоторых площадей, выделенных впервые на основании гидрогеохимических данных и рекомендованных для дальнейших детализационных работ [Суярко, Дащенко, 1968].

Сложные условия формирования подземных вод Донбасса в результате влияния разгрузки вод глубоких горизонтов и процессов выщелачивания пород обусловили образование большого разнообразия химических типов вод — от гидрокарбонатного кальциевого до хлоридного натриевого с минерализацией от 0,1 до 320 г/л и величиной рН от 4,7 до 9,4.

Изучение на основании количественных определений в подземных водах региона брома, бора, фтора, мышьяка, цинка, меди, ртути, свинца, никеля, лития и других элементов, проведенное как по литолого-стратиграфическим комплексам, так и по химическим типам вод, выделенным с учетом вертикальной гидрогеохимической зональности [Соляков, 1961], показало, что в распределении и концентрации микрокомпонентов в подземных водах региона основную роль играет структурно-тектоническая обстановка. Большое влияние на химический состав подземных вод оказывают геотермические аномалии, пространственно совпадающие с гидрогеохимическими аномалиями. Водные ореолы рассеяния являются многокомпонентными. Аномально повышенные содержания микроэлементов отмечаются в водах различных стратиграфических подразделений, как рудовмещающих, так и перекрывающих их. Гидрогеохимические аномалии протягиваются вдоль зон глубинных разломов [Суярко, 1970], а наиболее контрастные из них обычно приурочиваются к местам пересечения разломов различных направлений.

Многokратная активизация разломов обусловила возникновение гидродинамически активных зон, по которым происходила восходящая циркуляция вод глубокого формирования, обогащенных различными микрокомпонентами и газами (CH_4 , H_2S , CO_2 и др.). При поступлении этих вод в область свободного водообмена и смешении их с инфильтрационными, происходит резкое нарушение физико-химического равновесия среды миграции элементов, в результате чего из водных растворов осаждаются многие элементы, в первую очередь металлы. На этих участках, как правило, нарушается общая вертикальная гидрогеохимическая зональность — на небольшой глубине или у дневной поверхности появляются воды, характерные по общему химическому составу более глубоким горизонтам и имеющие аномальное значение рН и аномальный газовый состав.

Зоны разгрузки вод глубинной циркуляции, отличающиеся своим специфическим химическим и газовым составом, представляют собой стабильные геохимические барьеры, в пределах которых водовмещающие породы независимо от их стратиграфической принадлежности часто обогащены рудными минералами и интенсивно изменены вторичными процессами. Вследствие того, что на этих участках и в настоящее время происходит разгрузка глубинных вод, выявление и картирование их представляет значительный поисковый интерес.

Величина средних содержаний и аномально повышенных концентраций элементов в водах различных стратиграфических подразделений зависит в первую очередь от того, какое структурно-тектоническое положение занимает тот или иной водоносный комплекс на площади и какова степень участия в его питании инфильтрационных вод и вод глубинного формирования. Например, высокие по сравнению с другими водоносными горизонтами средние содержания цинка (0,08 мг/л), бора (0,23 мг/л), фтора (0,65 мг/л), брома (1,74 мг/л), установленные для водоносного горизонта четвертичных аллювиальных отложений Северного Донца и его при-

токов, объясняются широким распространением этого горизонта в районе купольных структур, на которых происходит восходящая разгрузка вод в аллювиальный горизонт из нижележащих (С, P₁, P₂, Т, J) водоносных комплексов.

Такая же картина распределения этих элементов наблюдается в водах палеоген-неогеновых отложений, несогласно залегающих на водоносных породах различных стратиграфических подразделений, где на участках антиклинальных структур и региональных разломов встречаются воды сульфатно-хлоридно-натриевые и хлоридно-натриевые с минерализацией до 10,0 г/л с максимальными содержаниями ртути (0,017—0,02 мг/л), цинка (1,2—2 мг/л), свинца (0,01—0,02 мг/л), мышьяка (0,04—0,2 мг/л) и других микрокомпонентов. Формирование химического состава вод мезозойских отложений так же, как четвертичных и палеоген-неогеновых, обуславливается структурно-тектоническими условиями их залегания, что показано на примере водоносного комплекса триасовых отложений (содержание микроэлемента, мг/л, числитель — среднее, знаменатель — максимальное):

Структурно-тектоническое положение водоносного комплекса	Br	B	F	Zn	As
Купольные структуры, сопровождающие зоны глубинных разломов	1,59	0,13	0,49	0,03	0,0025
	12,0	10,5	3,5	1,2	0,016
Синклинальные структуры вне зон глубинных разломов	0,5	0,01	0,02	0,005	0,001
	0,8	0,1	0,3	0,3	0,002

Это подтверждается и наличием в верхнемеловом водоносном горизонте, в результате разгрузки подземных вод вдоль зоны Северо-Донецкого глубинного разлома, хлоридно-натриевых вод с минерализацией до 8 г/л, обогащенных микроэлементами (Br — 33,6 мг/л; Zn — 0,9; Pb — 0,01; As — 0,05 мг/л), которому некоторые исследователи [Власовский, 1961] не могли дать объяснения.

Связанные со структурно-тектонической обстановкой контрастные гидрогеохимические ореолы ртути, мышьяка, бора, брома, меди и других микрокомпонентов дают возможность картировать трудноустанавливаемые разломы на геологически закрытых площадях.

Важным фактором в распределении и концентрации микрокомпонентов является общий химический состав вод. Для большей части площади исследований характерно преимущественное развитие в зоне дренирования гидрокарбонатно-кальциевых, гидрокарбонатно-сульфатных, сульфатно-гидрокарбонатных, натриево-кальциево-магниевых вод с минерализацией 1—3 г/л и с величиной рН от 6,8 до 7,4. Концентрация микрокомпонентов в этих водах более низкая, чем в других. Наиболее обогащены ими щелочные высокоминерализованные хлоридно-натриевые, хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые и слабокислые сульфатные воды. Они имеют локальное распространение и тяготеют к зонам глубинных разломов и купольным структурам.

Подземные воды месторождений Горловской антиклинали (Никитовское и др.) и рудопоявления Дружковско-Константиновской антиклинали также характеризуются специфическим химическим и газовым составом. В пределах зоны Центрально-Донецкого глубинного разлома и сопровождающих его купольных структур, осложняющих строение Главной и Дружковско-Константиновской антиклиналей, общая вертикальная гидрохимическая зональность, установленная для этого района [Калыгин, 1961], резко нарушается, и на небольшой глубине на фоне гидрокарбонатных или гидрокарбонатно-сульфатных вод появляются воды хлоридно-натриевого состава с минерализацией до 10—16 г/л или щелочные воды хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, обогащенные В, Br, F, As, Hg. Подземные воды обладают высокими напорами, а в газовом составе их преобладает углекислый газ, метан. Содержание аргона и гелия в во-

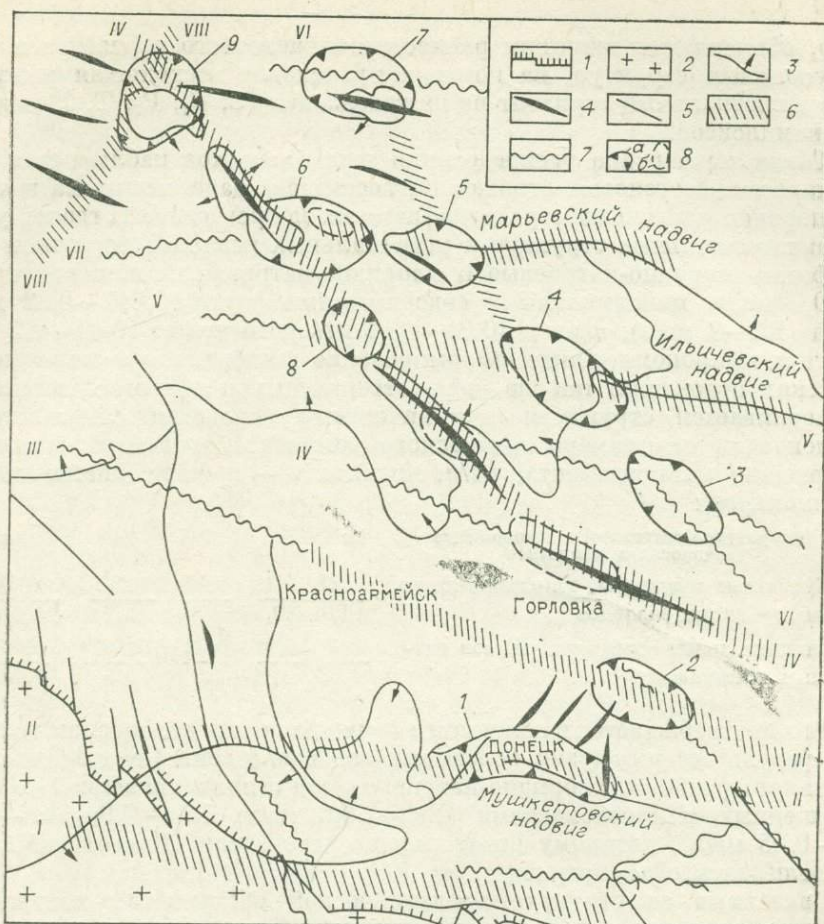


Схема размещения прогнозных гидрогеохимических зон в западной части Донбасса.

1 — подошва палеозойских пород. 2 — кристаллические породы. 3 — граница пород мезозойского структурного яруса. 4 — антиклинальные структуры. 5 — отдельные тектонические нарушения. 6 — гидрогеохимические зоны и их специализация: I — I — флюоритовая, ртутная, редкометалльная; II — II — ртутная, редкометалльная, полиметаллическая; III — III — полиметаллическая, ртутная; IV — IV — ртутная, полиметаллическая; V — V — полиметаллическая, ртутная; VI — VI — полиметаллическая, редкометалльная; VII — VII — полиметаллическая, медная; VIII — VIII — полиметаллическая, ртутная. 7 — гидрогеохимические зоны и участки зон, недостаточно изученные. 8 — гидрогеохимические узлы — прогнозные участки (а — установленные, б — предполагаемые): 1 — Донецкий (ртуть); 2 — Ясиновский (ртуть, полиметаллы); 3 — Дебальцевский (полиметаллы, ртуть); 4 — Артемовско-Ильичевский (ртуть, редкие металлы, полиметаллы, медь); 5 — юго-восточная часть Славянского купола (ртуть, полиметаллы); 6 — Корупольский (ртуть, редкие металлы, флюорит, полиметаллы); 7 — Краснооскольский (полиметаллы, редкие металлы, ртуть); 8 — Новотроицкий (ртуть); 9 — Берекско-Степковский (полиметаллы, ртуть, золото).

дах превышает в 100 раз их атмосферные концентрации [Жирикилица, Левенштейн, 1972]. Они имеют хлоридно-гидрокарбонатный натриевый состав, щелочную реакцию ($\text{pH} = 8,4-9,0$) и минерализацию от 4 до 16 г/л; обогащены бором (4,6—4,8 мг/л), фтором (2—9 мг/л), мышьяком (0,021—0,05 мг/л), ртутью (0,015—0,05 мг/л). Ртуть находится в положительной корреляционной связи с бором ($r = 0,58$), фтором ($r = 0,35$) и мышьяком ($r = 0,3$).

Гидрогеохимические аномалии пространственно совпадают с геотермическими.

Сходство ртутоносных структур по геотермическим, гидродинамическим условиям, общему химическому и газовому составу вод, а также по набору микрокомпонентов с водами бороносных структур молодого маг-

матизма [Крайнов, 1973] указывает на то, что ртутьносные структуры в Донбассе, как и месторождения нефти и газа [Кротова, 1960], отличаются большой динамичностью, которая проявляется и в настоящее время.

Для месторождения ртути, по нашему мнению, главными поисковыми признаками являются: приуроченность месторождений ртути к современным очагам разгрузки глубинных вод; высокая динамичность структур; наличие аномалий общего химического и газового состава вод; наличие положительных геотермических аномалий; обогащенность подземных вод Hg, B, (F, As), образующими поисковую гидрогеохимическую ассоциацию на ртутное оруденение.

На основании изучения ореольных подземных вод различных рудопроявлений Донбасса были выявлены ассоциации элементов в воде, характеризующие полиметаллическую (Zn, Pb, Ba), медную (Cu, Ni, CO) и флюоритовую (F) минерализацию в породах, что дало возможность выделить ряд гидрогеохимических аномалий, прогнозных зон и узлов с определенной металлогенической специализацией, а также наметить участки для постановки детализационных работ, в первую очередь на ртуть.

Преимущественное направление выделяемых по гидрогеохимическим данным зон северо-западное; намечаются также зоны субширотного и северо-восточного направления (см. рисунок).

Для первоочередных поисковых работ рекомендуются участки на пересечении выделенных гидрогеохимических зон.

А. Е. БАХЛОВ

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Характеризуемая площадь находится в Юго-Восточном Забайкалье, в верховьях Борзи, Газимура и Унды. Район имеет сложное геологическое строение, обусловленное разнообразием изверженных, метаморфических и вулканогенных образований, а также широким развитием морских и прибрежно-континентальных осадочных пород юрского возраста.

Структурно-тектонические особенности территории предопределили в целом интенсивную дислоцированность отложений и широкое развитие крупных разрывных нарушений. Основные региональные разрывные дислокации имеют северо-восточное и северо-западное направление, значительно реже субмеридиональное и субширотное. Эти нарушения, пересекая всю площадь исследований, уходят далеко за ее пределы. Региональные прямолинейные тектонические нарушения в сочетании с дугowymi и полукольцевыми направлениями образуют радиально-концентрическую систему дислокаций. Внутри этой системы выделяются крупные секториальные блоки, которые, в свою очередь, разломами второстепенного порядка дробятся на множество мелких разновысотных тектонических блоков. К главным из таких блоков приурочены кольцевые и куполовидные структуры. Эти структуры локализуются в узлах пересечения разнонаправленных зон разломов и развиты в основном в пределах Борзинско-Газимурской межгорной впадины. Среди выделенных куполовидных структур Журавлевская и Клинская представляют наложенный тип структур, связанный с верхнеюрскими вулканитами. В ядре Каркальтуйской, Курунзулайской и Шонуктуйской куполовидных структур находятся, по-видимому, молодые интрузивные (верхнеюрские?) образования, которые либо предположительно выделены и частично заверены в процессе гравиметрической съемки, либо вскрыты некоторыми картировочными скважинами.

В ядре Акатуевской кольцевой структуры заключен верхнеюрский (нижнемеловой?) интрузивный комплекс. Центральная часть ядра интенсивно эродирована и имеет низкогорный — мелкосопочный рельеф, гипсометрические отметки которого возрастают к периферии, приобретая форму амфитеатра. Кольцевой пояс тектонической разрывной дислокации, окаймляющий интрузивный комплекс, проходит по нижнеюрским осадочным, верхнеюрским эффузивным образованиям и частично древним осадочно-метаморфическим породам. Район охватывает участки горно-таежной, лесостепной и степной ландшафтных зон, характеризуясь средне-низкогорным, мелкосопочным и равнинным типом рельефа с островным, а в долинах сплошным развитием многолетнемерзлых пород. Гидрогеологические условия характеризуются преимущественным распространением трещинно-жильных вод зон тектонических нарушений, подчиненное значение имеют пластово-трещинные воды нормально-осадочных отложений ниже-среднеюрского возраста и трещинные воды разновозрастных гранитоидов.

В питании всех без исключения типов подземных вод основная роль принадлежит атмосферным осадкам. Водообмен между водоносными комплексами на отдельных участках затруднен широким развитием многолетнемерзлых пород. Зона относительно свободного водообмена находится обычно выше базиса эрозии. По химическому составу подземные воды относятся к гидрокарбонатным, гидрокарбонатно-сульфатным, в единичных случаях к сульфатным и хлоридным. По катионному составу воды кальциевые, магниевые, кальций-магниевые, магний-кальциевые, кальций-натриевые, очень редко натриевые.

Минерализация подземных вод колеблется в пределах от сотых долей до 1,5 г/л и лишь в единичных случаях она достигает 2,9—3,5 г/л. Наиболее минерализованными являются воды рыхлых отложений четвертичного возраста, развитые в долинах крупных рек. Для остальных типов подземных вод величина минерализации колеблется чаще всего от 0,1 до 0,5 г/л. Причем минимальная величина минерализации характерна для областей питания, находящаяся в пределах лесной или лесостепной ландшафтных зон. Величина показателя среды варьирует от 5,8 до 7,4, т. е. воды относятся к слабокислым, нейтральным и слабощелочным. Содержание сульфат-иона в водных пробах обычно не превышает 0,02—0,03 мг/л. Исключения представляют лишь некоторые пробы родников, где содержание сульфат-иона достигает 28—75 мг/л.

В металлогеническом отношении на рассматриваемой территории выделяется целый ряд перспективных участков или потенциально рудных зон, либо пространственно совпадающих с куполовидными и кольцевыми структурами, либо примыкающих к концентрическим поясам разрывной тектонической дислокации. По количеству выявленных месторождений, рудопроявлений и по разнообразию полезных компонентов характеризуемый район занимает одно из ведущих мест в Юго-Восточном Забайкалье. Здесь известны многочисленные рудопроявления и месторождения молибдена, цинка, свинца, сурьмы, олова, меди, вольфрама, серебра. Основными же в районе являются полиметаллы и молибденовая рудная минерализация. Все месторождения и рудопроявления района в той или иной мере генетически связаны с интрузивными массивами послеверхнеюрских и верхнеюрских гранитоидов.

Для спектрального анализа было отобрано свыше 270 проб воды из родников, колодцев, шурфов и скважин. Сухие остатки водных проб получались методом выпаривания. Обработка полученных результатов проводилась по методике Томского политехнического института (ТПИ). Для определения фоновых, повышенных и аномальных содержаний элементов в воде использованы графики рассеяния. За границу их раздела взят верхний предел фона, который в среднем на полпорядка выше медианных величин. К повышенным значениям содержания элементов отне-

сены те значения, которые в 2—5 раз выше фоновых, к аномальным — в 10—15 раз выше фоновых. Полуколичественным спектральным анализом в водах установлено наличие свинца, цинка, серебра, молибдена, хрома, титана, меди, марганца, олова, никеля, сурьмы, висмута, кобальта, ванадия, железа, циркония, бария, бериллия и фосфора. Наиболее распространенными в воде являются свинец, серебро, молибден, титан, медь, хром, никель и цинк.

На основании проведенных гидрогеохимических исследований выделено восемь участков с аномальными и повышенными содержаниями рудных элементов и их спутников. При выделении водных ореолов рассеяния учитывались не только повышенные или аномальные содержания, но и химический состав подземных вод, водная среда, геолого-структурные условия.

Особо важно подчеркнуть тот факт, что все упомянутые участки приурочены частично или полностью к выделенным структурам или рудным узлам, которые располагаются в пределах концентрических поясов разрывных тектонических нарушений.

Из всех выявленных участков наиболее представительным является водный ореол рассеяния, приуроченный к Курунзулайской куполовидной структуре. Эта структура разбита на целый ряд мелких блоков и интенсивно эродирована. В геологическом строении принимают участие осадочные отложения верхнегазимерской и ононборзинской свит, представленные конгломератами с прослоями песчаников и алевролитов. Осадочные породы разбиты густой сетью мелких тектонических нарушений северо-восточного, северо-западного простирания и прорваны многочисленными дайками и небольшими штокообразными интрузивными телами гранит-диорит-сиенит-порфиров. Ядро описываемой структуры характеризуется наличием крупно-, местами гигантозернистых порфировидных гранитов, вскрытых одной из картировочных скважин на глубине 36 м, несущих рудную минерализацию молибденита (Змеевское молибденовое рудопроявление).

Подземные воды на участке по типу циркуляции относятся к пластово-трещинным и трещинно-жильным, по химическому составу — к гидрокарбонатным кальциевым, реже к кальций-натриевым. Частичная разгрузка их происходит у подножий склонов долин, падей и распадков в виде родников с дебитами 1,0—1,5 л/с, редко 3,0 л/с. Минерализация подземных вод не превышает величины 0,3—0,4 г/л. Водная среда слабокислая или нейтральная. Сульфат-ион обнаружен в пробах воды только нескольких родников и его содержание варьирует от 25 до 75 мг/л. Данный участок оконтурен по результатам спектрального анализа сухих остатков 32 водных проб, в 20 из которых повышенные и аномальные содержания выявлены для 2—10 элементов, в остальных пробах повышенные содержания определены для 1—3 элементов. Присутствие свинца в водах превышает фоновые в 15—20, цинка — в 4—10, меди в 6—10, молибдена — в 4—6, олова — в 20—30 раз.

Другой участок приурочен к Шоноктуйской куполовидной структуре. По комплексу рудных элементов он сходен с водным ореолом рассеяния Курунзулайской структуры, что позволяет предполагать наличие на этом участке проявлений как полиметаллов, так и редких металлов. Контрастность содержаний основных рудных элементов на этом участке несколько ниже, чем на первом. Объясняется это, по-видимому, тем, что главные источники обогащения подземных вод микрокомпонентами находятся на значительно большей глубине (100—150 м) и поэтому в меньшей степени подвержены химическому выветриванию. На наличие проявлений редких металлов здесь указывают также и данные шлихового опробования. Последним установлено повсеместное присутствие в шлихах в минимальных весовых количествах касситерита и вольфрамита.

Особого внимания заслуживают участки Александрово-Заводского

и Журавлевского рудных узлов, где в водных ореолах рассеяния кроме полиметаллов встречается почти повсеместно повышенное содержание серебра. В пределах указанных рудных полей известны проявления свинца, цинка и серебра, часть из которых обрабатывалась еще в прошлом столетии старательским методом.

По выявленному комплексу рудных компонентов все остальные участки также представляют определенный практический интерес, хотя сами ореолы рассеяния характеризуются крайне низкой контрастностью, а на известном Акатуевском полиметаллическом и Бугдаинском молибденовом месторождениях они не выявлены. Эти участки находятся за пределами межгорной впадины и имеют несколько иные геолого-структурные и ландшафтно-индикационные особенности.

На основании проведенного гидрогеохимического и литогеохимического опробования определена закономерность зонального распределения основных элементов-индикаторов рудных месторождений для данной площади исследований. Совершенно четко установлено, что водные ореолы рассеяния приурочены к тектонически активным зонам (структурам), расположенным прежде всего в пределах Борзинско-Газимурской межгорной впадины. Наличие здесь илесто-глинистого материала (существование озерно-болотного режима), обилие остатков органического вещества и микроорганизмов создало благоприятную гидрогеохимическую обстановку для интенсивной миграции отдельных элементов и формирования в целом довольно контрастных ореолов рассеяния.

Подземные воды, свободно циркулирующие в мощных зонах тектонических нарушений, обогащены в достаточной мере кислородом и поэтому по своей природе весьма агрессивны. Но более заметную роль в увеличении агрессивности трещинно-жильных вод выполняет углекислота, повсеместно содержащаяся в повышенных дозах.

Обогащение углекислотой частично происходит за счет известковистого цемента нормально-осадочных пород юрского возраста, глубинности циркуляции, но главным источником обогащения являются, по видимому, поля развития молодых эффузивно-осадочных комплексов пород (супербассейнов), разбитые мощными зонами тектонических нарушений, вблизи которых расположен ряд холодных углекислых минеральных родников.

На водораздельных поверхностях горно-таежной ландшафтной зоны, где обычно расположена область питания, отсутствие контрастных ореолов рассеяния объясняется фильтрационными свойствами и кратковременным соприкосновением водных растворов с вмещающими породами. Вдоль склонов или их оснований, контролируемых зонами тектонических нарушений, нередко наблюдаются скрытые очаги разгрузки трещинно-жильных вод в мощные толщи каменной россыпи. В этих условиях трещинно-жильные воды смешиваются с водами четвертичных отложений и поверхностных водотоков, что приводит к резкому разбавлению водных растворов глубокой циркуляции.

В подобных случаях гидрогеохимическое опробование не приводит к желаемому результату и не отражает наличие зон рудной минерализации.

Полученные данные свидетельствуют о высокой эффективности гидрогеохимических поисков, позволяющих ориентировать работы на определенные участки, наиболее интересные по многим геологическим данным, и экономнее расходовать отпущенные денежные средства. Гидрогеохимические поиски на территории Армянской ССР предполагается продолжать.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НИЗКОГОРНЫХ РАЙОНОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

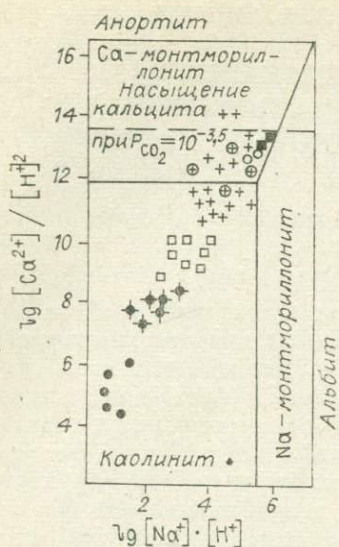
(в связи с гидрогеохимическими поисками)

Проблема поисков глубокозалегающих месторождений требует совершенствования методики проведения как полевых гидрогеохимических исследований, так и интерпретации результатов. Последнее, в свою очередь, невозможно без знания особенностей взаимодействия подземных вод с горными породами, газами и органическим веществом, или, точнее, без всестороннего изучения особенностей формирования химического состава вод в конкретных ландшафтно-геохимических и геолого-структурных условиях. Таким путем можно подойти к разработке теории формирования водных потоков рассеяния и количественной оценки гидрогеохимических аномалий [Шварцев, 1978а]. Нами рассматриваются условия формирования состава подземных вод Салаира, Колывань-Томской складчатой зоны и прилегающих к ним районов с целью выявления наиболее общих закономерностей формирования водных потоков рассеяния рудных месторождений применительно к данной территории.

Исследуемая территория располагается в двух ландшафтных зонах: горно-таежной Салаира и лесостепной Колывань-Томской зоны и Горловского прогиба. Горные породы рассматриваемых структур в основном представлены существенно карбонатными, терригенно-карбонатными и эффузивными образованиями. Природные условия благоприятствуют образованию на большей части территории зоны повышенной увлажненности и инфильтрационному питанию вод, а в юго-западной части — зоны умеренной увлажненности, что способствует развитию начальных стадий континентального засоления.

Химический состав подземных вод разнообразен и зависит от глубины их залегания, типа водовмещающих пород и ландшафтных особенностей территории. Преобладают близонейтральные гидрокарбонатные воды с общей минерализацией от 0,2 до 1,0 г/л. По мере удаления от областей питания к областям разгрузки, а также с увеличением глубины залегания общая минерализация вод растет, а их состав изменяется — гидрокарбонатные кальциевые воды постепенно сменяются кальциево-натриевыми, натриево-кальциевыми и, наконец, натриевыми. В условиях континентального засоления в водах возрастает содержание хлоридов и сульфатов [Копылова, Тупчий, 1975]. Отмечается зависимость состава вод и от типа водовмещающих пород: в карбонатных породах воды являются гидрокарбонатными кальциевыми или кальциево-магниевыми с общей минерализацией до 0,6 г/л, в алюмосиликатных — гидрокарбонатными с различным катионным составом и часто более высокой минерализацией. Наблюдаются различия и в микрокомпонентном составе подземных вод, который определяется в основном металлогенической специализацией региона и свидетельствует о возможной перспективности исследуемых районов на рудные полезные ископаемые. Так, для природных вод характерны следующие элементы в повышенных содержаниях: Салаир — Co, Mo, Sb, Hg, V, Bi, Ge; Колывань-Томская зона — Pb, Cu, Ag, Bi, Ge, Mn, Hg, Cr, V; Горловский прогиб — Zn, Sr, Sn, As, Ti, Bi, Y, Yb, Sc, B.

С целью выяснения особенностей формирования состава подземных вод нами было проведено изучение степени насыщенности подземных вод относительно вмещающих отложений термодинамическими методами с учетом конкретной ионной силы раствора, коэффициентов активностей



Степень насыщенности подземных вод в системе $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{SiO}_2$ при $t = 25^\circ \text{C}$ и $\lg [\text{H}_4\text{SiO}_4] = -3,5$.

- 1
- ◆ 2
- 3
- + 4
- 5
- 6
- ⊕ 7

1 — воды атмосферных осадков; 2 — воды почвенных горизонтов; 3 — грунтовые воды элювиально-делювиальных отложений; 4 — 6 — воды зон трещиноватости; 4 — существенно-карбонатных отложений горно-таежного ландшафта, 5, 6 — карбонатно-терригенных отложений горно-таежного (5) и лесостепного (6) ландшафтов; 7 — воды, отлагающие карбонатные травертины.

и форм миграции элементов в водах [Гаррелс, Крайст, 1968]. Исследовалось равновесие вод с наиболее распространенными породообразующими минералами: кальцитом, анортитом, кварцем и основными глинистыми продуктами. Результаты расчетов в виде равновесных диаграмм (см. рисунок) и анализ полученных данных показали, что воды выщелачивания почвенных и

подпочвенных горизонтов и верхней части коренных пород с общей минерализацией до 0,6 г/л находятся в равновесии с каолинитом. Грунтовые воды существенно карбонатных и карбонатно-терригенных отложений с минерализацией более 0,6 г/л равновесны с Са-монтмориллонитом и кальцитом. Такие же по степени минерализации воды в бескарбонатных отложениях равновесны с Na и Mg-монтмориллонитом. Вместе с тем все без исключения воды оказались неравновесными с алюмосиликатами эндогенного и метаморфического генезиса — полевыми шпатами, слюдами, роговыми обманками и др. Исключение из этого правила составляет кварц, относительно которого все подземные воды пересыщены.

Выявленная зависимость характера насыщенности вод к водовмещающим отложениям от степени их минерализации показывает, что характер равновесия, а значит и характер взаимодействия воды с горными породами не остается постоянным, а непрерывно меняется по мере концентрирования подвижных элементов в растворе. Это важное обстоятельство до настоящего времени не учитывается исследователями при изучении поведения рудообразующих элементов в водах и приводит часто к неправильной интерпретации результатов гидрогеохимических поисков.

Дело в том, что система вода — порода является равновесно-неравновесной и обменной, т. е. вода постоянно растворяет одни минералы и формирует другие [Шварцев, 1978а]. Так как состав вторичных минералов меняется по мере эволюции степени минерализации и состава воды, меняется и миграционная способность элементов в растворе. Последнее обусловлено изменением степени их соосаждения и сорбции с различными вторичными продуктами. Следовательно, поведение рудообразующих элементов в водах зависит от стадии и характера взаимодействия воды с основными породообразующими минералами.

Применительно к условиям исследуемого региона подземные воды растворяют карбонаты при минерализации $< 0,6$ г/л и при любой минерализации — эндогенные и метаморфические алюмосиликаты и сульфиды. Одновременно образуются глинистые минералы и при общей минерализации $> 0,6$ г/л — кальцит. Этой системой и контролируется поведение рудообразующих элементов в водах. Необходимо, конечно, учитывать, что источниками элементов в водах наряду с горными породами и рудами выступают органические вещества и атмосферные осадки.

Органические кислоты и биогенное CO_2 повышают агрессивность подземных вод относительно алюмосиликатов и карбонатов и способствуют их растворению. Наряду с этим важная роль принадлежит и ин-

тенсивности водообмена, контролирующей время взаимодействия воды с горными породами, а также определяющей степень и интенсивность растворения последних. Поэтому в условиях гольцового ландшафта Горного Алтая, где господствует активный водообмен, в карбонатных и алюмосиликатных (метаморфические сланцы) породах формируются слабощелочные ($\text{pH} = 7,0-7,6$), ультрапресные (общая минерализация $< 0,2$ г/л) гидрокарбонатные кальциевые воды. В горно-таежных условиях в гранитных породах широко распространены слабокислые ($\text{pH} = 6,4-6,6$) гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды с общей минерализацией $< 0,1$ г/л. Различие в кислотно-щелочных условиях формирующихся вод определяется количеством CO_2 в растворе, зависящем от биологической продуктивности ландшафта. В условиях гольцового ландшафта его оказывается недостаточно для нейтрализации всей щелочности, образуемой при гидролизе алюмосиликатов, и избыточно в горно-таежном ландшафте.

В условиях равнинного рельефа низкогорных районов и обширных депрессий, где водообмен затруднен, минерализация вод возрастает до 1 г/л, доминирующий состав вод становится гидрокарбонатным кальциево-натриевым (содовым) с $\text{pH} = 7,5-8,5$, на участках континентального засоления — гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридным натриевым. Такие воды насыщены и пересыщены относительно кальцита, что наряду с термодинамическими данными подтверждается и фактами образования в районе многих родников карбонатных травертинов. И только в районе известных рудных месторождений в отдельных случаях формируются сульфатные воды со сложным составом катионов и повышенной общей минерализацией.

Удаление из подземных вод с карбонатами и глинами кальция, магния, кремния, алюминия и других элементов, с одной стороны, способствует в условиях замедленного водообмена накоплению натрия и ведет к формированию гидрокарбонатных натриевых вод с повышенной минерализацией, а с другой — резко меняет миграционную способность ряда микрокомпонентов. Отрицательное влияние на миграцию элементов глинистого барьера (каолинитового) проявляется с самых первых моментов взаимодействия атмосферных осадков с почвами и подстилающими их породами.

Действие карбонатного барьера проявляется в слабощелочных водах карбонатных и алюмосиликатных пород при их общей минерализации выше 0,6 г/л.

Приведенные данные показывают, что химический состав подземных вод определяется ландшафтными особенностями территории, составом вмещающих отложений, характером равновесия их с горными породами, направленностью эволюции системы вода—газ—органическое вещество — горные породы. Это обстоятельство должно учитываться при интерпретации гидрогеохимических данных с поисковой целью. В соответствии со сказанным нами предлагается определять фоновые содержания химических элементов отдельно для каждого типа вод, выделенных с учетом степени равновесности в системе вода — порода и характера образующихся вторичных продуктов. Необходимо, следовательно, отдельно рассматривать воды, равновесные с каолинитом, монтмориллонитом, кальцитом и др., и для каждого из них отдельно выделять фоновые и аномальные содержания элементов.

По данным табл. 1 средних содержаний химических элементов в подземных водах северо-западной части Салаира четко прослеживается изменение состояния равновесия вод со вторичными продуктами по мере роста общей минерализации вод и повышения pH . В анионном составе резко преобладает гидрокарбонат-ион. Катионный состав зависит от состава вмещающих отложений и степени насыщенности вод относительно этих отложений. В водах, ненасыщенных относительно кальцита, отмечается постепенное обогащение вод кальцием. Наблюдается (см. табл. 1) одно-

Средние содержания химических элементов в подземных водах северо-западной части Салаира

Степень равновесности в системе вода-порода	Тип вод	Водовмещающие отложения	Число анализов	рН	Содержание, мг/л						Содержание, мкг/л									
					Общая минерализация	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Si	Pb	Cu	Zn	Ag	Ni	Co	Ba	As	Hg	Sb
Равновесные с каолинитом	Пластово-поровые воды	Почвенные горизонты	26	6,5	165	122	15	1,2	14,4	2	1,0	1,0	43	0,05	2,5	0,25	2,5		0,2	
		Элювиально-делювиальные	122	6,8	225	172	30	3	18	Не опр.	0,5	0,8	15	0,1	0,6	0,1	1,2	3,9	0,2	0,1
Равновесные с Самонтириллонитом	Воды зоны региональной трещиноватости	Терригенные среднего кембрия	180	7,7	450	327	70	9,2	23	4,9	0,5	0,5	10	0,03	0,4	0,03	1,0	1,0	0,2	0,25
		Карбонатные нижнего кембрия	80	7,8	465	330	60	8	20	7,4	0,45	0,65	10	0,02	0,5	0,06	1,6	0,7	0,3	0,1
Равновесные с Самонтириллонитом и кальцитом	Воды зоны региональной трещиноватости	Эффузивно-терригенные нижнего силура, ордовика — среднего кембрия	247	7,8	525	373	65	7	58	8,3	0,5	0,4	14	0,05	0,3	0,1	1,7	0,9	0,1	0,1
		Карбонатно-терригенные среднего девона	375	7,8	600	394	70	12	42	7,4	0,4	0,3	6,3	0,1	0,3	0,1	4,4	2,0	0,8	1,1
		Разрывные нарушения	35	7,0	700	488	105	11,5	18,4	7,4	1,3	0,6	40	0,1	0,2	0,04	4	3,2	0,9	1
Близкие к равновесию с Самонтириллонитом	Воды зон локальной трещиноватости	Карбонатно-терригенные и терригенные	30	8,0	925	588	100	19	135	9,5	0,6	0,65	7	0,15	1	0,25	13	0,1	0,3	Не опр.

Примечание. Для карбонатно-терригенных и терригенных отложений при подсчете средних содержаний использованы данные по зоне сочленения Горловского прогиба и Кольвань-Томской зоны.

временное увеличение в маломинерализованных водах содержания натрия и кремния, которое в водах с общей минерализацией более 0,5 г/л нарушается. Дальнейшее значительное повышение содержания в водах натрия происходит при практически постоянном содержании кремния. Несомненно, что изменение соотношения в водах натрия и кремния связано с различным характером формирующихся при этом глин и более интенсивным осаждением вторичных продуктов в водах с большей минерализацией. Для большинства микрокомпонентов не наблюдается существенного увеличения содержания с повышением общей минерализации вод. Наряду с чрезвычайно большим количеством факторов, определяющих содержание элементов в водах, одним из них является сорбционная способность образующихся глин. Следовательно, для знания истинных количеств элементов, переходящих в раствор, необходимо знать их количества, выведенные из раствора при взаимодействии вод с горными породами. Для ряда микрокомпонентов (см. табл. 1) наиболее высокие содержания отмечаются в водах почвенных горизонтов, что вместе с малым сорбционным влиянием глин в этих условиях определяется благоприятными условиями их миграции в виде органо-минеральных комплексов.

В выделенных таким путем геохимических типах вод на основе методов математической статистики установлены средние содержания и средние квадратические отклонения химических элементов. Значимость полученных различий подтверждена сравнением их рядов распределения по критерию Стьюдента. При таком же сравнении фоновых вод с водами зон сульфидной минерализации (выборка была сформирована из водопунктов с аномальным распределением элементов и учетом химического состава вод известных в районе месторождений) определены гидрогеохимические критерии зон сульфидной минерализации: универсальные, групповые, региональные и локальные. В целом для вод зон сульфидной минерализации в повышенных содержаниях отмечается следующий комплекс элементов: Pb, Cu, Mo, Yb, Sn, Sb, Hg, Bi, Be, Ga, Sc, Y. Среди них универсальными поисковыми показателями являются Cu, Pb, Sb. Групповые признаки, характерные для определенного типа сульфидной минерализации, представлены Hg, Zn, Co, SO_4^{2-} в вышефоновых и Ni в нижефоновых содержаниях для ртутной; Hg, Zn, SO_4^{2-} , Sn в вышефоновых и Ti в нижефоновых содержаниях для полиметаллической; Y, Yb, Nb, Mo, Be, Co, As в вышефоновых содержаниях для редкометальной минерализации.

Таблица 2

Гидрогеохимические критерии зон ртутной минерализации северо-западной части Салаира

Водовмещающие отложения	Гидрогеохимические критерии				
	универсальные	групповые	региональные	локальные (для каждого типа вод)	
				с положительной тенденцией	с отрицательной тенденцией
Почвенные Элювиально-делювиальные Существенно карбонатные Терригенно-карбонатные Терригенные Эффузивно-терригенные Карбонатно-терригенные	Pb, Cu, Sb (для разных типов минерализации)	Hg, Zn, Co, SO_4 , Ni (для определенного типа минерализации)	Ва (для структуры Салаира)	pH pH, Sr, V, Mn Ag Cr Mn, Sr Mn As, Cr	Ti, Cr Ag, Ti pH Ag, Ti, Mn, pH V, Cr, pH As, V, Sn Ag, Sn, pH

Примечание. В групповых гидрогеохимических критериях содержания никеля в водах зон сульфидной минерализации ниже, чем в фоновых водах.

В табл. 2 приведены также региональные и локальные критерии зон ртутной минерализации. Региональные критерии, выделенные для каждого типа минерализации, отражают специфику отдельных структур. Так, для Салаира характерны повышенные содержания бария в водах ртутной минерализации, для Томь-Кольвани — Sn, Ge, Cг и пониженные As, для Горловского прогиба — P, Ni, Co в водах редкометальной минерализации. Локальные гидрогеохимические критерии, проявляющиеся в каждом типе вод, определяются условиями формирования их химического состава и зависят от минерального состава руд. Обособленно выделяются воды зоны аэрации, которые часто не имеют прямой связи с зонами рудной минерализации. Наряду с повышением содержаний элементов в водах сульфидной минерализации по сравнению с фоновыми ряд элементов характеризуется более высокими содержаниями в фоновых водах, чем в аномальных, т. е. образует отрицательные аномалии. Это четко отмечается для элементов, имеющих широкое рассеяние в водовмещающих породах. Приведенная (см. табл. 2) характеристика гидрогеохимических критериев ртутной минерализации северо-западной части Салаира показывает, что большинство химических элементов несет ту или иную информацию о наличии вод зон сульфидной минерализации. Важным при этом является то, что комплекс гидрогеохимических критериев своеобразен для каждого типа вод, в чем находят проявление рассмотренные выше особенности формирования химического состава.

Таким образом, детальное изучение равновесия воды с горными породами позволяет выяснить источники обогащения вод химическими элементами, исследовать механизмы, контролирующие их поведение в растворе, и является основой для количественной оценки аномалий.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ

И. С. ЛОМОНОСОВ, В. Н. ЕВДОКИМОВА, Г. П. КОРОЛЕВА,
Е. Н. ЛАМБИНА, Л. А. ФИЛИПОВА, С. Е. ЧЕРНИГОВА

ЗНАЧЕНИЕ НОВЫХ МЕТОДОВ ОБРАБОТКИ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ С МАШИНЫМ ПОСТРОЕНИЕМ КАРТ НА ЭВМ

Повышение эффективности гидрогеохимических поисков глубоко-залегающих рудных месторождений зависит не только от современного состояния и развития самого гидрогеохимического метода, но во многом определяется совершенством методики интерпретации получаемых данных. До недавнего времени при гидрогеохимических исследованиях масса исходной информации в большинстве случаев обрабатывалась вручную, и лишь в последние годы при составлении гидрогеохимических карт начали использоваться методы математической обработки материалов (анализ трендов, факторный анализ и др.), которые позволяют наиболее объективно очертывать перспективные участки.

Уже сейчас ясно, что одной из важнейших задач в области гидрогеохимического, как и в целом геохимического картирования (картографирования), является путь широкой математизации исследований на основе автоматизированного построения и анализа карт различного назначения. Геохимические исследования сопровождаются набором большого количества информации (тысячи элементопределений), поэтому путь ручного составления карт не может быть применим. Следовательно, как ни в какой другой области, картографический метод исследования в геохимии должен связываться с методами математического картирования. Но в отличие от других математических подходов конечный результат — карты, требует интерпретации. В силу этого методы математического картографирования не исключают исследователя из процесса познания, а получаемая им с карты информация гораздо шире заложенной в нее составителем.

Институтом геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР и Вычислительным центром Иркутского государственного университета разработан метод многомерных полей (МП), его принципиальные и математические основы, программное обеспечение автоматизированной системы обработки массовой геохимической информации и ее интерпретации [Евдокимова, 1978; Поликарпочкин и др., 1978].

Автоматизированная система применялась Институтом геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР при обработке геохимических данных, полученных для Ленского золотоносного района, рудных районов Енисейского кряжа, Забайкалья, Северо-Востока СССР, Армянской ССР и других рудных площадей по потокам, а также первичным и вторичным ореолам рассеяния.

Опыт применения метода МП для обработки гидрогеохимических данных пока еще не велик. Между тем этот метод имеет ряд преимуществ перед другими (факторный анализ и т. д.). Достаточно сказать, что он реализован в полностью автоматизированной системе, допускающей возможность обработки неограниченных массивов информации с наименьшими затратами труда на ее подготовку и прохождение задач на ЭВМ, а выяв-

ляемые при этом общие закономерности, учитывая малые содержания отдельных элементов в природных водах и их диффузное распределение, не могут быть получены при обработке вручную. Решения в виде карт моноэлементных полей и карты многомерного поля выдаются ЭВМ полностью автоматически.

Автоматическая классификация гидрогеохимических данных производится на основе концентраций элементов, нормированных по фону (коэффициентов контрастности). Интервалы концентраций, изображаемые на картах, рассчитываются машиной. Критерием для их выделения является целесообразность как можно более подробной характеристики гидрогеохимического поля, но вместе с тем гарантированная и достаточная надежность границ каждого интервала.

Особо значимой особенностью метода является то, что за исключением первоначального представления о величинах фоновых содержаний элементов в методе МП не вводится никаких предварительных или промежуточных гипотез, которые могли бы оказать воздействие на результаты обработки, и не используются априорные допущения. В этом смысле метод является саморегулирующей системой.

Основной задачей метода МП является исследование природной системы по гидрогеохимическим данным независимо от других методов исследования. Такая постановка задачи дает возможность полностью использовать информацию о геохимии природных вод и получать данные о природной системе в целом.

Впервые метод МП был применен авторами в 1977—1978 гг. для обработки данных площадной гидрогеохимической съемки в областях мезозойской активизации и древней (протерозойской) складчатости.

В первом случае исследованиями была охвачена небольшая часть (около 300 км²) северного склона одной из мезозойских вулcano-купольных структур, которая в целом представляет собой поднятие диаметром в 40—50 км с двумя главными системами тектонических нарушений: концентрической и радиальной. Первая фиксируется внешним дайковым поясом, располагающимся в 15—20 км от главного кратера стратовулкана. Вторая фиксируется в рельефе направлением долин рек.

Характер вулcano-купольной структуры предопределяет возможные места золотого оруденения в участках пересечения концентрических и радиальных нарушений. Наиболее широким распространением в районе пользуются гранитоиды и эффузивно-пирокластические образования стратовулкана.

Во втором случае объектом исследования служит область древней (протерозойской) складчатости с проявлением гранитного магматизма и разрывной тектоники. Верхнепротерозойские осадочно-метаморфические породы района собраны в крупные складки, вытянутые в общем меридиональном направлении, с которыми связана серия разрывных нарушений сбросово-взбросового характера. Золото-сульфидная минерализация образует рассеянную вкрапленность в метаморфических сланцах и в значительной степени контролируется зонами тектонических нарушений.

При гидрогеохимических исследованиях опробования поверхностных водотоков проводилось через 250—500 м, что составило 1—2 пробы на 1 км² и соответствует масштабу 1 : 200 000.

Природные воды изученных районов характеризуются низкой минерализацией (от 40 до 290 мг/л) и при рН от 6,0 до 8,5 очень простым химическим составом. Это типичные воды выщелачивания зоны гипергенеза, имеющие гидрокарбонатный кальциевый или магниевый-кальциевый состав. На общем фоне гидрокарбонатных вод выделяются переходные типы пресных вод, содержащие в различных сочетаниях гидрокарбонаты, сульфаты и хлориды.

В воде определялось как само золото, так и его спутники — серебро, мышьяк, свинец, медь, цинк, сурьма и другие элементы.

Золото анализировалось атомно-абсорбционным методом с предварительной экстракцией его нефтяными сульфидами и последующим определением в экстракте с помощью атомизатора на спектрометре фирмы Перкин — «Элмер-503». Предел обнаружения метода составляет 0,0002 мкг/л [Торгов, Хлебникова, 1977]. Серебро, так же как и все остальные микроэлементы (кроме мышьяка, который анализировался калориметрическим методом), определялось методом ТПИ (соосаждение с гидроокисью алюминия) с последующим полуколичественным спектральным анализом на ДФС-8. Для контроля в 30 пробах серебро проанализировано прямым атомно-абсорбционным методом на спектрометре фирмы Перкин — «Элмер-503».

Максимальное количество золота, обнаруженное в изученных природных водах, составляет 1,0 мкг/л, минимальное лежит за пределами обнаружения метода. Региональный фон золота в воде нами принят равным 0,001 мкг/л, что соответствует его фоновым содержаниям в природных водах других районов Сибири и согласуется с данными, рассчитанными по методу куммулят, построенных на палетке Разумовского [Шиманский, 1974].

В районе мезозойской вулcano-купольной структуры золото обнаружено в 80% проанализированных проб вод (300 проб). При этом в 40% проб количество золота превышает фоновое более чем в 10 раз, нередко достигая 30—50 и даже 1000 фонов.

На карте распределения золота, построенной методом МП на ЭВМ (рис. 1, а), повышенные концентрации золота в воде тяготеют к зоне шириной 1,5—2 км и протяженностью 20—25 км, названной Главной, которая имеет субширотное простирание и контролируется концентрической системой тектонических нарушений, зонами катаклаза и дайками основных пород.

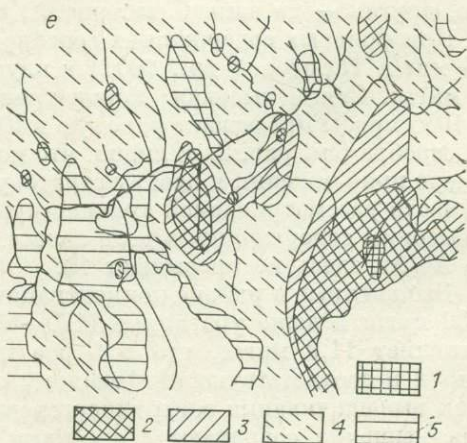
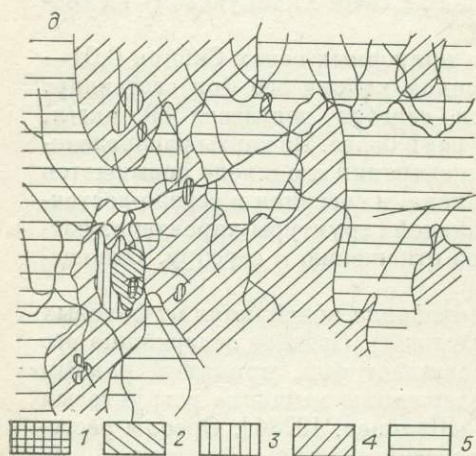
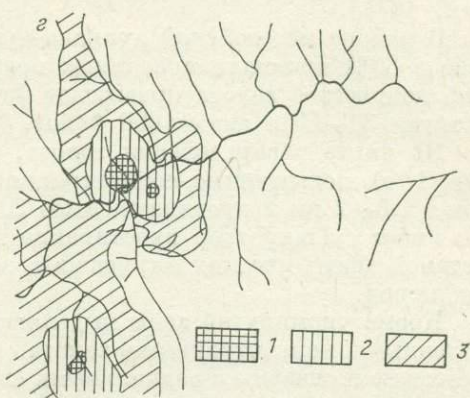
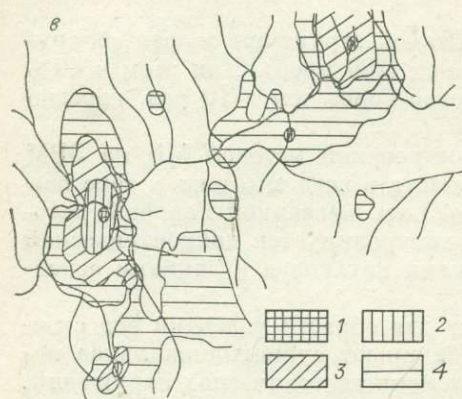
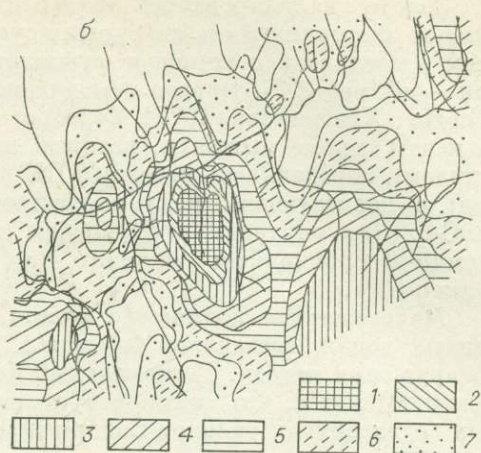
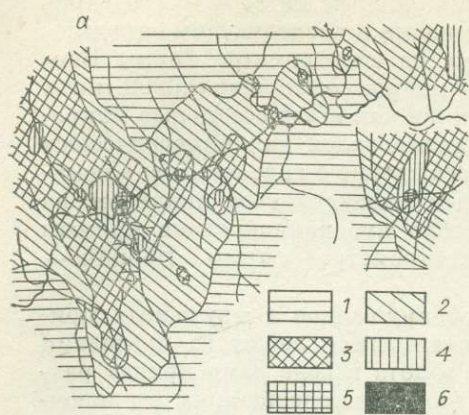
Кроме упомянутой зоны выделяются две области развития вод с повышенными концентрациями золота. Обе имеют субмеридиональное направление и связаны с радиальными системами тектонических нарушений, отходящими от центрального стратовулкана, расположенного южнее, за пределами изученной территории. Одна из них сечет Главную зону на востоке, другая — на западе (см. рис. 1, а).

При фоновых содержаниях серебра в природных водах Сибири 0,01—0,05 мкг/л [Удодов и др., 1962] в изученном районе его фон составляет 0,4 мкг/л. Самая высокая концентрация серебра достигает 30 мкг/л, а в 10% пробы превышает фоновую в 100 раз и более. Из карты распределения серебра (см. рис. 2, б) видно, что концентрация его в воде повышается по мере приближения к центру стратовулкана, а северная и северо-восточная части рассматриваемой вулcano-купольной структуры характеризуются высоким содержанием в воде золота по отношению к серебру. Отношение Ag/Au здесь не превышает 10.

Выявленные в районе концентрации мышьяка колеблются от фоновых до 30 мкг/л и даже ураганных (120—800 мкг/л). Среднее содержание его составляет 11,9 мкг/л, что в 5 раз превышает фон, принятый равным 2 мкг/л и соответствующий фоновому содержанию мышьяка в грунтовых водах выщелачивания зоны гипергенеза [Шварцев, 19786]. Ореолы рассеяния мышьяка совпадают с ореолами рассеяния золота (см. рис. 1, в).

Весьма показательны данные и по другим элементам-спутникам, что нашло отражение на моноэлементных картах (см. рис. 1, г—к), построенных на ЭВМ. При фоновых содержаниях (мкг/л) элементов — свинца — 0,1; цинка — 0,2; меди — 0,2; никеля — 0,1; молибдена — 0,1; олова — 0,1 и сурьмы — 5,0, рассчитанных для района методом куммулят, концентрация их на отдельных участках превышает фоновую на один и даже два порядка.

Западный участок района хорошо прослеживается в водных потоках



сурьмы, меди, свинца, молибдена и олова, восточный участок по цинку, а сама Главная зона, кроме золота и мышьяка, по никелю.

Таким образом, комплекс гидрогеохимических признаков подтверждает перспективность мезозойской вулcano-купольной структуры, с их помощью оконтуриваются площади для постановки дальнейших детальных работ.

Показательным является и то, что для западного участка при низких отношениях Ag/Au (0,9) характерны высокие отношения As/Ag (560) и As/Au (500), свидетельствующие о том, что породы, через которые филь-

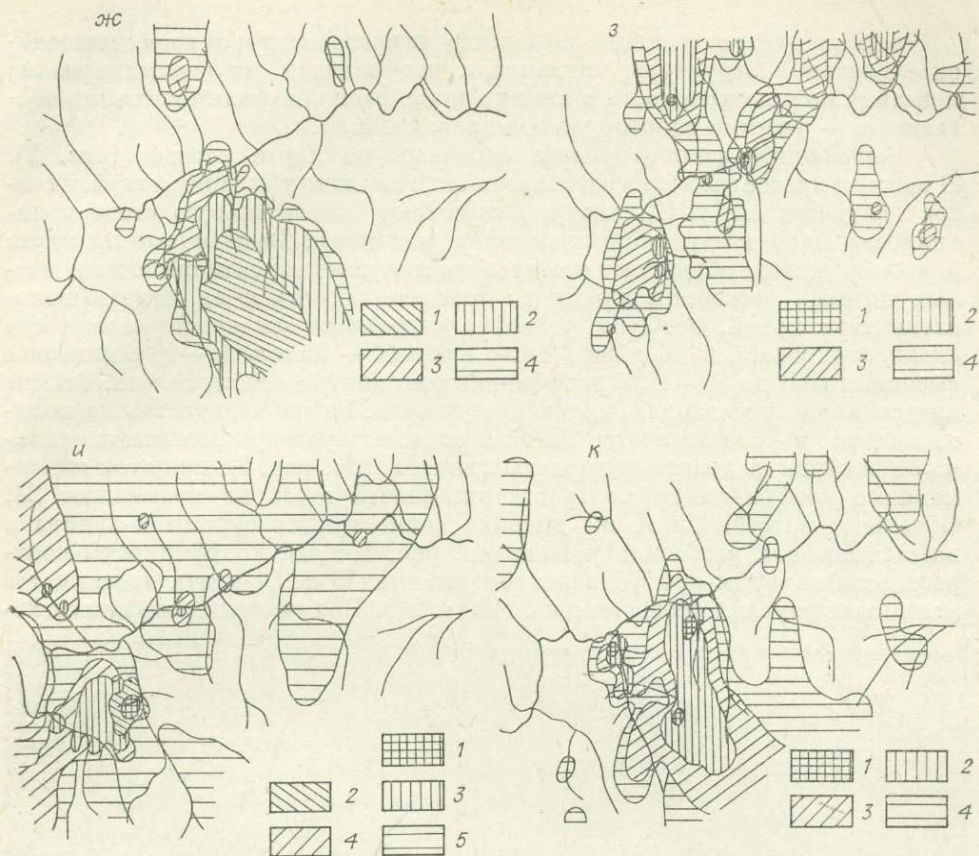


Рис. 1. Схема распределения содержаний микроэлементов в природных водах района мезозойской вулcano-купольной структуры, мкг/л.

а — золота: 1 — 0,005; 2 — 0,005—0,009; 3 — 0,009—0,025; 4 — 0,025—0,075; 5 — 0,075—0,3; 6 — 0,8—0,95. б — серебра: 1 — 0,65—8,0; 2 — 0,40—0,65; 3 — 0,132—0,40; 4 — 0,035—0,132; 5 — 0,012—0,035; 6 — 0,004—0,12; 7 — 0,03—0,004. в — мышьяка: 1 — 415—830; 2 — 75—415; 3 — 20—75; 4 — 6,0—20. г — сурьмы: 1 — 150—400; 2 — 35—150; 3 — 7,0—35. д — меди: 1 — 25—44; 2 — 7,5—25; 3 — 4,0—7,5; 4 — 1,5—4,0; 5 — 0,3—1,5. е — цинка: 1 — 250—400; 2 — 80—250; 3 — 45—80; 4 — 12,0—45; 5 — 4,5—12,0. ж — свинца: 1 — 12,5—260; 2 — 2,5—12,5; 3 — 0,75—2,5; 4 — 0,36—0,75. з — никеля: 1 — 1,5—2,2; 2 — 0,6—1,5; 3 — 0,25—0,60; 4 — 0,15—0,25. и — молибдена: 1 — 15—55; 2 — 4,0—15; 3 — 1,2—4,0; 4 — 0,75—1,2; 5 — 0,23—0,75. к — олова: 1 — 3,0—9,0; 2 — 0,75—3,0; 3 — 0,25—0,75; 4 — 0,15—0,25.

труются воды, отличаются повышенными количествами мышьяксодержащих минералов. С этой точки зрения они могут быть сопоставлены с породами, обнажающимися на участке, который расположен на северо-восточном продолжении Главной зоны. Здесь в природных водах отмечаются наиболее высокие отношения As/Au (2666) и As/Ag (530).

В удалении от осевой части Главной зоны на юг, ближе к центру стратовулкана, уровни концентрации золота, серебра и мышьяка в водах резко отличаются от всех других участков. При достаточно высоком уровне концентрации золота водные потоки рассеяния характеризуются исключительно высоким уровнем концентрации серебра (среднее содержание по 23 пробам 1,74 мкг/л) и фоновыми содержаниями мышьяка. В результате воды имеют самое высокое для всего района отношение Ag/Au (174) и самые низкие — As/Ag (1,3) и As/Au (240).

Подобные отношения Au , Ag , As , а также специфическое поведение отдельных элементов-спутников золота могут объясняться иным типом руд по сравнению с другими участками хотя не исключено и то, что природные воды этого участка несут информацию о рудах, относящихся к более высоким уровням рудной колонны.

Анализ распространения комплекса микроэлементов в водах мезозойско-купольной структуры показывает, что размеры их водных ореолов невелики по протяженности и имеют близко расположенный источник обогащения — участки золоторудной минерализации.

Выявленные закономерности отражены на карте классов (рис. 2). В каждом классе элементы располагаются в порядке убывания коэффициентов контрастности (КК), которые отражают относительную степень накопления элементов в водных потоках рассеяния. Выделенные на карте классы в целом объясняют особенности микрокомпонентного состава водных потоков рассеяния участков, прослеживающихся на картах моноэлементных полей. Особенно рельефно выделяется западный участок, где сконцентрировано наибольшее число классов — классы (1—4) с наиболее высокими (КК до 10—44,5) коэффициентами контрастности золота. Эти же классы характерны и для восточного участка. Менее контрастно на полиэлементной карте выделяется Главная зона, которая прослеживается только по четырем из девяти выделенных классов (см. рис. 2), при этом максимальные коэффициенты контрастности золота здесь не превышают 23. Обращают на себя внимание высокие концентрации сурьмы и свинца в водных потоках рассеяния района (см. рис. 1, *г, с*), коэффициенты контрастности которых при фоновых содержаниях 5 и 0,1 мг/л достигают в отдельных случаях соответственно 400 и 260. Полученные результаты хо-

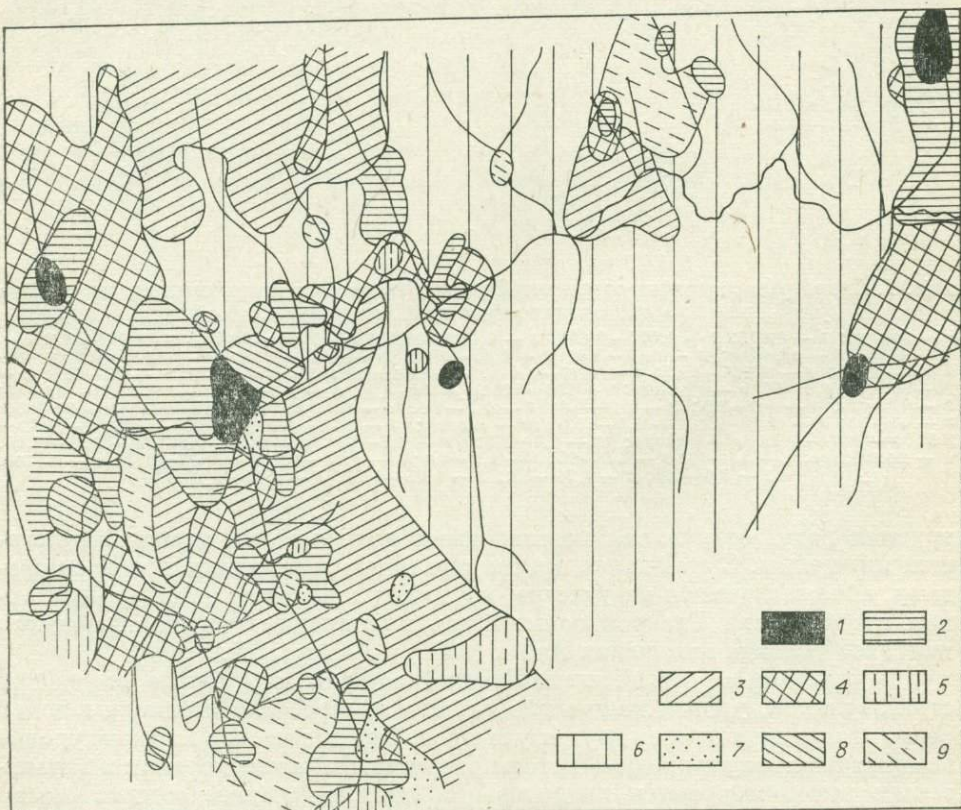


Рис. 2. Карта геохимических классов в водных потоках рассеяния района мезозойской вулcano-купольной структуры.

1—9 геохимические классы (числитель — элементы, знаменатель — коэффициенты контрастности).

1 — $\frac{\text{Au}}{44,5}, \frac{\text{Ag}}{11,3}, \frac{\text{As}}{4,5}$; 2 — $\frac{\text{Au}}{2,0-23,0}, \frac{\text{As}}{2,0-8,4}, \frac{\text{Cu}}{0,2-1,1}$; 3 — $\frac{\text{Cu}}{5,0_4-6,0}, \frac{\text{Au}}{1,0-9,7}, \frac{\text{Zn}}{0,7-8,0}$;

4 — $\frac{\text{Mo}}{0,7-27,5}, \frac{\text{An}}{2,3-9,5}, \frac{\text{Zn}}{1,3-8,2}$; 5 — $\frac{\text{Sb}}{4,3-37,5}, \frac{\text{Au}}{2,5-7,1}, \frac{\text{Cu}}{1,5-6,2}$; 6 — $\frac{\text{Au}}{4,2-166,6}, \frac{\text{Ag}}{4,3}, \frac{\text{Cu}}{2,7}$;

7 — $\frac{\text{Au}}{2,9-10,5}, \frac{\text{Sn}}{2,5-6,3}, \frac{\text{Cu}}{3,6-28,0}$; 8 — $\frac{\text{As}}{10,3}, \frac{\text{Au}}{4,5}, \frac{\text{Ag}}{4,3}, \frac{\text{Cu}}{2,7}$;

9 — $\frac{\text{Ag}}{12,0}, \frac{\text{Cu}}{3,2}, \frac{\text{Au}}{2,9}$.

рошо увязываются с достаточно высокими уровнями концентрации сурьмы и свинца (КК 400 и 130) в литогеохимических потоках рассеяния. Высокие концентрации сурьмы скорее всего связаны с развитием антимонитовой минерализации, а свинца — с наличием в метасоматитах и кварцевых жилах района кроме арсенопирита, халькопирита и сфалерита также галенита.

Выявленные закономерности распространения элементов рудной минерализации в водных потоках рассеяния указывают на высокую информативность карт, построенных на основе машинной обработки гидрогеохимических данных на ЭВМ.

Другой изученный нами район сложен осадочно-метаморфическими породами верхнепротерозойского возраста, представленными в основном сланцевыми толщами. Среди них существенно распространены черносланцевые горизонты. В западной части площади породы прорваны гранитной интрузией, в экзоконтакте которой среди наиболее метаморфизированных пород отмечаются линзовидные тела ортоамфиболитов, прослеживающиеся в субмеридиональном направлении.

Водные потоки рассеяния в районе исследованы на трех участках (рис. 3), где в поверхностных водотоках кроме макрокомпонентного был изучен и микрокомпонентный состав. Во всех пробах обнаружены Ag, Pb, Zn, Cu, Ni; Cr, Bi, Sn, V, Ti, Mn, P, Co, Mo, Sb, Zr. Золото определено в 80% проанализированных проб в количестве от 0,005 до 0,1 мкг/л. Распределение наиболее контрастных для района элементов, к которым относятся Ag, Sb, Cu, Co, Bi, Zn, Sn и Pb, дано на карте классов (рис. 4). При фоновых содержаниях этих элементов (мкг/л) — Au — 0,0045; Ag — 0,0045; Sb — 1,0; Cu — 2,8; Co — 0,09; Bi — 0,03; Zn — 8,0; Sn — 0,13; Pb — 0,5 — все известные в районе участки золотоносной минерализации фиксируются аномалиями в водных потоках рассеяния.

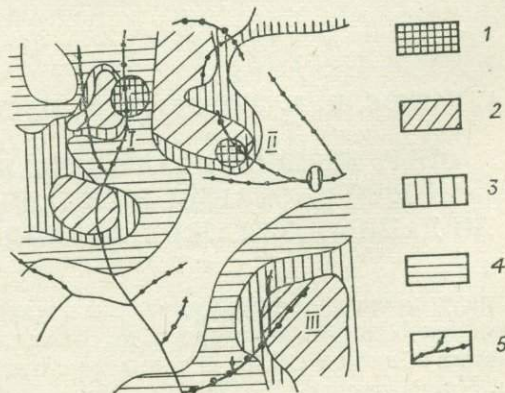
Установлено, что для первого участка (см. рис. 4), представленного золото-кварцевожилным типом, в водных потоках рассеяния отмечаются повышенные содержания Ag (КК 24 и 15), а также Bi, Co, Cu и Ni (КК 3—5). В литохимических потоках рассеяния здесь также отмечено повышенное содержание этих элементов, но с меньшими коэффициентами контрастности для таких элементов, как Ag, Co, Bi и Cu. По пространственному положению эта аномалия приурочена к единой, выявленной по литохимическим потокам рассеяния, зоне субмеридионального простирания.

Второй участок характеризуется кварцево-золото-сурьмяной рудной минерализацией. В водных потоках этого участка, как и в литохимических, отмечены повышенные содержания Sb (КК 6), Bi и Cr (КК 3). Эта гидрогеохимическая аномалия прослеживается в составе зоны северо-восточного направления, объединяющей еще ряд геохимических аномалий золота и сурьмы, выявленных по литохимическим потокам рассеяния.

Рудная минерализация третьего участка — прожилково-вкрапленная,

Рис. 3. Карта распределения содержания золота в природных водах области древней (протерозойской) складчатости, мкг/л.

1 — 0,03—0,09; 2 — 0,016—0,03; 3 — 0,012—0,016; 4 — 0,005—0,012. Здесь и на рис. 4: 5 — гидросеть и точки опробования; I—III — участки исследований.



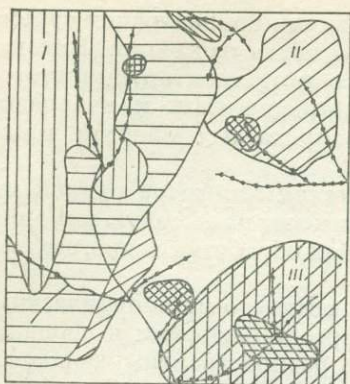


Рис. 4. Карта классов — ассоциации элементов в водных потоках рассеяния района древней протерозойской складчатости.

1—8 — классы ассоциаций (числитель — элементы, знаменатель — коэффициенты контрастности):

1 —	$\frac{\text{Au}}{40}$,	$\frac{\text{Ag}}{13}$,	$\frac{\text{Bi}}{3,3}$,	$\frac{\text{Sb}}{3}$,	2 —	$\frac{\text{Ag}}{24}$,	$\frac{\text{Co}}{7}$,	$\frac{\text{Au}}{4}$,
	$\frac{\text{Sn}}{4}$,	$\frac{\text{Zn}}{3,7}$,	$\frac{\text{Bi}}{3,6}$,	$\frac{\text{Pb}}{3,5}$,	3 —	$\frac{\text{Ag}}{14,7}$,	$\frac{\text{Sn}}{3,5}$,	$\frac{\text{Bi}}{3}$,
	$\frac{\text{Co}}{2,8}$,	$\frac{\text{Ni}}{2,5}$,	4 —	$\frac{\text{Sb}}{6}$,	$\frac{\text{Cr}}{3}$,	$\frac{\text{Bi}}{3}$,	5 —	$\frac{\text{Au}}{13}$,
	$\frac{\text{Mn}}{2,5}$,	6 —	$\frac{\text{Bi}}{3,2}$,	$\frac{\text{Au}}{2,6}$,	$\frac{\text{Zn}}{2,6}$,	$\frac{\text{Sn}}{2,5}$,	7 —	$\frac{\text{Zn}}{28}$,
	$\frac{\text{Au}}{4}$,	$\frac{\text{Co}}{2,6}$,	$\frac{\text{Ti}}{2,2}$,	$\frac{\text{Mn}}{2,1}$,	8 —	$\frac{\text{Zn}}{46}$,	$\frac{\text{Sn}}{45}$,	$\frac{\text{Sb}}{7}$,
			$\frac{\text{Au}}{5}$,	$\frac{\text{Bi}}{2,5}$,		$\frac{\text{Pb}}{2,5}$,		

сульфидная. Водные потоки рассеяния здесь характеризуются повышенными содержаниями Zn (КК 46 и 28), Sn (45 и 27) и в меньшей степени Bi, Sb и Pb (КК 3—4).

По данным опробования твердой фазы контрастность потоков рассеяния таких элементов, как Zn и Sn, на порядок ниже, чем по данным гидрогеохимического опробования (КК по литохимии 2—3, по гидрохимии 27—46). Повышенное содержание олова и цинка в водных потоках так же, как и в биогеохимических ореолах рассеяния (в золе березы содержание цинка достигает 1,7%, а олова в лесной подстилке до $3,6 \cdot 10^{-3}\%$), скорее всего связано с наличием зон рудной минерализации.

Проведенные исследования показывают, что гидрогеохимический метод поисков и составленные на его основе карты моно- и полиэлементных полей не только подтверждают данные, полученные по литохимическим потокам рассеяния, но и несут дополнительную информацию о геолого-геохимической обстановке района. Несмотря на существенные различия в геологическом строении изученных районов, в обоих случаях получены достаточно надежные поисковые критерии на золото по гидрогеохимическим показателям. При этом в районе развития мезозойских вулканокупольных структур гидрогеохимическими поисками хорошо выявляются зоны концентрических и радиальных тектонических нарушений, несущих рудную нагрузку, а в области протерозойской складчатости отчетливо прослежен литологический контроль золотого оруденения, что находит отражение в характере водных потоков рассеяния не только золота, но и сопутствующих ему элементов.

Полученные результаты несомненно свидетельствуют о большом значении новых методов обработки гидрогеохимических данных с машинным построением карт на ЭВМ при поисках месторождений полезных ископаемых в различных природных обстановках.

Е. А. БАСКОВ, Н. А. ПЕТРОВА, Г. И. ПУСТОВАЛОВА, С. Н. СУРИКОВ

ОПЫТ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ ПО ДАННЫМ МЕТАЛЛОНОСНОСТИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

В результате гидрогеохимических исследований к настоящему времени накоплен обширный материал по металлоносности термальных вод складчатых областей СССР. В термальных водах установлено более 40 металлов. Часть из них (Na, Ca, Mg, реже Fe и Al) относится к группе

главных компонентов (или макрокомпонентов) ионно-солевого состава вод. Сведения об этих металлах весьма многочисленны, и закономерности их распространения в термальных водах различного типа изучены достаточно хорошо. Металлы-микрокомпоненты (Ag, Cu, Zn, Pb, Mo, W, Ge, Hg и др.) представляют собой аксессуары в ионно-солевом составе термальных вод и изучены значительно хуже, так как требуют высокой чувствительности применяемых аналитических методов.

Выявление закономерностей распространения металлов-микрокомпонентов в термах имеет важное значение как в познании процессов современного рудообразования, так и в поисковых целях. Нами были проанализированы и обобщены накопившиеся материалы по металлоносности термальных вод Камчатки, Курил, Кавказа, Дальнего Востока и Забайкалья. В пределах отдельных складчатых областей распределение металлов рассматривается раздельно для разных типов термальных вод (азотных, углекислых, сероводородно-углекислых и т. д.), так как очевидно, что условия накопления и миграции металлов в разных типах терм, представляющих собой разные геохимические среды, существенно различны. Применяемое понятие «процент обнаружения» металла в термах представляет собой отношение количества проб, в которых присутствует металл, к количеству его определений. Характеристика металлоносности термальных вод выражается в виде формул (табл. 1), в числителе которых приведены ассоциации преобладающих в количественном отношении металлов, ранжированные подекадно в соответствии с величинами их концентраций, а в знаменателе — ассоциации металлов, образующих гидрохимические аномалии, относительно средних для данного типа терм в регионе. В ассоциациях преобладающих металлов цифры в степени показывают пределы их концентраций (мг/кг): 1 — более 1,0; 2 — 0,1 — 1,0; 3 — 0,01—0,1; 4 — 0,001—0,01.

Некоторые обобщенные данные о распределении металлов в разных типах термальных вод различных складчатых областей (табл. 2 и 3) позволяют установить характерные устойчивые ассоциации металлов как для

Таблица 1

Металлоносность некоторых термальных источников

Складчатая область	Источник	Тип воды	Формула металлоносности
Кавказская	Дарыдагские	$\frac{\text{HCO}_3-\text{Cl}}{\text{CO}_2}$	$\frac{(\text{As}, \text{Fe}, \text{Li})^1 (\text{Pb}, \text{Zn})^2}{\text{As}, \text{Pb}, \text{Fe}}$
	Верхнекармадонские	$\frac{\text{HCO}_3-\text{Cl}}{\text{CO}_2}$	$\frac{(\text{Fe}, \text{Li}, \text{Rb}, \text{Cs})^1 (\text{Zn}, \text{As}, \text{Pb})^2}{\text{Pb}, \text{Rb}, \text{Cs}}$
	Лиси	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{N}_2-\text{CH}_4}$	$\frac{(\text{Fe}, \text{Ni})^2 (\text{Ag}, \text{Pb}, \text{As}, \text{Li}, \text{Sr})^3}{\text{Ag}, \text{Pb}}$
Байкальская	Салбаргуйский	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{N}_2}$	$\frac{(\text{W}, \text{Al}, \text{Fe}, \text{Ti}, \text{As}, \text{Li})^2 (\text{Ge}, \text{Sr}, \text{Ba})^3}{\text{W}, \text{Fe}, \text{Y}}$
Сихотэ-Алинская	Сухой Ключ	$\frac{\text{HCO}_3}{\text{N}_2}$	$\frac{(\text{Mo}, \text{W}, \text{Li}, \text{Sr})^2 (\text{Ga}, \text{Ba})^3}{\text{Mo}, \text{W}}$
Курило-Камчатская	Апальские	$\frac{\text{SO}_4}{\text{N}_2}$	$\frac{(\text{As})^1 (\text{Sb})^2 (\text{Mo}, \text{Hg})^3 (\text{Ge}, \text{Pb})^4}{\text{Hg}, \text{Ge}, \text{As}, \text{Mo}}$
	Горячий Пляж	$\frac{\text{Cl}}{\text{N}_2-\text{CO}_2}$	$\frac{(\text{As}, \text{Mn}, \text{Li})^1 (\text{Rb}, \text{Cs}, \text{Sr})^2}{\text{Ag}, \text{Cu}, \text{Zn}, \text{Ge}, \text{As}, \text{Mn}, \text{Rb}}$

Распределение металлов в термальных

Область	Тип		
	Щелочные $\frac{\text{HCO}_3}{\text{N}_2}$	Слабощелочные и щелочные $\frac{\text{SO}_4}{\text{N}_2}$	Слабокислые $\frac{\text{HCO}_3}{\text{CO}_2}$
Кавказская	Cu, Mn, Mo, Ge, Li,	Cu, Mn, Fe, Sr, Ba	Zn, Ge, As, Mn, Fe
	<u>Sr</u>	Mo, Li	<u>Mo, Li, Rb, Cs, Be,</u>
	Ag		<u>Sr, Ba</u> Ag
Байкальская	Cu, Hg, Ge, Mn, Mo,	Hg, Ti, Fe, Mo, Li	Cu, Hg, Mn, Fe, Li
	<u>Cs</u> Ti, Fe, W, Li, Sr, Ba	Cu, Ge, W, Rb, Sr, Ba	<u>Rb, Cs, Be</u> Ge, Sr
Даурская	<u>Ge, Ga, As, Mn, Fe,</u> <u>W, Li, Be</u> Cu, Sb, Cr, Mo, Sr		
Буреинская	<u>Cu, Ga</u> As, Ti, Mn, Ni, Mo, Li, Sr, Zr		
Сихотэ-Алинская	<u>Cu, Hg, Mn</u> Pb, Ga, As, Ti, V, Mo, Li, Be, Sr, Ba		
Курило-Камчат- ская		Hg, Ge, Pb, Ga, Mn,	<u>Cu, Ti, V, Mo</u>
		<u>Mo, Li</u> Ag, Cu, Zn, Ti, W, Rb, Cs, Sr	As, Li, Rb, Cs, Sr
Характерные металлы для типа термальных вод	Ge, Mn, Mo, Li, Sr Ba	<u>Li</u> Cu, Ge, Mo	Mn, Fe, Li, Rb, Cs, Sr

Примечание. Здесь и в табл. 4 подчеркнуты ассоциации металлов, характеризую-
то же, при низких концентрациях.

отдельных типов термальных вод, так и для отдельных складчатых об-
ластей в целом. Так, например, для щелочных гидрокарбонатных азотных
терм характерен постоянно высокий процент обнаружения (80—100) во
всех складчатых областях, где они распространены, таких металлов, как
Cu, Mo, Mn и Li, образующих устойчивую гидрохимическую ассоциацию.
В свою очередь она дополняется рядом металлов, характерных только для
каждой складчатой области в отдельности. В термах этого типа в Даурс-
кой области появляются W, As, Ag, Zn, Pb, Be; в Байкальской области—
W и Be; в Сихотэ-Алинской — Pb, As, Be, Ag и т. д. Эти различия в ме-

водах горноскладчатых областей СССР

вод

Щелочные и слабо- кислые Cl и HCO ₃ -Cl H ₂ S-CO ₂ и CO ₂	Щелочные и слабо- кислые Cl N ₂ и N ₂ -CH ₄	Кислые SO ₄ H ₂ S-CO ₂	Кислые Cl H ₂ S-CO ₂	Характерные металлы по области
Fe, Li, Rb, Cs	Zn, Li, Sr, Ba			Ag, Fe, Li, Sr
Ag, Hg, Sr	Ag, Cu, Ge, Pb, As Mn, Fe, Ni, Rb			
				Cu, Hg, Fe, Li Ge, Mn, W, Cs, Sr, Ba
Hg, As, Mn, Cs, Sr, Al Ag, Cu, Zn, Ge, Cd W, Li, Rb	As, Rb, Cs Cu, Hg, Ge	Cu, Zn, V, Mn, Al As, Ti, Fe, Li, Rb, Sr	Cu, Zn, Pb, As, V, Mn, Fe, Al, Rb, Cs, Be, Sr, Sc, Y, Yb Mo, Li, Ba	Cu, Mn, Rb, Cs, Sr, As
Cs Ag, Hg, Li, Rb, Sr	Cu, Ge, As, Mo, Rb, Cs, Sr			

щется высоким процентом обнаружения (80—100%) при высоких концентрациях; остальное —

таллоносности термальных вод одного типа в разных складчатых областях, по-видимому, вызваны своеобразием металлогенической специализации, присущей той или иной области.

Вопросы интерпретации данных о металлоносности термальных вод для целей прогнозирования находятся еще в начальной стадии исследований. Очаги разгрузки термальных вод, характеризующиеся устойчивыми дебитами, постоянством химического состава и температуры, связаны в складчатых областях преимущественно с инфильтрогенными гидродинамическими системами, которые охватывают крупные блоки земной коры до

Таблица 3

Средние (числитель) и максимальные (знаменатель) концентрации металлов в термальных водах горноскладчатых областей СССР

Тип вод	Содержание, мг/кг												
	Ag	Cu	Hg	Zn	Ge	Pb	As	Mo	W	Li	Rb	Cs	Be
Щелочные $\frac{\text{HCO}_3}{\text{N}_2}$	$\frac{0,001}{0,3?}$	$\frac{0,01}{0,3?}$	$\frac{0,0004}{0,002}$	$\frac{0,06}{9?}$	$\frac{0,004}{0,02}$	$\frac{0,005}{0,05}$	$\frac{0,04}{0,3}$	$\frac{0,02}{0,07}$	$\frac{0,07}{3?}$	$\frac{0,2}{0,8}$	$\frac{0,005}{0,05}$	$\frac{0,008}{0,02}$	$\frac{0,0003}{0,005}$
Щелочные $\frac{\text{SO}_4}{\text{N}_2}$	$\frac{0,003}{0,06}$	$\frac{0,009}{0,1}$	$\frac{0,0003}{0,04}$	$\frac{0,008}{0,2}$	$\frac{0,003}{0,04?}$	$\frac{0,0007}{0,015}$	$\frac{0,3}{3?}$	$\frac{0,02}{0,3?}$	$\frac{0,01}{0,1}$	$\frac{0,4}{3}$	$\frac{0,03}{0,2}$	$\frac{0,04}{0,2}$	$\frac{0,001}{0,01}$
Слабокислые $\frac{\text{HCO}_3}{\text{CO}_2}$	$\frac{0,3}{0,3}$	$\frac{0,01}{0,02}$	$\frac{0,001}{0,08}$	$\frac{0,008}{0,2}$	$\frac{0,004}{0,03}$	$\frac{0,005}{0,03}$	$\frac{0,86}{4}$	$\frac{0,02}{0,1}$	Не обн.	$\frac{1,5}{3,7}$	$\frac{0,35}{1,65}$	$\frac{0,08}{2,64}$	$\frac{0,005}{0,02}$
Щелочные и слабокислые Cl и $\text{HCO}_3\text{—Cl}$ $\frac{\text{H}_2\text{S—CO}_2, \text{CO}_2, \text{N}_2\text{—CO}_2}{\text{N}_2, \text{N}_2\text{—CH}_4}$	$\frac{0,013}{(0,1\text{—}1)?}$	$\frac{0,010}{0,06}$	$\frac{0,0005}{0,012}$	$\frac{0,024}{0,6}$	$\frac{0,008}{0,025}$	$\frac{0,006}{0,8?}$	$\frac{2,0}{28,4}$	$\frac{0,008}{0,06}$	—	$\frac{4,2}{49,6}$	$\frac{0,43}{3,6}$	$\frac{0,3}{4,7}$	$\frac{0,0014}{0,002}$
Щелочные и слабокислые Cl $\frac{\text{N}_2, \text{N}_2\text{—CH}_4}{\text{N}_2, \text{N}_2\text{—CH}_4}$	$\frac{0,004}{0,018}$	$\frac{0,009}{0,05}$	$\frac{0,0004}{0,002}$	$\frac{0,16}{0,2}$	$\frac{0,009}{0,14}$	$\frac{0,005}{0,03}$	$\frac{0,08}{0,53}$	$\frac{0,006}{0,26}$		$\frac{2,3}{6}$	$\frac{0,1}{0,3}$	$\frac{0,07}{0,26}$	
Кислые $\frac{\text{SO}_4}{\text{H}_2\text{S—CO}_2}$	$\frac{0,001}{0,01}$	$\frac{0,04}{0,3}$	$\frac{0,004}{0,004}$	$\frac{0,6}{8,0}$	$\frac{0,0004}{0,006}$	$\frac{0,02}{0,2}$	$\frac{0,47}{9,3}$	$\frac{0,02}{0,28}$	Не обн.	$\frac{0,2}{6,8}$	$\frac{0,01}{0,07}$	$\frac{0,006}{0,05}$	$\frac{0,005}{0,04}$
Кислые Cl $\frac{\text{H}_2\text{S—CO}_2}{\text{H}_2\text{S—CO}_2}$	$\frac{0,0004}{0,0025}$	$\frac{0,07}{0,3}$	Не обн.	$\frac{10,8}{90,0}$	$\frac{0,001}{0,007}$		$\frac{0,8}{25,0}$	$\frac{0,02}{0,1}$	Не обн.	$\frac{0,6}{5,8}$	$\frac{0,46}{1,6}$	$\frac{0,2}{0,47}$	$\frac{0,015}{0,04}$

глубин в несколько километров. В связи с этим данные о металлоносности термальных вод (в том числе и выявленные аномалии) следует рассматривать главным образом как возможный показатель металлогенической специализации пород в пределах этих блоков.

На основании анализа металлоносности терм в пределах изученных складчатых областей выделены гидроминералогенические зоны — территории с определенными устойчивыми ассоциациями металлов в микрокомпонентном составе термальных вод разного типа. Так на территории Курило-Камчатской складчатой области по ведущим ассоциациям металлов в пределах Восточно-Камчатского антиклинория и Курильских островов, где широко развиты слабощелочные и щелочные хлоридные сероводородно-углекислые, углекислые и азотно-углекислые термы, выделена гидроминералогеническая зона с преобладанием Ag, Ge, As, Mn, Li, Rb, Cs, Sr, реже Hg, Cu, Zn. В пределах Срединного хребта, где развиты сульфатные азотные, а также хлоридные и гидрокарбонатные углекислые термы, выделена зона с Hg, Ge, As, Mo и Sb. В Паратунско-Начикинском районе с широким развитием сульфатных азотных термальных вод четко выделяется гидроминералогеническая зона с Ag, Ge, Pb, As, Mo и W.

На Кавказе также намечается несколько гидроминералогенических зон. Одна из них выделяется в юго-восточной части Малого Кавказа в пределах гидрокарбонатно-хлоридных углекислых Дарыдагских источников с ассоциацией As, Pb, Hg, Li. В пределах Талышской зоны Малого Кавказа намечается гидроминералогеническая зона с Cu, Zn, реже Pb. На Большом Кавказе выделены гидроминералогенические зоны, приуроченные к районам развития хлоридно-гидрокарбонатных и гидрокарбонатных углекислых вод, характеризующиеся ассоциациями Hg, Pb, Cs, Ge — в Приэльбрусье; Cu, Zn, Ge, As, Li, Rb, Cs — в районе Кармадонских источников и ряд других.

В Байкальской складчатой области в пределах развития сульфатных и гидрокарбонатных азотных терм выделяется гидроминералогеническая зона, характеризующаяся ассоциацией Li, Sr, W, Mo, реже Ge.

Т а б л и ц а 4

Сравнительная характеристика некоторых металлогенических (числитель) и гидроминералогенических (знаменатель) зон

Складчатая область	Район	Зона
Кавказская	Дарыдагский	$\frac{Pb, As, Zn, Sb}{Pb, As, Hg, Li}$
	Кармадонский	$\frac{Cu, Zn, Pb}{Cu, Zn, Pb, Ge, As, Fe, Li, Rb, Cs}$
	Минераловодский	$\frac{Cu, Zn}{Cu, Zn, Fe}$
Даурская	Чикой-Ононский	$\frac{W, As, Sn, Mo, Au, Fe}{W, As, Ti, Fe, Al, Li}$
Сихотэ-Алинская	Южно-Приморский	$\frac{Sn, W}{Sn, W, Mo}$
Курило-Камчатская	Срединно-Камчатский	$\frac{Mo, As, Sb, Au, Pb, Zn}{Mo, As, Sb, Hg, Ge}$
	Паратунско-Начикинский	$\frac{Ag, Pb, Au, Cu, Zn, Hg}{Ag, Pb, Ge, Mo, W}$

Таким же образом выделяется ряд гидроминерогенических зон и в других складчатых областях. В наиболее изученных районах складчатых областей был произведен сравнительный анализ известных металлогенических зон, отражающих наличие рудной минерализации или рудных месторождений определенного типа, с выявленными гидроминерогеническими зонами. При этом было установлено, что в ряде складчатых областей выделенные гидроминерогенические зоны по ведущим ассоциациям металлов в гидротермах достаточно четко согласуются с известными здесь металлогеническими зонами (табл. 4). Такая взаимосвязь выделенных гидроминерогенических зон с известными металлогеническими, видимо, может быть объяснена тем, что термальные воды устойчивых гидродинамических систем в процессе циркуляции до глубин 4—5 км и более обогащаются различными рудными компонентами в зависимости от первичной обогащенности пород этими компонентами в пределах крупных блоков земной коры.

Результаты сравнительного анализа позволяют проводить региональное прогнозирование отдельных территорий по металлоносности термальных вод складчатых областей, а также могут быть использованы для уточнения границ уже известных металлогенических зон и выделения новых районов.

Б. А. КОЛОТОВ, С. Р. КРАЙНОВ

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ СОЗДАНИЯ РАЦИОНАЛЬНОЙ МЕТОДИКИ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ

Надо признать, что гидрогеохимический метод поисков, достаточно широко разрабатываемый в настоящее время, не стал пока массовым и обязательным на всех этапах поисковых работ, хотя безусловно заслуживает этого. Основная причина такого положения, как нам кажется, — отсутствие четких принципов, которых нужно придерживаться при разработке методики гидрогеохимических поисков. Рациональный подход (за редким исключением) не явился решающим при разработке этого метода поисков. В производство без специальной доработки была перенесена используемая научно-исследовательскими организациями громоздкая методика получения гидрогеохимической информации. Эта методика, основанная на отборе проб воды и отправке их в лаборатории для дальнейшего анализа, несомненно сослужила на первом этапе хорошую службу ученым, открывшим закономерности формирования и изменения химического состава вод под влиянием месторождений, но оказалась малоприменимой в массовом производстве, когда квалификация исполнителей снизилась, а объем работы резко возрос. Привлечение гидрогеохимического метода в комплекс поисковых работ объективно требует увеличения затрат на поиски, средств и привлечения новых кадров, которые необходимы для функционирования метода.

Для того, чтобы найти пути создания рациональной методики, необходимо четко представлять, что конечным продуктом любого геологоразведочного производства является геологическая информация. Основным показателем эффективности производства геологоразведочных работ следует считать количество и качество геологической и геолого-экономической информации, получаемой на единицу меры труда разведчиков. Таким образом, любая рациональная методика должна определяться минимальным на современном уровне количеством затрат и времени на получение еди-

ницы геологической информации. Такой подход к созданию рациональной методики поисков должен оперировать прежде всего информационными мерами, стоимостью единицы информации, скоростью ее получения и т. д., т. е. быть в основе своей «информационным».

Вышеизложенное позволяет перейти к основным принципам построения методики гидрогеохимических поисков рудных месторождений.

Из огромного количества геологической информации нас по условию интересует прежде всего гидрогеохимическая, но не всякая, а только та, которая решает сформулированную заранее геологическую задачу. Причем для рационального решения задачи это количество должно быть минимальным. Тогда первый принцип разработки методики гидрогеохимических поисков формулируется следующим образом. Методика гидрогеохимических поисков служит для получения определенного количества информации о рудных объектах. Это количество должно быть необходимым и достаточным для решения геологической задачи.

В качестве гидрогеохимической информации при поисках мы пользуемся понятиями поисковых гидрогеохимических признаков (ГП), классификация которых, сделанная на основе информационных оценок, и определяется первым принципом [Колотов, 1972].

Следующий принцип, которым необходимо руководствоваться при разработке методики любого нового поискового способа, — принцип масштабности или этапности проведения работ. Именно масштабность (этапность) создает рамки геологического производства — граничные условия рационального проведения работ. Этот принцип также имеет «информационную» основу, а конкретнее, исходит из распределения плотности необходимой нам информации в пространстве (в нашем случае по площади). Это распределение отнюдь неравномерно. Необходимой нам информации мало на безрудной площади, ее количество резко увеличивается к рудоносным структурам и еще более резко возрастает на тех «пяточках», в границах которых находятся промышленные рудные тела.

Распределение работ по этапам исходит из невозможности сразу получить необходимую информацию по локализации и запасам полезного ископаемого. От ранних этапов к поздним идет постепенное выявление площадей со все большей плотностью необходимой информации на единицу площади. В этом же направлении растет количество средств и времени, необходимые для изучения единицы площади. Именно этот факт и учитывается при разработке методики поисков. Сформулируем этот принцип. **Поисковые (в том числе гидрогеохимические) работы площадного характера должны учитывать распределение информации по площади, поэтапно выявляя все меньшие участки со все возрастающей плотностью информации.**

Исходя из этого, мы обязаны разрабатывать наши методические рекомендации так, чтобы на ранних этапах гидрогеохимические работы были экспрессными, дешевыми, охватывали за короткий период значительные площади (а именно, использовать маршрутные лаборатории, методы быстрого концентрирования микроэлементов природных вод и др.).

С укрупнением масштаба мы располагаем значительными средствами и временем, чтобы использовать более тонкие, воспроизводимые (хотя и более сложные) методы для детального изучения многих гидрогеохимических параметров рудного месторождения, при необходимости разворачивая полустационарные и даже стационарные лаборатории, в том числе используя центральные лаборатории экспедиции и управлений.

И наконец, третий наиболее очевидный принцип исходит из опыта работ: ясно, что рациональным и прогрессивным можно признать такой путь получения информации, который приводит к высвобождению части средств и времени. Сформулируем его. **Получение гидрогеохимической информации рационально при уменьшении цены единицы информации и увеличении скорости ее получения.**

Отсюда следуют конкретные выводы — рекомендации, которые необходимо использовать при разработке методики гидрогеохимических поисков.

Снижение цены единицы информации за счет: а) снижения стоимости анализов воды; б) сведения к минимуму или полного исключения транспортировки водных проб; в) уменьшения количества гидрогеохимических характеристик за счет малоинформативных.

Увеличение скорости получения информации за счет: а) увеличения экспрессности анализа и получения максимального количества необходимых данных в полевых условиях; б) одновременного решения нескольких частных задач; в) использования машинной техники при интерпретации гидрогеохимических данных и т. д.

Таким образом, для рациональных методических разработок следует:

— из бесконечного объема информации использовать только ту ее часть, которая необходима и достаточна для решения поставленной геологической задачи;

— поэтапно распределять количество получаемой информации как в пространстве, так и во времени;

— минимизировать время и средства для получения этой информации.

Однако, руководствуясь этими общими стратегическими принципами, нельзя забывать о тех реальных условиях, в которых разрабатывается методика гидрогеохимических поисков. Существуют важные тактические моменты, придающие методике конкретный облик в определенных условиях в зависимости от природных параметров, структуры производственных организаций, возможностей совершенствования, близости научных центров и т. д.

Разберем основные из них, поскольку они часто оказываются весьма важными при поисках рационального подхода для получения нашего конечного продукта.

Во-первых, основной специфической чертой геологической службы СССР, которую необходимо учитывать при разработке методики гидрогеохимических поисков, является ее **единство и централизованность**. Отсюда выпуск оборудования (если иметь в виду не кустарное производство), последующее материальное обеспечение, снабжение инструкциями, методическими пособиями и т. д. ведутся через центральные подразделения. Следовательно, структура нашего геологического производства требует создания весьма ограниченного числа методик, опирающихся на унифицированные приемы с использованием специального оборудования. Подобные методики должны быть рассчитаны на массовый характер их использования, т. е. на опробование десятков и сотен тысяч водопунктов ежегодно, что в свою очередь налагает обязательное требование экономичного проведения таких массовых работ.

Во-вторых, необходимо учитывать при разработке методики гидрогеохимических поисков различие условий производства гидрогеохимических работ на территории СССР (физико-географические — аридность, гумидность, расчлененность и др.; геологические — платформы, геосинклинальные зоны, вулканические пояса и др.). Необходимость учета этих условий требует в различной степени дифференцированного подхода и, следовательно, методических модификаций.

Сочетание этих двух особенностей достаточно трудно учесть при разработке методики гидрогеохимических поисков. По-видимому, рационально идти по пути создания весьма ограниченного числа унифицированных методик, учитывающих лишь главные факторы, влияющие на их содержание, обеспечив их заводскими комплектами материалов и реактивами. В зависимости от конкретных условий должны быть даны рекомендации для внесения частных изменений в методику, что по силам местным геохимическим подразделениям (например, геохимическим партиям ТГУ). Такую унифицированную методику мы называем **базовой**.

Рассматриваемая этапность гидрогеохимических работ приводит нас к выводу о том, что с точки зрения масштабов проводимых работ необходимо создать две базовые методики: одну для мелко- и среднемасштабных работ (1 : 25 000 и мельче), а другую для крупномасштабных (1 : 10 000 и крупнее).

На выбор методики гидрогеохимических поисков влияет комплекс природных условий, основными из которых, по нашему мнению, являются: горноскладчатые области в аридном и гумидном климате; платформы и плиты (в том числе перекрытые чехлом рыхлых отложений) в гумидных районах; платформы и плиты (в том числе перекрытые чехлом рыхлых отложений) в аридных районах.

Для этих таксономических подразделений также необходимо разрабатывать базовые методики, которые будут несколько видоизменяться в зависимости от менее значимых факторов (наличие многолетнемерзлых пород, металлогенические провинции, высокогорье).

Ж. С. СЫДЫКОВ

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КАЗАХСТАНЕ

Казахстан как обширная горноскладчатая область — одна из крупных рудных провинций Советского Союза. Во многих районах республики ввиду геологической закрытости выявление их все еще представляет большую трудность. В этих условиях изучение состава подземных вод, выделение и прослеживание поисковых гидрогеохимических индикаторов являются определяющими. Рудопоисковые гидрогеохимические исследования к настоящему времени проведены во многих горноскладчатых районах Казахстана. Они показали, что обилие рудопроявлений, сложность геолого-структурных, ландшафтных и гидрогеологических условий, с одной стороны, разнообразие путей и форм миграции химических элементов в подземных водах — с другой, требуют дифференцированного подхода к выявлению, интерпретации и оценке гидрогеохимических показателей рудных тел, вероятных месторождений полезных ископаемых. Ниже излагаются некоторые результаты проведенных исследований в пределах наиболее подвижных структурно-металлогенических зон, так называемых геотектогенов.

Геотектогены представляют собой линейно-вытянутые, тектонически активные, наиболее обогащенные рудными элементами и сильно расчлененные горные сооружения со сложной, нередко глубоко проникающей трещиноватостью слагающих пород. Эти условия благоприятны для глубокой циркуляции подземных вод, под влиянием которых в расчлененном рельефе и хорошо развитой гидросети образуются мощные зоны окисления возможных рудных тел с интенсивными процессами их физико-химического разложения. Это создает предпосылки для формирования обширных по фронту и проникающих на большую глубину водных ореолов рассеяния рудных тел.

Таковыми подвижными структурно-металлогеническими зонами (рудными поясами) Казахстана с благоприятными для постановки гидрогеохимических исследований и обнаружения поисковых гидрогеохимических индикаторов являются: Урултау-Мугоджарская — на северо-западе, Улутауская, Тектурмас-Успенская и Чу-Илийская — в центральной части, Чингиз-Тарбагатайская и Рудно-Алтайская — на востоке, Северо-Тяньшанская и Джуңгарская — на юге. При проведении исследований в этих структурно-металлогенических зонах и сравнительном анализе элементного состава подземных вод и водовмещающих, возможно рудо-

носных, пород нам удалось установить, что в пространственном распределении поисковых гидрогеохимических индикаторов (различных генетических групп гидрогенных элементов) намечается определенная зональность. Она обусловлена по крайней мере двумя обстоятельствами.

Во-первых, работами казахстанских геологов и металлогенистов в разных рудных районах установлено, что существует достаточно четкая металлогеническая дифференциация и геохимическая зональность в пространственном распределении различных генетических групп элементов в рудовмещающих породах, преобразующихся в последующие тектономагматические эпохи. Основу такой дифференциации и зональности составляют концентрации: а) сидерофильных рудогенных элементов (Fe, Cr, Ni, Co, Ti, V, P, Pt, Mn, Hg и др.) вместе с вмещающими комплексами пород в нижней части металлогенической колонки, которые выносятся в верхние горизонты земли при тектогенезе и внедрении магматитов; б) халькофильных рудогенных элементов (Cu, Pb, Zn, Ag, Bi, As, Sb, Se, Au, Hg, U и др.) с соответствующими вмещающими породами в средней части колонки, перемещающихся в верхние горизонты вместе с магматитами или в процессе тектогенеза; в) литофильных рудогенных элементов (W, Mo, Be, Sr, Al, Si, Zr, TR, Td, Th и др.) вместе с кислыми магматитами и летучими компонентами в верхней части колонки. Строгая зональность этих трех групп элементов на том или ином участке рудных зон нередко нарушается и осложняется вследствие неоднократного проявления крупных тектономагматических процессов, когда на зону одной группы металлов накладываются другие, перерабатываются или вновь возрождаются.

Во-вторых, подземные воды, продолжительное время соприкасаясь с вмещающими породами, в том числе рудными телами и их первичными и вторичными ореолами рассеяния, участвуют в их разрушении и растворении, обогащаясь водно-растворимыми компонентами. Естественно, что сочетание элементов и тем более последовательность их концентрации в подземных водах и вмещающих породах неодинаковы, но по наличию большинства содержащихся в них гидрогенных элементов они довольно сходны. По составу этих элементов между двумя главными компонентами рассматриваемой двухфазной системы подземная вода — порода существует прямая зависимость. В результате этого геохимическая зональность металлогенической колонки рудных поясов создает сходную зональность в размещении генетических групп элементов и в химическом составе подземных вод.

На основании интерпретации полученных гидрогеохимических данных и сопоставления их с вещественным составом водовмещающих пород с учетом геолого-структурных и гидрогеологических условий в пределах рудных поясов нами выделены следующие зоны основных рудогенных элементов в подземных водах (или гидрометаллогенные зоны): сидерофильных в водоносных комплексах пород до- и раннекаледонского и отчасти раннегерцинского тектономагматического циклов; сидеро-халькофильных в водоносных комплексах пород ранне-среднекаледонского и отчасти раннегерцинского циклов; сидеро-литофильных в водоносных комплексах пород каледонского цикла, регенерированных в позднегерцинскую стадию; сидеро-халько- и литофильных в водоносных комплексах пород до- и раннекаледонского циклов, регенерированных в последующие эпохи; халькофильных в водоносных комплексах пород средне-позднекаледонского и ранне-среднегерцинского циклов; халько-литофильных в водных комплексах пород средне-позднекаледонского цикла, регенерированных в последующие эпохи; литофильных в водоносных комплексах пород позднегерцинского и киммерийского циклов.

Распределение отмеченных групп элементов в подземных водах рудных поясов показало, что наибольшее число гидрометаллогенных зон устанавливается в поясах, наиболее длительно находившихся в подвижном состоянии (Урултау-Мугоджарский и Чу-Илийский пояса), а наимень-

шее — в поясах со сравнительно узким диапазоном проявления тектономагматических процессов (Улутауский, Рудно-Алтайский и Джунгарский). Остальные рудные пояса занимают промежуточное положение.

Выделение такой зональности в распределении генетических групп элементов в подземных водах различных рудных поясов позволяет целенаправленно вести исследования по установлению более узкого круга поисковых индикаторов и гидрогеохимических полей их развития, соответствующих определенным типам возможных рудных тел. В основу выделения таких полей положены гидрогеохимические ассоциации элементов, наиболее близко отражающие геохимическую природу сочетания элементов, совместно находящиеся в избыточных количествах в возможных рудных телах или в сопровождающих их ореолах рассеянного рудного вещества во вмещающих породах. Эти элементы по характеру встречаемости в подземных водах могут быть двоякого рода: сквозными (проходящими), избыточные содержания которых обнаруживаются одновременно в двух или более группах их сочетания, или локальными, избыточное количество которых характерно только для одной группы сочетания. Только наличие избыточных концентраций второй группы элементов самостоятельно или в сочетании ее с первой группой дает возможность выделить определенные типы гидрогеохимических ассоциаций, характеризующих гидрогеохимические поля распространения возможных генетических типов рудных месторождений или сопровождающих их ореолов рассеяния рудного вещества во вмещающих породах.

На основании изложенных принципов на территории отмеченных выше рудных поясов Казахстана выделены различные типы гидрогеохимических ассоциаций. В частности, на территории Урултау-Мугоджарского рудного пояса выделены 11 типов гидрогеохимических ассоциаций с подтипами, характерными ведущими рудогенными элементами: полиметаллическая, колчеданно-полиметаллическая, молибден-свинцово-стронциевая, молибден-бериллиевая; серебро-бариево-стронциевая, редкометаллическая, медно-кобальтовая, титан-ванадиево-хромовая, титан-алюминиево-силикатная, железо-марганцевая и сложная по составу. В результате установления граничных концентраций большого количества микроэлементов в подземных рудных, ореольных и фоновых водах выделено здесь около 70 участков гидрогеохимических аномалий.

В Чу-Илийском рудном поясе установлены также 11 иных гидрогеохимических ассоциаций с подтипами — полиметаллическая, медно-молибденовая, ртутно-цинковая, медно-никелевая, ультраосновных плутонов, фосфорно-молибдено-ванадиевая, редкометалльно-полиметаллическая, редкометалльно-золоторудная, редкометаллическая, железо-марганцевая и сложная по составу. Обработка комплекса гидрогеохимических и гидрогеологических данных и сопоставление их с соответствующими геолого-металлогеническими и геохимическими показателями дали возможность в этом регионе выделить более 100 участков гидрогеохимических аномалий.

Геохимические, металлогенические и гидрогеологические условия обширного Чингиз-Тарбагатайского региона, расположенного в области незавершенной каледонской складчатости неустойчивой консолидации, весьма сложны. Соответственно сложна и гидрогеохимическая обстановка региона. При обобщении материалов гидрогеохимических исследований, выполненных сотрудниками ВСЕГЕИ и Института гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР, здесь выделены поля 13 гидрогеохимических ассоциаций с подтипами: полиметаллической, колчеданно-полиметаллической, медно-никелевой, медно-молибдено-серебряной, барит-полиметаллической, редкометалльно-золоторудной, редкометаллической, стронциево-калиевой, серебряно-марганцевой, железо-медно-титано-марганцевой, алюмо-титано-ванадиевой, титано-ванадиево-хромовой и сложной по составу. Внутри полей гидрогеохимических ассоциаций, так же как и в других

районах, выделено множество рудных гидрогеохимических аномалий.

Во всех рудных зонах часть выявленных гидрогеохимических аномалий формируется под влиянием уже известных месторождений или рудопроявлений. Например, рудные и ореольные воды Кендыктасского медно-молибденового месторождения в Северо-Таньшанском рудном поясе характеризуются высокими содержаниями ряда ведущих элементов, относящихся к медно-молибденовому типу гидрогеохимической ассоциации. В частности, главные рудообразующие элементы месторождения — медь и молибден — образуют отчетливые водные ореолы рассеяния контрастностью до 15—18 по сравнению с фоном. Достаточно контрастные водные ореолы создают также свинец, цинк, серебро, никель и сурьма. В пределах Узунсуйского свинцово-цинкового месторождения Чу-Илийского рудного пояса наиболее отчетливые аномалии с контрастностью более 10 наблюдаются у цинка, свинца, марганца, ванадия и сурьмы. С разной степенью аномальности в рудных и ореольных водах выделяются ведущие элементы (золото, серебро, ртуть, мышьяк и др.) и в Андасайском золоторудном месторождении. Однако большая часть гидрогеохимических аномалий установлена прогнозно по комплексу гидрогеохимических и гидрогеологических показателей. Они представляют большой практический интерес как вероятные участки обнаружения скрытых рудных месторождений.

В. А. КИРЮХИН

РОЛЬ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Гидрогеохимические поиски рудных месторождений проводятся, как правило, в горноскладчатых областях, которые характеризуются исключительно сильным воздействием климатических и ландшафтных условий на питание и режим подземных вод. Отличительными особенностями этих районов являются интенсивный водообмен как в зоне аэрации, так и в зоне развития трещинно-грунтовых вод, сравнительно небольшие пути (первые километры) от участков питания до мест разгрузки и молодой возраст (дни, месяцы, реже годы) циркулирующих подземных вод, большое число их выходов на поверхность.

В горноскладчатых областях с позиций динамичности подземных вод и их положения в разрезе выделяется три основные составляющие подземного стока — местный приповерхностный, региональный трещинно-грунтовый и глубинный трещинно-напорный [Кирюхин, 1974]. При гидрогеохимических поисках обычно ограничиваются изучением первых двух типов подземного стока.

Приповерхностный сток образует своеобразную и весьма динамичную горную верховодку, циркулирующую в почвенно-покровных отложениях склонов. Ее подошвой служат менее проницаемые нижние горизонты почв, элювиально-делювиальные отложения и коренные породы. Приповерхностные потоки движутся в зоне аэрации на глубинах до 1—3 м. Их образование тесно связано с процессами инфильтрации вод атмосферного происхождения. Продолжительность существования этих потоков зависит от интенсивности и продолжительности инфильтрации, не превышая в среднем 10—20 дней. При наложении циклов инфильтрации сроки существования горной верховодки соответственно возрастают.

Трещинно-грунтовый сток приурочен к зоне выветривания коренных пород, характеризуется высокой динамичностью, ярко выраженным сезонным режимом изменения дебита, уровней и состава вод.

В качестве элементарного, наименьшего по размерам водосбора выделяется бассейн, началом которого является исток постоянно действующих водотоков. Такой водосбор называется микробассейном стока. Он занимает наиболее высокое (приводораздельное) гипсометрическое положение в гидрогеологических массивах. В районах гумидного климата и расчлененного рельефа площадь микробассейнов стока равна 0,5—3,0 км². Размеры минимальной площади, необходимой для образования постоянно действующего источника, зависят от степени расчлененности рельефа, залесенности, ориентировки склона, климатических и мерзлотных условий, мощности и проницаемости почвенно-покровных отложений и фильтрационных свойств коренных пород.

С этих позиций по особенностям динамики подземных вод в пределах микробассейнов стока, определяющих в конечном итоге условия формирования гидрогеохимических ореолов рассеяния рудных месторождений и методику гидрохимических поисков, следует различать группы районов: 1) с гумидным климатом и отсутствием многолетней мерзлоты; 2) с аридным климатом; 3) с широким развитием многолетней мерзлоты.

В статье наибольшее внимание уделяется первой группе районов. Следует отметить, что в районах с аридным климатом размеры площадей водосборов, необходимых для образования постоянно действующих истоков, возрастают до 30—50 км², и термин «микробассейн стока» для таких случаев не подходит.

В условиях широкого развития многолетней мерзлоты постоянно действующие источники редки, а длительно действующие выходы тяготеют к участкам речных долин с развитыми подрусловыми таликами и активным теплообменом. В зимний период выходы подземных вод способствуют образованию наледей или полыней в речных потоках. В летний период в этих районах наблюдается большое количество источников, связанных с оттаиванием деятельного слоя. Они дренируют верхнюю часть почвенно-покровных отложений и имеют небольшие площади водо- и теплосбора до 0,2—0,5 км².

Рассмотрим более подробно особенности динамики подземных вод в микробассейнах стока горноскладчатых областей с гумидным климатом. В пределах их водосборов в периоды интенсивного водно-атмосферного питания образуется большое число небольших и короткоживущих источников, питание которых осуществляется за счет приповерхностных и, в меньшей степени, трещинно-грунтовых вод. Эти источники появляются в первые часы после начала инфильтрации атмосферных осадков и через 5—15 дней после ее прекращения медленно угасают.

Постоянно действующие источники, фиксируемые в истоках рек и ручьев, могут менять место своего выхода, поднимаясь вверх по руслу в периоды интенсивного питания и опускаясь вниз в засушливые периоды, при замерзании деятельного слоя и др. Важную роль в формировании трещинно-грунтового стока имеет характер распределения пустот в водовмещающих породах. В связи с этим в трещиноватых породах следует различать емкости — блоки аккумуляции вод и трещины-каналы фильтрации. Инфильтрация влаги вызывает быстрое перераспределение напора в трещинах-каналах. В емкостях-блоках этот процесс идет значительно медленнее. Чем больше их размеры, тем длительнее происходит наполнение, а впоследствии дренирование блоков аккумуляции. Создание кинематических схем движения в породах с разными типами пустотности и различным характером ее распределения и количественная оценка процессов движения подземных вод имеет важное значение не только для расчета баланса и запасов подземных вод, но и решения количественных задач в поисковой гидрогеохимии [Кириухин, 1974, 1977].

Изучение гидрохимического режима в районах развитых рудных месторождений позволило выявить два типа гидрохимических ореолов и потоков рассеяния: постоянный и временный. Их формирование обуслов-

лено взаимодействием как гидродинамических факторов (тип подземного стока, скорость движения вод, кинематическая характеристика, форма и размеры водосбора, форма, пространственное положение и мощность рудной зоны), так и гидрогеохимических условий (окислительно-восстановительная обстановка, состав и степень окисленности руд, состав и минерализация вод и др.).

В частности, в водах источников приповерхностного стока аномальные содержания металлов прослеживаются всего лишь несколько часов, редко до 1—3 сут. Временные гидрохимические ореолы рассеяния проявляют себя в источниках трещинно-грунтовых вод более продолжительный период — до 5—12 сут. Причем при их прохождении устанавливается несколько гидрохимических волн, соответствующих аномальным содержаниям металлов в водах и имеющих различную природу образования — просачивание влаги через зону аэрации рудного тела, подъем уровня трещинно-грунтовых вод и др.

Важно отметить большое влияние дисперсии фильтрационного потока на размеры и зональность гидрохимических ореолов рассеяния.

Скорость движения воды в пористой или трещиноватой среде обычно неравномерна. Наибольшей скоростью обладают осевые струйки в наиболее крупных порах и трещинах. Поэтому при просачивании атмосферных вод через рудное тело и затем при движении от него временного гидрогеохимического ореола рассеяния струйки воды движутся с неодинаковой скоростью, происходит «разбегание» гидрогеохимического ореола. Кроме того, поскольку скорость растворения различных соединений в водах неодинакова, то наблюдается как бы покомпонентное расслоение ореолов, гидрогеохимическая зональность ореолов в плане. При режимных наблюдениях на источниках эта зональность проявляется в разном времени прохождения максимумов гидрогеохимических волн как по сумме растворенных металлов, так и по каждому металлу в отдельности. Это, конечно, усложняет проведение гидрогеохимических поисков, создает впечатление некоррелируемости их результатов. Но, как показывает опыт использования данных режимных наблюдений, эти трудности можно преодолеть. Для этого необходимо выявить длительность и характер прохождения гидродинамических и гидрогеохимических волн на участках с известным расположением и составом рудного тела. Водосборную площадь, замыкающуюся источником, можно на модели разделить на сегменты-полосы, с которых вода после выпадения дождя придет в одно и то же время к водопункту. Максимальный подъем уровня трещинно-грунтовых вод — прохождение пика гидродинамической волны, будет наблюдаться при подходе к водопункту воды с сегмента, обладающего наибольшей площадью. Завершится проход гидродинамической волны поступлением дождевых вод с наиболее удаленной точки водораздела.

Величина скорости добегания пика гидродинамической волны может быть оценена по данным наблюдений в последождевой период за уровнями источников и скважин.

При выходе подземных вод на земную поверхность происходит смена условий миграции, вызванных изменением скорости движения подземных вод и окислительно-восстановительной обстановки. А. И. Перельман (1975) называет такие участки зоны гипергенеза геохимическими барьерами. От «высоты» этого барьера или, если так можно выразиться, его перепада зависит степень изменения физико-химических свойств раствора, определяется расстояние от начала барьера, на котором происходит осаждение компонентов из раствора.

В рассматриваемых случаях изменения условий миграции при выходе подземных вод на поверхность не очень существенны — скорость движения вод возрастает на несколько сантиметров в секунду, величина Eh — на 10—15 мВ. При движении в открытом водотоке происходит постепенное установление равновесия между воздухом атмосферы и растворенными в

воде газами, скорость движения вод в соответствии с изменением уклона продольного профиля ручья то возрастает, то падает, имея общую тенденцию к уменьшению. При выполаживании русла и скоростях движения менее 15—20 см/с в заберегах ручьев отлагаются песчано-глинистые фракции, сорбирующие рудные компоненты из поверхностных вод. На этих участках возникает второй геохимический барьер (механического типа), фиксирующий при донном опробовании.

Воздействие первого геохимического барьера на состав вод сравнительно невелико. Минерализация вод источников весьма мала и обычно не превышает десятков — сотен миллиграммов на литр и сохраняется в засушливый период в поверхностных водотоках практически без изменений на расстояние до 1,0—1,5 км ниже истоков. Также почти не изменяется на этом расстоянии макро- и микрокомпонентный состав вод. В этом нас убеждали результаты гидрогеохимических исследований в Приамурье, на Гиссарском хребте и на юге Якутии.

Второй геохимический барьер сказывается практически только на микрокомпонентном составе поверхностных вод, на изменении состава постоянных гидрогеохимических потоков, наиболее четко проявляющемся в засушливые периоды.

По мере увеличения водосборной площади и перехода от микробассейнов к мезобассейнам стока, представляющего водосборы малых рек, происходит заметное изменение гидродинамической обстановки. В частности, выклиниваются приповерхностные потоки, усиливается разгрузка трещинно-грунтовых вод, возрастает доля транзитных вод, прошедших значительный путь от участков инфильтрации, уменьшается скорость движения и появляются участки аккумуляции подземных вод в долинах рек. Все это серьезным образом сказывается на изменении условий формирования гидрогеохимических ореолов и потоков рассеяния. Оно проявляется в росте минерализации, перераспределении ролей между основными ионами (гидрокарбонатами, сульфатами, магнием, натрием) и элементами-гидролизатами, уменьшением величины окислительно-восстановительного потенциала [Колотов, Рубейкин, 1970; Степанов, 1974; Шварцев, 1978а]. Вместе с тем происходит изменение направленности гидрогеохимических процессов, в частности усиление процессов смешения разных объемов вод, различающихся как по минерализации, так и по содержанию отдельных компонентов. В результате гидрогеохимические ореолы рассеяния приобретают сложные контуры, обладают изменчивой контрастностью и составом.

Сказанное должно учитываться как при определении видов и методики исследований в проведении гидрогеохимических поисков, так и при интерпретации их результатов.

Г. Б. АНОСОВА

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ НА УЛЬЗУТУЙСКОМ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Во многих районах Сибири и, в частности, в Забайкалье гидрогеохимический метод в настоящее время используется недостаточно. Это отчасти связано с мнением, что литохимические методы поисков более результативны и просты в исполнении. Но постепенно накопились данные, указывающие на то, что в Забайкалье широко распространены площади с закрытыми ореолами рассеяния, в пределах которых традиционные литохимические методы малоэффективны. Это обстоятельство заставляет пересмотреть вопрос о применении гидрогеохимического метода поисков в

Забайкалье, так как в этих условиях метод дает положительные результаты, что повышает интерес к данным по гидрогеохимическим аномалиям.

В настоящей статье рассматриваются результаты гидрогеохимических исследований на примере Ульзутуйского колчеданно-полиметаллического месторождения в Бурятии.

Месторождение расположено в центральной части Витимского плоскогорья. Основным элементом рельефа является здесь хр. Зусы (высота 1200 м), расчлененный притоками р. Ульзутуй. Склоны хребта пологие (до 20°) с широко развитыми крупноглыбовыми россыпями и каменными реками. Сплошь распространена многолетняя мерзлота.

Склоновые отложения имеют двучленное строение. Верхний горизонт, соответствующий периодически оттаивающему, активному слою, представлен щебнистым суглинком, нижний — крупноглыбовым материалом с песчано-суглинистым заполнителем. Мощность рыхлых отложений, составляющая на водоразделах 1,5—2 м, на пологих склонах и у подножия их возрастает до 10 м и более.

Месторождение открыто по вторичному ореолу цинка и свинца, обнаруженному в 1963 г. А. А. Сливинским. Этот ореол занимает значительную площадь, а изучаемое месторождение находится в его периферийной части.

Геологическое строение месторождения изучалось в разное время Е. М. Багадаевым, Г. А. Гусаревичем, Р. С. Тарасовой и другими исследователями, эндогенные и вторичные ореолы — Р. С. Риппом, Л. Л. Зоричевой, Б. В. Андреевым и Е. М. Багадаевым. Центральная часть месторождения занята осадочно-вулканогенными отложениями кембрия. На востоке они перекрыты кварцевыми кератофирами и риолитами мезозоя. На севере и в центральной части площади породы прорваны палеозойскими гранитоидами и дайками разного состава (рис. 1).

Оруденение колчеданно-полиметаллического типа. В пределах месторождения выявлены два пространственно разобщенных участка оруденения (Ульзутуй-I и Ульзутуй-II) и ряд точек с проявлением минерализации полиметаллов, меди, железа, редких земель и бария.

Участок Ульзутуй-I приурочен к синклинали складке северо-восточного простирания, в которой согласно залегает серия линзовидных рудных залежей. Рудовмещающие породы (вулканомиктовые песчаники, алевролиты, пелитоморфные яшмовидные породы, карбонатные брекчии и известняки) серицитизированы, пиритизированы и окварцованы. Метаморфическая толща прорывается серией даек трахитовых порфиров се-

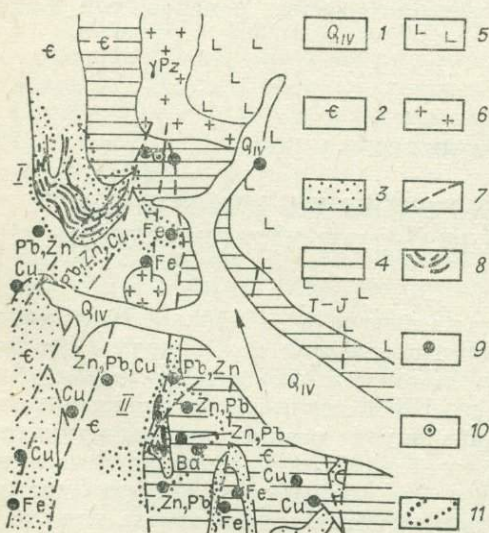


Рис. 1. Геологическая схема месторождения Ульзутуй. По Е. М. Багадаеву, Г. А. Гусаревичу, М. А. Нефедьеву.

1 — современные аллювиальные отложения; 2 — порфиры, туфолавы плагио-порфиров, андезитовые и андезит-дацитовые порфиры, туфобрекчии, туфопесчаники с прослоями и линзами известняков (ε); 3 — песчаники, алевролиты окремененные, вулканомиктовые нестроетные с прослоями туфобрекчии, мергелей, известняков (ε₁); 4 — известняки, преимущественно органогенные, карбонатные седиментационные брекчии (ε₁); 5 — риолиты, ортофиры, кварцевые кератофиры, дайки разного состава (Т-Ж); 6 — кварцевые порфиры, микрограниты, ортокварцевые, биотитовые гранит-порфиры, дайки кварцевых порфиров (Pz); 7 — разломы; 8 — колчеданно-полиметаллические рудные тела (первый и второй участки); 9, 10 — точки сульфидной минерализации (9 — на поверхности, 10 — на глубине); 11 — вторичные ореолы рассеяния свинца, цинка и меди (по М. А. Нефедьеву).

веро-восточного простирания. Широко развиты разрывные нарушения северо-восточного, субмеридионального и северо-западного направлений.

Суммарная мощность 8 рудных залежей первого участка колеблется от 2 до 13 м, протяженность их по простиранию — от 300 до 2150 м. Руды тонковкрапленные полосчатые, сложены пиритом, пирротином, сфалеритом, халькопиритом, арсенопиритом, галенитом, блеклыми рудами.

Зона окисления распространяется до глубины 20—25 м. Она характеризуется распространением лимонитов и вторичных минералов свинца и цинка.

Участок Ульзутуй-II находится в 1,5 км к юго-западу от первого участка. Площадь его сложена вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, пелитами с отдельными горизонтами известняков, туфобрекчий и туфов смешанного состава. Породы смяты в систему синклинальных и антиклинальных брахискладок, осложненных разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного направления. Рудные тела имеют пластообразную форму и представляют собой оруденелые вулканомиктовые алевролиты мощностью до 40 м. Они прослежены канавами на 1700 м. Основные рудные минералы представлены пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом.

В первичных ореолах аномалии дают цинк (0,02—0,6%), свинец (0,02—0,2%), медь (0,001—0,01%), серебро (0,0006%), молибден (0,001%), никель (0,01%); в повышенных концентрациях встречаются также кадмий, таллий, марганец, мышьяк, стронций. Ванадий, титан, цирконий и кремний образуют отрицательные аномалии. Распределение элементов в ореолах характеризуется следующими особенностями. Ореолы цинка, свинца, серебра и молибдена пространственно связаны с рудными залежами, располагаясь на уровне рудных тел, а также ниже и выше их по разрезу. Ореолы меди тяготеют к участкам выклинивания рудных залежей; обычно максимальные ее концентрации наблюдаются в известняках. Поведение цинка в разрезе отличается тем, что наибольшие его концентрации (0,6%) приходятся на надрудную зону, а в подрудной зоне они снижаются до 0,006%. Ореолы серебра имеют небольшие размеры, особенно в подрудной части. Молибден образует узкие ореолы, тяготеющие к нижней части разреза.

Вторичные ореолы месторождения показаны на рис. 2. Наибольшую площадь, охватывающую долину и склоны р. Ульзутуй, занимает ореол цинка. Меньше по размерам ореол меди. Свинец образует несколько ореолов, два из них совпадают с известными рудными участками. Молибден и олово, встречающиеся только в небольших количествах, характерны только для первого участка, а марганец — для второго.

При детальном исследовании масштаба 1 : 10 000 выявились более локальные ореолы свинца (0,006—0,3%), цинка (0,01—0,03%) и меди (0,005—0,011%), расположенные в основном около известных рудных участков. В южной части площади обнаружены ореолы серебра (0,0001%).

По результатам гидрогеохимической съемки масштаба 1 : 200 000, выполненной В. П. Боровицким и Г. Б. Аносовой в 1966 и 1968 гг., месторождение обозначалось аномалией цинка, свинца, никеля и ванадия по единичным точкам. При детализации на площади 20 км² отобрано 176 проб. Плотность опробования на первом участке составила 40 проб на 1 км², на остальной площади — 7 проб на 1 км². Общий химический состав вод изучался по общепринятой методике. Определение микроэлементов в концентратах с сульфидом кадмия выполнено в Ленинградском горном институте. При обработке полученных данных использован метод многомерных полей [Евдокимова, 1978; Поликарпочкин и др., 1978; Жбанов и др., 1978].

На изученной площади преобладают гидрокарбонатные кальциевые воды нейтральные, слабощелочные и щелочные воды с общей минерализацией до 130 мг/л. Вблизи второго участка, ниже его по склону встре-

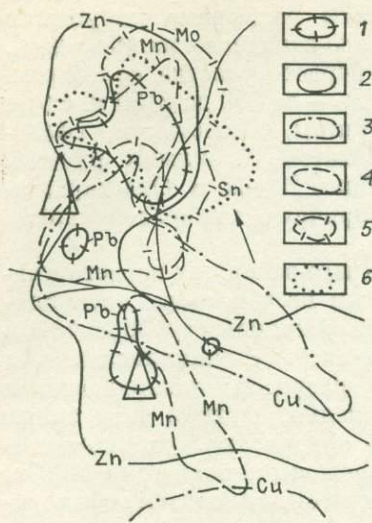


Рис. 2. Вторичные ореолы Ульзутуйского месторождения. По А. А. Сливинскому. Содержание элементов в %.
 1 — свинец — 0,01—0,03; 2 — цинк — 0,03—0,3; 3 — медь — 0,01—0,03; 4 — марганец — 0,3—3; 5 — молибден — следы; 6 — олово — следы.

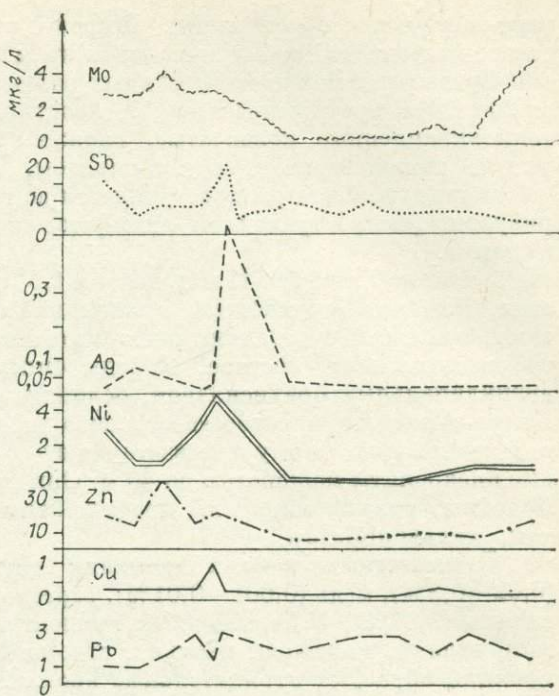


Рис. 3. Гидрогеохимический профиль по р. Ульзутуй.
 1 — рудные залежи участка I; 2 — эффузивы; 3 — граниты; 6 — вулканогенно-осадочные отложения; 5 — места отбора проб воды.

чаются кислые воды с высоким содержанием HCO_3^- , серебра, цинка, меди и сульфат-иона (до 7 мг/л). В грунтовых водах оруденения содержания сульфат-иона достигают 9,8 мг/л и одновременно отмечаются высокие содержания хлора (до 23 мг/л).

Данные микроэлементного состава вод приведены в табл. 1 и 2.

Фоновые и минимально-аномальные содержания микроэлементов (табл. 1) определены путем статистических расчетов по данным опробования в удалении от месторождения. Явно аномальные пробы при этом исключены из статистических расчетов. Приведенные величины означают: C_f — среднее фоновое содержание; ϵ — стандартный множитель; C_{a1} — минимальное аномальное содержание (на уровне значения $C_f \cdot \epsilon$). Для сравнения даны локальные высокие содержания элементов на площади месторождения (C_{max}) и показано отношение C_{max}/C_{a1} , отмечающее наличие значительных гидрогеохимических аномалий. Видно, что для большинства элементов наблюдаемые на месторождении содержания значительно выше, чем минимально-аномальные.

Из табл. 2 видно, что во всех типах вод выявляются контрастные аномалии цинка и свинца, меньшей контрастности — молибдена и олова. В долине р. Ульзутуй, вблизи первого участка, в поверхностных водах (из русла реки и болот на пойме) появляются содержания таких элементов, как сурьма, медь, никель, серебро, бериллий. На втором участке при таком же элементном составе содержания свинца, олова, ванадия являются более высокими, а сурьмы, никеля, молибдена, серебра более низкими.

На рис. 3 показано изменение содержаний микроэлементов в поверхностных водах вдоль р. Ульзутуй. Пробы взяты в самом русле или в бо-

Таблица 1

Фоновые и аномальные содержания элементов в водах Ульзутуйского месторождения и прилегающей к нему площади (мкг/л)

Показатель	Zn	Pb	Cu	Ni	V	Mo	Sb	Sn	Ag
C_{ϕ}	8,5	1,5	0,15	0,25	0,5	0,3	3,5	0,05	0,01
ε	2,0	1,6	4,0	8,0	2,0	4,6	2,0	2,7	2,15
C_{a_1}	17,0	2,4	0,6	2,0	1,0	1,4	7,0	0,15	0,02
C_{\max}	500	30	5,0	300	100	10	20	0,7	10
$\frac{C_{\max}}{C_{a_1}}$	29	12	8	150	100	7	3	4	500

лотистых участках вблизи него. Аномальные содержания появляются в том месте, где грунтовые воды, омывающие рудные залежи, разгружаются в основное русло.

В грунтовых водах вблизи месторождения образуются более контрастные гидрогеохимические аномалии. На рис. 4 представлены данные опробования вод из горных выработок на склоне и из заболоченных участков в долине. Можно заметить, что основные максимумы гидрогеохимического профиля совпадают по положению с литохимическим. Второй гидрогеохимический максимум в удалении от рудных зон (участки заболоченной поймы) может быть связан с разгрузкой грунтовых вод со склонов.

Площадное распределение гидрогеохимических аномалий охарактеризуем по картам, построенным на ЭВМ методом многомерных полей (рис. 5—7).

Цинк (см. рис. 5, А), являющийся основным элементом рудных залежей, образует и контрастные гидрогеохимические ореолы. Содержание его в воде достигает 500 мкг/л. Наиболее крупные аномалии цинка связаны с первым и вторым участками, при удалении от них содержание цинка в водах снижается. Кроме указанных двух, небольшая гидрогеохимическая аномалия цинка установлена на левобережье р. Ульзутуй, где рудопроявления пока не известны.

Свинец (см. рис. 5, В) является вторым в количественном отношении элементом в составе руд. Максимальные содержания свинца в водах (30 мкг/л) обнаружены в источнике вблизи второго участка. В пределах рудных залежей сформировались гидрогеохимические ореолы свинца с содержанием около 5 мкг/л. Обширные, но менее контрастные аномалии оконтуриваются по р. Ульзутуй как в верховье, так и в нижнем течении. Эти вновь выявленные аномалии совпадают с гидрогеохимической аномалией серебра, ванадия, сурьмы.

Медь (см. рис. 5, В), содержание которой в рудах и ореолах месторождения значительно меньше, характеризуется и меньшими содержаниями в водах по сравнению с цинком и даже свинцом (не более 5 мкг/л). Характерно, что аномалии меди не совпадают с колчеданно-полиметаллическим месторождением. Во вторичных литохимических ореолах над месторождением медь также отсутствует. В окрестностях первого участка гидрогеохимическая аномалия меди сдвинута от известного рудного выхода на восток, но находится близко и приурочена к распадку, берущему начало на этом участке. Источник ее не ясен. Возможно она связана с выносом металла из глубоких горизонтов месторождения, но не исключено, что на участке аномалии имеется самостоятельное рудопроявление с медью. Две более крупные аномалии в южной части площади располагаются на участках, где имеются точки медной минерализации (см. рис. 1).

Серебро (см. рис. 5, Г) при гораздо более низких содержаниях в водах

Таблица 2

Содержание микроэлементов в различных типах вод Ульзутуйского месторождения (мкг/л)

Тип вод (число проб)	Pb	Zn	Cu	Ag	Ni	V	Sb	As	Mo	Sn	Be
<i>Участок I</i>											
Грунтовые воды из горных выработок (13)	$\frac{1,5-4}{2,3}$	$\frac{10-500}{160}$	$\frac{0,1-0,3}{0,2}$	$\frac{0,01-0,02}{0,01}$	—	$\frac{0,2-2}{0,5}$	$\frac{3-5}{2,6}$	$\frac{0,3}{0,46}$	$\frac{0,5-3}{1}$	$\frac{0-0,5}{0,07}$	—
Грунтовые воды источников (3)	$\frac{1-4}{2,1}$	$\frac{150-200}{166}$	$\frac{0,1}{0,1}$	$\frac{0,01-0,03}{0,016}$	—	$\frac{0,3}{0,3}$	$\frac{3}{2}$	—	$\frac{0,3-2}{1,1}$	—	—
Поверхностные воды (водотоки, болота) (4)	$\frac{1,5-3}{2,1}$	$\frac{15-20}{17,5}$	$\frac{0,2-1}{0,4}$	$\frac{0,01-10}{3,4}$	$\frac{3-5}{3}$	$\frac{0,3-1}{0,5}$	$\frac{7-20}{14}$	—	$\frac{1-3}{1,7}$	$\frac{0-0,1}{0,05}$	$\frac{0,5-1}{0,5}$
<i>Участок II</i>											
Грунтовые и поверхностные воды (10)	$\frac{1-30}{15}$	$\frac{10-300}{100}$	$\frac{0,1-1}{0,4}$	$\frac{0,01-0,3}{0,08}$	$\frac{0-0,7}{0,3}$	$\frac{0,3-3}{0,65}$	$\frac{3-5}{3,4}$	—	$\frac{0-1}{0,16}$	$\frac{0,1-0,3}{0,14}$	—
Среднее фоновое содержание	1,5	8,5	0,15	0,01	0,2	0,5	3,5	—	0,3	0,05	—

Примечание. Числитель — интервал, знаменатель — среднее содержание, прочерк — элемент отсутствует.

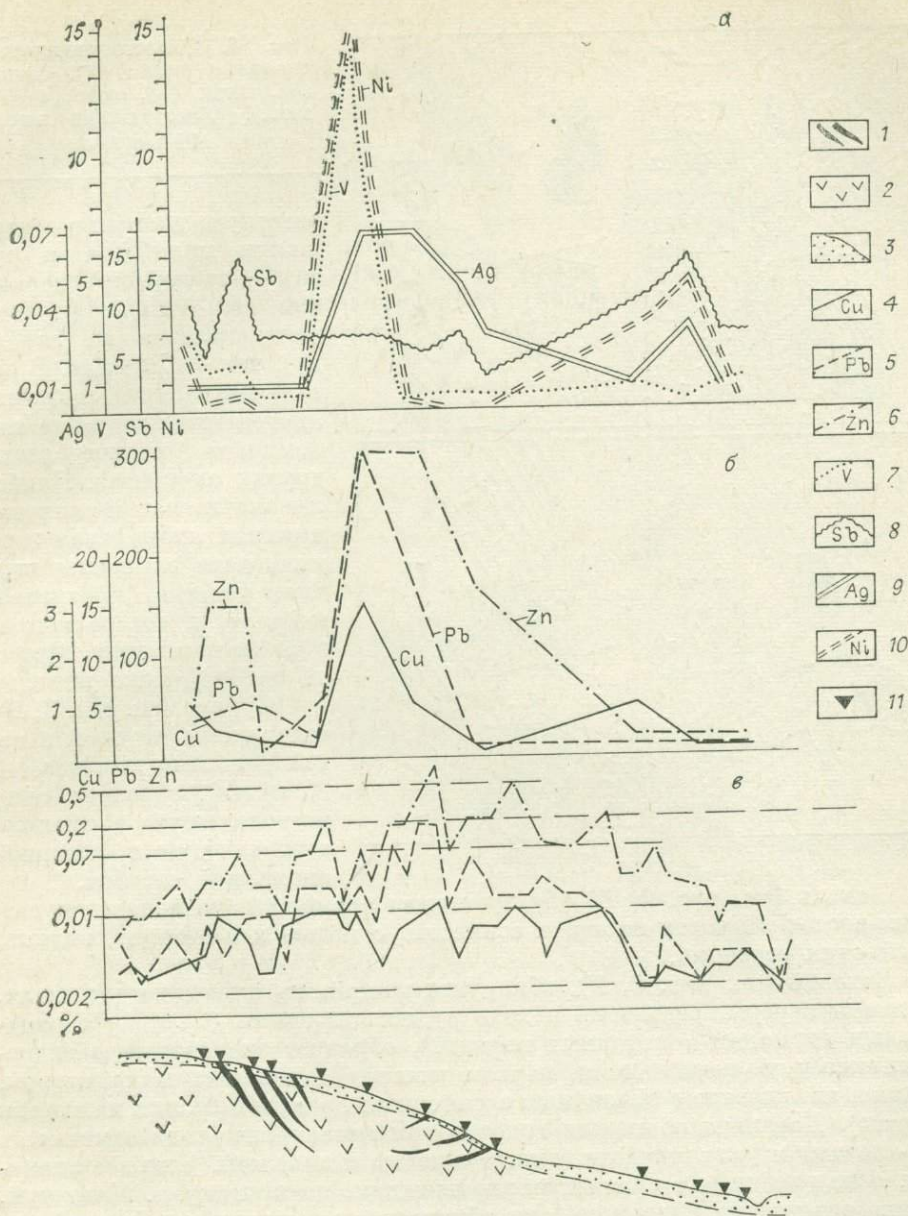


Рис. 4. Геохимический профиль через месторождение (участок 1). Результаты литохимического, с глубины 0,2 м (e), и гидрохимического опробования (a и б). 1 — рудные тела; 2 — вмещающие туфогенные породы; 3 — склевовые отложения; 4—10 — содержания элементов; 11 — места отбора гидрохимических проб. Графики литохимического опробования — по Б. В. Андрееву.

по сравнению со всеми другими изученными микроэлементами образует отчетливые гидрогеохимические аномалии, одна из которых совпадает со вторым участком. Вторая аномалия, как и аномалия меди, расположена на востоку от первого участка. Фиксируется также небольшая аномалия на уже описывавшемся аномальном участке левобережья р. Ульзутуй. Характерно, что серебро образует широко распространяющиеся гидрогеохимические ореолы, что свидетельствует либо о значительном рассеянии его в породах, либо о том, что оно хорошо мигрирует в водах.

Молибден (см. рис. 6, А) образует в водах небольшую гидрогеохимическую аномалию на первом участке, но отсутствует на втором. Это соот-

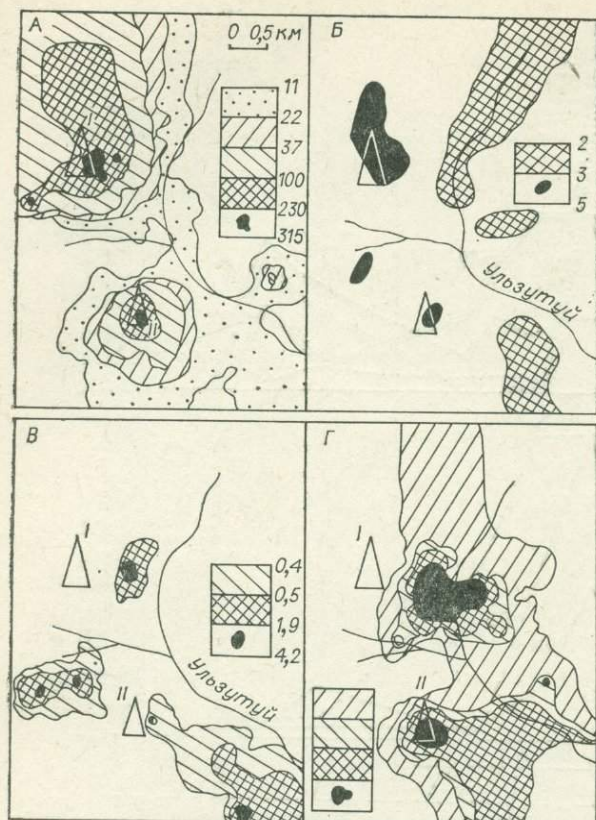


Рис. 5. Гидрогеохимические аномалии цинка (А), свинца (Б), меди (В), серебра (Г), мг/л. Ульзутуйское месторождение.

ветствует данным о содержании молибдена в рудах — на первом содержание его больше (причем увеличивается на глубину), чем на втором. В остальном распределение молибдена в водах мало напоминает распределение других элементов. Наиболее значительной является крупная аномальная зона молибдена восточнее первого участка, протягивающаяся в северо-восточном направлении, природа которой пока не ясна.

Сурьма (см. рис. 6, В), содержание которой в водах довольно высокое (до 20 мг/л), образует одну значительную аномалию, совпадающую с северной аномалией серебра.

Никель (см. рис. 6, В) образует одну аномалию, располагающуюся в юго-восточной части площади совместно с медью и имеющую, видимо, с ней один источник.

Ванадий (см. рис. 6, Г), обнаруживающий, по имеющимся данным, признаки перераспределения в ходе рудного процесса (наличие отрицательных аномалий в коренных породах), образует значительную гидрогеохимическую аномалию на первом участке и небольшую на втором. Видимо, это связано с различным эрозионным срезом (меньшим на втором участке). Довольно обширная гидрогеохимическая аномалия отмечена в юго-восточном углу площади (вместе с медью и никелем). Еще две аномалии, обнаруженные в средней части площади, по притоку р. Ульзутуй, трудно объяснить. Возможно, они обусловлены точками сульфидной минерализации, находящимися в бассейне этого притока.

Олово образует несколько мелких аномалий, одна из которых приурочена ко второму участку (на первом аномалий олова не отмечено).

Многомерное поле (классификация вод по содержанию микроэлементов, являющихся индикаторами месторождения) показано на рис. 7, а характеристика классов — в табл. 3 и 4.

Всего на ЭВМ выделено 17 классов (они обозначены в таблицах буквами, которые при интерпретации объединены в 6 групп). Из них группы I—V являются аномальными, а группа VI характеризует фон. В табл. 3 приведены средние содержания элементов в каждом классе, посредством деления которых на фоновые значения в табл. 1 можно получить их контрастность. В табл. 4 дана характеристика гидрогеохимическим ассоциациям на Ульзутуйском месторождении (числитель формулы — символ элемента, знаменатель — коэффициент контрастности).

Характерные особенности микроэлементного состава вод, выявляющиеся путем анализа многомерного поля, заключаются в следующем.

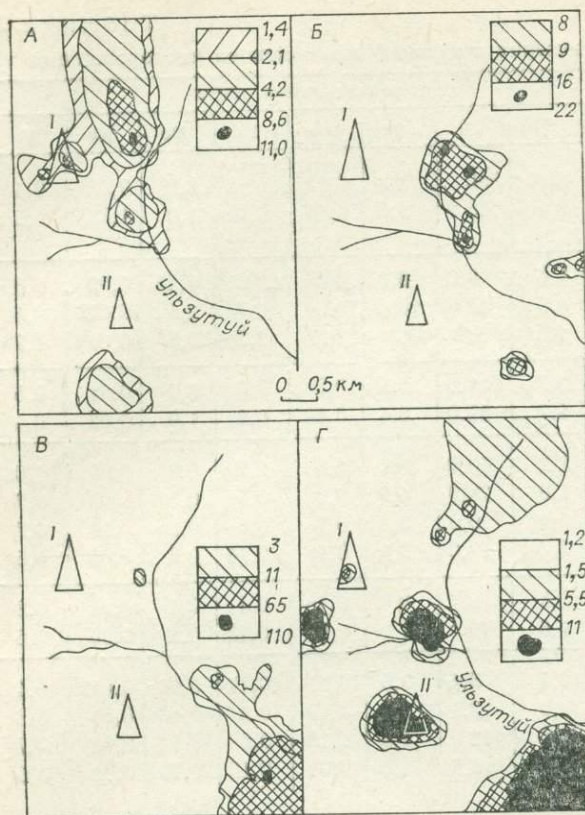


Рис. 6. Гидрогеохимические аномалии молибдена (А), сурьмы (Б), никеля (В), ванадия (Г), мкг/л. Ульзутуйское месторождение.

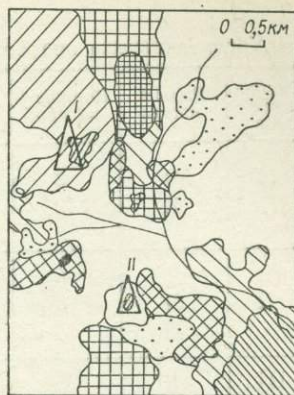


Рис. 7. Карта классификации вод по содержанию микроэлементов. Ульзутуйское месторождение.

1-9 — классы: 1 — О; 2 — Н; 3 — Р; 4 — Л, М; 5 — К; 6 — И; 7 — П; 8 — З, Ж; 9 — Д. В. Характеристика классов дана в табл. 3 и 4.

Оба участка (первый и второй) месторождения выделяются ассоциацией химических элементов (группа

классов I) в водах, в которую входят цинк (наиболее контрастный элемент) и свинец, а также молибден и в качестве менее характерного серебро.

Резко отличается от этой ассоциации II группа классов, характерными элементами которой являются никель, образующий наибольшие аномалии, а также медь и ванадий, к которым в некоторых классах присоединяется молибден, серебро, сурьма и олово. Наиболее значительная аномалия такого состава располагается в юго-восточном углу площади, в пределах обширной заболоченности долины р. Ульзутуй. Небольшие участки, имеющие такой же состав, отмечаются в распадке к востоку от первого участка, где также наблюдается заболоченность. Поэтому возможно, что II группа классов характеризует аномалии, образующиеся в воде в условиях заболоченных площадей, но не исключено, что они соответствуют рудной минерализации. В пользу этого говорит то обстоятельство, что на площади гидрогеохимических аномалий этого состава отмечается медная минерализация.

Наиболее характерным элементом III группы классов является молибден. Основная аномалия этой группы располагается в описанной выше полосе, находящейся восточнее первого участка. Группе классов IV характерна медь, к которой присоединяется никель, цинк, ванадий, свинец, серебро и олово. По площади она соответствует точкам медной минерализации в южной части района. В то же время они расположены вблизи участков аномалий II группы, с которой их объединяют достаточно выраженные черты общности состава. Группа классов V выделена довольно условно. Она отличается повышенными содержаниями сурьмы, серебра,

Таблица 3

Характеристика гидрогеохимических классов Ульзутуйского месторождения

Группа классов	Индекс класса	Количество проб	Среднее содержание, мкг/л								
			Sn	Pb	Zn	Sb	Cu	Ni	Mo	Ag	V
I	О	8	0,08	2,06	300	3,3	0,12	0,15	2,2	0,02	0,4
	Н	12	0,1	2,4	158	3,0	0,14	0,3	1,0	1,02	0,5
II	Р	4	0,12	1,6	9,0	8,2	0,45	20,0	0,25	0,02	1,3
	Л	8	0,08	1,8	15,0	10,8	0,5	3,7	2,1	0,02	0,4
	М	4	0,42	1,5	8,3	3,0	0,5	2,3	0,5	0,01	1,7
III	К	3	0,1	2,7	11,0	2,3	0,2	0,5	6,3	0,01	0,5
	Й	9	0,1	1,7	32,0	6,4	0,14	0,3	1,9	0,02	0,4
IV	П	3	0,08	2,2	40,0	3,0	3,0	2,3	0,8	0,04	1,0
	З	7	0,15	1,6	28,0	4,9	0,9	0,5	0,2	0,02	0,7
	Ж	4	0,1	2,4	9,5	3,2	0,7	0,5	0,2	0,13	0,7
	Д	5	0,18	2,2	12,0	3,4	0,58	0,14	0,8	0,04	0,5
V	В	7	0,09	2,5	9	8	0,16	0,1	0,1	0,04	0,8
	Б	74	0,01	1,6	10	1	0,08	0,15	0,1	0,06	0,5
VI	А	44	0,08	1,4	8,4	3,5	0,14	0,17	0,18	0,012	0,4
	И	10	0,08	1,3	3,4	2,4	0,19	0,3	0,16	0,01	0,3
	Е	3	0,13	1,6	12	4,3	0,16	0,6	0,1	0,02	0,7
	Г	8	0,06	1,7	6,6	4,2	0,01	0,12	0,76	0,02	0,5

Таблица 4

Гидрогеохимические ассоциации на Ульзутуйском месторождении

Группа классов	Индекс класса	Формула класса					Группа классов	Индекс класса	Формула класса				
		Zn	Mo	Pb	Ag				Cu	Ni	Zn	V	Ag
I	О	$\frac{Zn}{35}$	$\frac{Mo}{7,3}$	$\frac{Pb}{1,3}$	$\frac{Ag}{0,77}$		IV	П	$\frac{Cu}{20}$	$\frac{Ni}{9,5}$	$\frac{Zn}{4,7}$	$\frac{V}{2,1}$	$\frac{Ag}{1,4}$
	Н	$\frac{Zn}{18,6}$	$\frac{Mo}{3,4}$	$\frac{Pb}{1,6}$	$\frac{Ag}{0,67}$			З	$\frac{Cu}{6,2}$	$\frac{Zn}{3,2}$	$\frac{Sn}{3,1}$	$\frac{Ag}{0,7}$	
II	Р	$\frac{Ni}{80}$	$\frac{Cu}{3,0}$	$\frac{V}{2,6}$	$\frac{Sb}{2,3}$	$\frac{Ag}{0,8}$		Ж	$\frac{Cu}{4,6}$	$\frac{Ag}{4,5}$	$\frac{Pb}{1,6}$		
	Л	$\frac{Ni}{15}$	$\frac{Mo}{7,1}$	$\frac{Sb}{3,1}$	$\frac{Cu}{3,0}$	$\frac{Ag}{0,8}$		Д	$\frac{Cu}{3,8}$	$\frac{Sn}{3,6}$	$\frac{Ag}{1,5}$		
	М	$\frac{Ni}{9}$	$\frac{Sn}{8,5}$	$\frac{V}{3,5}$	$\frac{Cu}{3,4}$	$\frac{Mo}{1,9}$	V	В	$\frac{Sb}{2,3}$	$\frac{Pb}{1,7}$	$\frac{Ag}{1,5}$		
III	К	$\frac{Mo}{21}$	$\frac{Pb}{1,8}$					Б	$\frac{Ag}{2}$	$\frac{Sn}{2}$	$\frac{Zn}{1,2}$		
	Й	$\frac{Mo}{6,5}$	$\frac{Zn}{3,8}$	$\frac{Pb}{0,7}$									

Примечание. Контрастность элементов в фоновых классах для большинства элементов не превышает 1,5 за исключением Sn, Ni и Mo, для которых контрастность в фоновом классе 2,5—2,6.

свинца и характеризует периферию аномалий, связанных с месторождением, или образует самостоятельные аномалии неясной природы. В группу VI входят классы, выделяющиеся содержанием элементов примерно на уровне фона.

В целом, как видим, на основе многомерного анализа данных опробования вод достаточно хорошо выделяются аномалии различного состава, соответствующие полиметаллическому оруденению и видимой медной и молибденовой минерализации или специфическим ассоциациям, образующимся в зоне гипергенеза (в условиях заболачивания). В то же время некоторые особенности элементного состава в ходе многомерного анализа утрачиваются. Например, гидрогеохимические аномалии первого и второго участков выглядят на карте классов совершенно одинаково, тогда как на самом деле они имеют определенные различия (на моноэлементных картах для первого кроме свинца и цинка характерен молибден, а для второго — серебро, ванадий, олово и медь). Не отражаются и некоторые другие различия, например отсутствие аномалий ванадия на первом участке и наличие его на втором. Но это детали, а в целом обработка методом многомерных полей дает определенные преимущества, выражающиеся также и в том, что выделяются совокупности — ассоциации элементов, которые соответствуют определенному типу месторождений или разному уровню эрозионного среза месторождений одного типа.

Из изложенного видно, что по гидрогеохимическим данным хорошо выделены особенности элементного состава месторождений в распространении элементов на изученной площади, что важно для поисковых работ. Так как гидрогеохимический метод поисков является глубинным, можно надеяться, что его применение позволит более направленно вести поисковые работы на закрытых и полужакрытых площадях.

Е. М. ДУТОВА, Ю. Г. КОПЫЛОВА, А. А. ЛУКИН, Н. И. УРАЗЛИН

РОЛЬ МОРФОСТРУКТУРНОГО МЕТОДА ПРИ ГЕОХИМИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Методически правильное выполнение геохимических поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния, как и других геохимических методов, возможно только при строгом учете природных условий, выделении на их основе элементарных геохимических ландшафтов и районировании площадей по применимости поисковых методов.

Используемые для этой цели принципы районирования разнообразны. Важное место здесь принадлежит геоморфологическим принципам, так как рельеф выступает важнейшей причиной пространственного распределения метеорологических характеристик, гидрологических особенностей территории, генетических типов, состава и мощности рыхлых отложений, а также почв, растительности и подземных вод зоны активного водообмена.

В качестве основы геохимического районирования наряду с геологическими особенностями нами предлагается широко использовать классификации элементов, характеристик и форм рельефа, разработанные в геоморфологии и, в частности, классификации основных линейных элементов рельефа — тальвеговых и водораздельных линий (классификация Р. Е. Хортон — В. П. Философова) и форм базисных поверхностей. Сами базисные поверхности отражаются на картах по методике В. П. Философова (1960).

Районирование форм этих поверхностей проводится нами с использованием волновой модели И. А. Одесского (1972). При этом на картах районирования в зависимости от сочетания ортогональных волновых форм базисной поверхности выделяются морфоструктуры опускания, поднятия и два типа переходных морфоструктур.

Эффективность интерпретации вторичных литохимических ореолов расседания зависит от знания генезиса пород, в которых они проявляются. Распределение же генетических типов покровных рыхлых отложений находится в определенной зависимости от морфоструктурного плана того или иного района. Так, совместный анализ карт морфоструктурного районирования северной части Колывань-Томской складчатой зоны, построенных по базисным поверхностям пятого и шестого порядков по отмеченной прежде методике, и карты генетических комплексов лессовых отложений, составленной для другой цели Е. С. Цоцур и Г. А. Сулакшиной, позволил установить, что в морфоструктурах поднятий и переходных от поднятия к опусканию преобладают элювиальные и делювиальные лессовые породы и отсутствуют аллювиальные, в то время как в структурах опусканий и переходных от опусканий к поднятиям широко развиты лессовые породы аллювиального генезиса, в меньшей мере — делювиальные лессы и отсутствуют элювиальные. Связь эта сложная и, очевидно, определяется неотектонической природой морфоструктур базисных поверхностей, по крайней мере, высоких порядков, и бессмысленно искать полного совпадения границ развития типов пород рыхлого покрова с границами морфоструктур. Тем не менее наличие этой связи обосновывает возможность использования отмеченных карт морфоструктурного районирования не только при картировании генетических типов покровных отложений, но и их возрастные соотношения, что также весьма важно при проведении и интерпретации результатов геохимических поисков. Известно [В. П. Философов, 1960], что возраст речных долин прямо связан с их порядком — чем больше порядок долины, определенный по классификации Р. Е. Хортон — В. П. Философова, тем она более древняя. Следовательно, возраст и история развития морфоструктур также будут сопоставимы с возрастом долин. Но возрастные параллели, как и рассмотренное прежде соотношение границ рыхлого покрова с морфоструктурами, не являются прямыми.

Для оценки условий проведения и интерпретации результатов геохимических поисков важна зависимость между мощностью рыхлых осадков и формой базисной поверхности. Сравнением карт изопакит Колывань-Томской зоны (что построены Е. С. Коробейниковой) с картами морфоструктурного районирования по базисным поверхностям установлено, что для речных бассейнов с вогнутой базисной поверхностью мощность рыхлых отложений увеличивается от водоразделов к долине. Обратные тенденции в изменении мощностей характерны для речных бассейнов с выпуклой базисной поверхностью. Прогноз изменения мощностей рыхлых отложений становится более достоверным, если в сравнительный анализ включаются карты морфоструктурного районирования по нескольким последовательным порядкам. В частности, установленное нарастание мощности рыхлых отложений от зон поднятий к зонам опусканий не соблюдается, если базисные поверхности более высокого порядка имеют противоположную форму. Таким образом, при районировании территории по условиям ведения геохимических поисков могут быть полезны карты морфоструктурного районирования, так как на них выделяются районы, неотектоническая природа которых причинно контролирует развитие экзогенных рельефообразующих процессов, что находит отражение в своеобразии характеристик конкретных форм и элементов рельефа морфоструктур.

Еще более существенна роль таких карт при гидрогеохимическом районировании. Районирование по предлагаемой методике позволяет

дифференцировать территорию по орографическим предпосылкам формирования естественных ресурсов подземных вод и вместе с геологическими факторами наметить структуру фильтрационных потоков (области питания, разгрузки, перетоки между водоносными горизонтами в плане и разрезе, гидродинамическое взаимодействие поверхностных и подземных вод, а также соседних речных бассейнов, расчленение фильтрационного потока по уровням стока и дренирования и т. д.). Все это дает возможность прогнозировать основную направленность гидрогеохимических процессов взаимодействия подземных вод с горными породами и зонами минерализации в морфоструктурах и использовать эти данные при интерпретации результатов гидрогеохимических поисков.

Орографические условия выделяемых на картах морфоструктур principally определяют своеобразие гидродинамических и гидрогеохимических процессов, в них происходящих. Далее нами отмечаются только принципиальные тенденции этих процессов, характерные для отражаемых по данной методике морфоструктур в условиях гидрогеологически открытых и отчасти полузакрытых геологических структур с относительно небольшой мощностью рыхлого чехла (до первых десятков метров).

С точки зрения условий ведения гидрогеохимических поисков и интерпретации их данных для нас важно знание структур фильтрационных потоков, с чем непосредственно связана глубина формирования гидрогеохимических аномалий. В морфоструктурах поднятий воды источников характеризуют наиболее высокие уровни подземного стока, и аномалии связаны с неглубоко залегающими зонами минерализации. Появление источников, дренирующих пониженные уровни стока, в данных морфоструктурах может быть обусловлено разнообразными барражами (литологическими, тектоническими), возникающими на пути фильтрационного потока. В целом в морфоструктурах поднятия формируется зона окислительной геохимической обстановки наибольшей мощности и происходит вынос мигрирующих элементов за пределы района.

В морфоструктурах переходных 1-го типа (от поднятий к опусканиям) наблюдается нисходящее движение и разгрузка подземных вод, естественные ресурсы которых формируются как в пределах этих переходных морфоструктур, так и в пределах граничащих с ними морфоструктур поднятий. В целом гидродинамическая обстановка в переходных структурах этого типа такова, что источники, выходящие здесь, относятся к подземному стоку, в среднем имеющему более отдаленные области питания, чем источники в морфоструктурах поднятий. Зона окислительной обстановки соответственно уменьшается, и увеличивается минерализация подземных вод.

Форма базисных поверхностей в переходных морфоструктурах 2-го типа (от опускания к поднятиям), с одной стороны, благоприятна для нисходящего движения вод, а с другой — в речных долинах, приуроченных к осевым линиям поднятия, возникают условия (за счет выполаживания уклонов) для разгрузки подземных зачастую напорных вод регионального стока. В связи с этим в морфоструктурах этого типа начинают проявляться геохимические барьеры, наблюдается пестрота состава вод. Происходит как вынос химических элементов, так и эпигенетическое минералообразование. Увереннее, чем в других типах морфоструктур, по химическому составу вод диагностируются источники с местной или отдаленной областями питания и соответственно интерпретируется глубинное положение источника аномалий.

В морфоструктурах опусканий создаются условия, благоприятные для восходящего движения фильтрационных потоков из рассмотренных выше морфоструктур и разгрузки вод как в вышележащие водоносные горизонты, так и в поверхностные гидрологические системы. Мощность зоны окислительной обстановки в этих районах минимальная по сравнению с остальными морфоструктурами, минерализация подземных вод

более высокая (за счет меньшего промыва отложений). В зонах разгрузки подземных вод с независимыми областями питания формируются геохимические барьеры. Гидрогеохимические аномалии могут отражать скрытые глубокозалегающие зоны минерализации. Выявленные пути получения дополнительной информации о генетических особенностях, мощности рыхлых отложений и характере фильтрационных потоков могут быть использованы в практике ведения геохимических поисков особенно при крупно- и среднемасштабных съемках.

Рассмотрим, к примеру, некоторые вопросы применения геохимических поисков на юго-востоке Западной Сибири. В пределах Салаира, Кузбасса, западной части Кузнецкого Алатау и Кольвань-Томской складчатой зоны коренные породы на значительных площадях перекрыты рыхлыми отложениями мощностью от 0,5 до 30 м и более. На широких водоразделах и пологих (3—5°) склонах обычно развиты однородные лессовидные суглинки — образования дальнеприносные мощностью 10—30 м, которые перекрывают дезинтегрированные коренные породы. Состав рыхлых отложений на узких водоразделах и более крутых склонах обусловлен смещением обломков подстилающих коренных пород и лессовидных суглинков под действием гравитационных сил и водных потоков. При этом количество обломочного материала по мере приближения к основанию склона возрастает и достигает 90—95%. Рыхлые отложения сложного состава на крутых склонах залегают на коренных породах без следов интеграции.

Генетические особенности рыхлых отложений способствуют формированию в условиях слаборасчлененного рельефа вторичных ореолов закрытого типа, и лишь при резко расчлененном рельефе возможны ореолы открытого типа. Но и в этом случае присутствие дальнеприносного материала обуславливает слабую контрастность ореолов. Еще более слабыми будут потоки рассеяния, так как в обычно опробуемой тонкой фракции аллювия содержание переотложенного дальнеприносного материала еще выше, чем в делювиальных отложениях склонов. Контрастность ореолов и потоков рассеяния увеличивается при опробовании песчаной, а не глинистой фракции, что доказывают опытно-методические работы ЗСГУ.

В подземных водах района отмечается четкая зависимость между рН и общей минерализацией вод (рис. 1). По мере роста щелочности и общей минерализации вод в них достигается на определенном этапе равновесие с карбонатом кальция и Са-монтмориллонитом (рис. 2). В зависимости от степени насыщения вод относительно вторичных алюмосиликатов и карбонатов прослеживаются следующие их разновидности: воды почвенных горизонтов (рН 6,2—7,0, общая минерализация 50—100 мг/л); воды элювиально-делювиальных отложений (рН 6,0—7,4, общая минерализация 110—240 мг/л); воды зоны трещиноватости угленосно-терригенных отложений (рН 6,6—8,4, общая минерализация 300—700 мг/л). В последнем типе вод пониженные значения рН определяются наличием в воде свободной углекислоты (от 14,8 до 56 мг/л), возможно, за счет преобразования органического вещества вмещающих пород при общей минерализации вод от 360 до 590 мг/л. По этой причине на отдельных участках в водах существует постоянная возможность обогащения вод карбонатными компонентами. Как показывает зависимость индекса неравновесности от рН и общей минерализации в исследуемом районе, равновесие с карбонатами в водах достигается при рН 8,4, общей минерализации 303 мг/л и содержании кальция 50 мг/л. Воды, насыщенные относительно карбоната кальция, также равновесны с Са-монтмориллонитом и далеки от насыщения относительно первичных алюмосиликатов.

Источники по типам вод хорошо дифференцируются по морфоструктурам базисных поверхностей. Воды почвенных горизонтов чаще всего фиксируются в областях поднятий и переходных морфоструктур, воды зо-

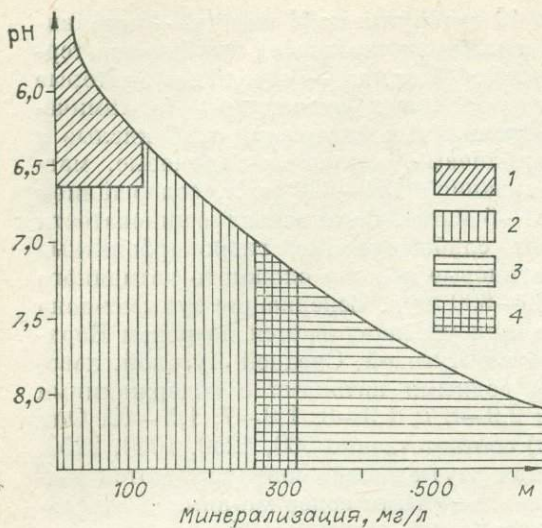


Рис. 1. Зависимость общей минерализации подземных вод от pH.

Воды: 1 — почвенных горизонтов (типа верховодки), 2 — элювиально-делювиальных отложений, 3 — угленосно-терригенных отложений, 4 — смешанные.

ны трещиноватости — в переходных морфоструктурах и областях опусканий.

Рассмотренные разновидности подземных вод и генетические особенности рыхлых отложений наряду с изучением особенностей геологического строения находят свое непосредственное проявление при интерпретации данных геохимических поисков в приалатауской зоне Кузбасса. Здесь известен ряд перспективных на обнаружение ртутного оруденения участков, часто приуроченных к антиклинальным геологическим структурам [Грицок и др., 1970; Уразлин, 1974]. Одной из таких структур считается Тынгызинская антиклиналь, выделенная Н. Ф. Ткаченко и А. К. Стельмаховичем, в пределах которой и в смежных с ней площадях отмечаются шлиховые ореолы, лито- и гидрогеохимические потоки рассеяния ртути. Юго-западнее Тынгызинской антиклинали в поле развития верхнедевонских, турнейских и острогских отложений по результатам гидрогеохимических исследований выделяется еще одна широкая и протяженная зона обогащения вод ртутью, также приуроченная к антиклинальным структурам. Эта зона особенно интересна в связи с тем, что многие исследователи области сочленения Кузбасса и Кузнецкого Алатау считают возможным открытие ртутной минерализации в пределах структур Кузбасса. Так, по мнению В. А. Кузнецова, «наиболее интересными для локализации ртутного оруденения являются окраины Кузбасса, как примыкающие к Салаирскому кряжу, так и смыкающиеся с Кузнецким Алатау, т. е. области, захваченные крупными разломами и сопряженными с последними дизъюнктивными структурами».

В пределах этой зоны обогащения вод ртутью отмечаются несколько гидрогеохимических аномалий. В качестве примера рассмотрим одну из них — по бассейнам рек Нижней и Верхней Раюшке, Пустынке и Луговой в поле развития существенно карбонатных турнейских, терригенных визейских и угленосно-терригенных намюрских отложений. Водные пото-

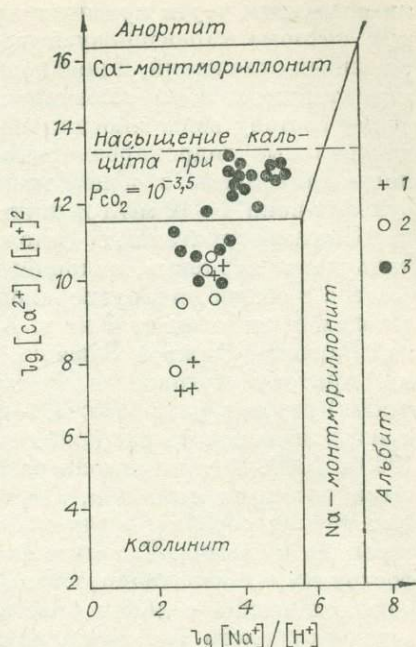


Рис. 2. Степень насыщенности подземных вод относительно алюмосиликатов в системе $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{SiO}_2$ при $t = 25^\circ\text{C}$ и $\lg [\text{H}_4\text{SiO}_4] = -3,5$. Воды: 1 — почвенных горизонтов, 2 — элювиально-делювиальных отложений, 3 — угленосно-терригенных отложений.

ки рассеяния ртути прослежены по 19 водопунктам (4 из них — источники), которые характеризуют воды зоны трещиноватости карбонатно-терригенных отложений, и по 4 водопунктам (2 из них — источники), которые характеризуют воды элювиально-делювиальных отложений. По химическому составу воды элювиально-делювиальных отложений слабокислые и нейтральные гидрокарбонатные кальциевые, кальциево-натриевые, магниевые-кальциевые с общей минерализацией 130—240 мг/л, содержанием сульфат-иона 4—12 мг/л и ртути 1,8—6 мкг/л. Воды зоны трещиноватости карбонатно-терригенных отложений слабощелочные гидрокарбонатные кальциево-натриевые, кальциево-магниевые и более сложного катионного состава с общей минерализацией 260—600 мг/л. Содержание сульфат-иона в водах не превышает 4 мг/л. Аномалия устанавливается по рекам Верхней Раюшке, Нижней Раюшке, Правой Луговой, Средней Луговой, левому притоку Луговой и Пустынке водными потоками с содержаниями (мкг/л) ртути в них: 1,75; 3,8—7,5; 2,9—8,7; 1,9—8; 1,8—7; 1,5—10. Они прослеживаются на расстояниях (м) соответственно 500, 1250, 1000, 2250, 1000 и 1000. Водные потоки рассеяния ртути иногда сопровождаются водными потоками мышьяка, а чаще повышенными содержаниями в отдельных точках серебра, мышьяка, бария, олова, цинка, кобальта, никеля, стронция и свинца. Развитие водных потоков рассеяния отмечается в морфоструктурах переходного типа и опусканий, что позволяет считать гидродинамические условия этой аномалии благоприятными для разгрузки вод восходящего движения, которые могут нести информацию о глубоко-залегающих месторождениях. Анализ распределения водных потоков рассеяния на картах гидроизобазит показывает, что они могут иметь общий источник обогащения элементами, расположенный на водораздельном пространстве на отметках выхода вод 225—250 м, что от поверхности водораздельной линии составляет от 50 до 150 м. Если же учесть, что морфоструктуры переходного типа благоприятны также для восходящего движения вод, то можно ожидать и более глубокое местоположение рудных тел.

По результатам литохимических исследований на рассматриваемом участке выделяется ряд ореолов и потоков рассеяния ртути и других элементов. Средние содержания элементов в ореолах рассеяния ниже таковых в потоках рассеяния. Контрастность этих потоков и ореолов не очень велика: минимально- и резко-аномальные содержания находятся в пределах одного порядка в потоках и отличаются почти на порядок в ореолах рассеяния. От фоновых минимально-аномальные содержания редко отличаются более чем вдвое. Наиболее обширные литохимические ореолы преимущественно в минимально-аномальных содержаниях характерны на водораздельных пространствах для свинца, бария, реже для меди и ртути. В минимально-аномальных содержаниях наиболее протяженный ореол ртути отмечен по р. Луговой. Чаще же ореолы выделяются по отдельным точкам наблюдения. В пределах минимально-аномальных содержаний на отдельных участках, в морфоструктурах переходного типа и опусканий, часто отмечаются и более контрастные ореолы. Так, резко-аномальные содержания ртути в виде отдельных точек в верховье и устье р. Средней Луговой. Наибольший ореол ртути отмечается на водораздельном пространстве руч. Баженовского и р. Захаровки. В умеренно-аномальных содержаниях в отдельных точках ореолы ртути отмечаются в устье р. Нижней Раюшки, в средней и нижней частях Верхней Раюшки, в нижнем течении р. Захаровки, в среднем течении р. Луговой. Из других элементов протяженный ореол меди в резко-аномальных содержаниях отмечается в нижней части водораздела Правой и Средней Луговой. Резко-аномальные ореолы мышьяка в отдельных точках встречены в устье рек Правой илевой Луговой, в средней части Правой Луговой. Резко-аномальные ореолы ртути в верховье руч. Баженовского и Средней Луговой сопровождаются резко-аномальными потоками рассеяния ртути.

Литохимические ореолы в бассейне рек Луговой и Захаровки привлекают еще внимание и тем, что они приурочены к ядру дополнительной антиклинальной складки, разбитой субширотными и северо-восточными разрывными нарушениями. Учитывая вероятные гидродинамические особенности этого участка по характеру гидробазисной поверхности, строго нельзя объединить бассейны рек Захаровки и Правой Луговой с аномалией по рекам Верхней и Нижней Раюшке и Пустынке. Для них возможный источник обогащения вод компонентами можно предполагать севернее, преимущественно в поле развития острогских отложений, для верхней части разреза которых и нижней части разреза балахонской серии характерны повышенные содержания ртути, что, возможно, и обуславливает формирование здесь интенсивных водных, а также литохимических потоков и ореолов рассеяния. Интересна эта аномалия и тем, что она приурочена к замыканию крупной антиклинальной складки, осложненной более мелкой складчатостью. Обогащение вод компонентами отмечается на уровне отметок изобазит ниже 250 м в морфоструктурах переходных типов и опусканий. По мере приближения к долине р. Томи отмечается увеличение глубины формирования водных потоков до 190 м.

Другие геохимические методы в северо-западной части Крапивинского купола, кроме выше рассмотренного участка, не применялись. По результатам шлихового опробования известны единичные шлихи с 1—3 знаками киновари в устье рч. Крутой. На этой территории, по данным Ф. И. Рубахи [Уразлин Н. И., 1974], отмечается наличие гравитационной аномалии. Наибольшее значение остаточной силы тяжести приходится на участок гидрогеохимической аномалии по левому борту рч. Крутой. Гравитационная аномалия, судя по аналогичной аномалии на Белоосиповском месторождении, обуславливается породами с высокой плотностью: габброидами, амфиболитами, диабазовыми и базальтовыми порфиритами крутопадающих стратифицированных толщ и интрузивных пород нижнего — среднего кембрия. Анализ имеющегося геологического и геофизического материала позволил Н. И. Уразлину предполагать по аналогии с районом Белоосиповского месторождения по левому борту рч. Крутой в додевонском фундаменте вулканогенную толщу нижнего кембрия, которую подстилает карбонатная толща рифея. Другие геохимические аномалии по отношению к гравитационной располагаются на крыльях последней, занимая в этом отношении позицию, аналогичную Белоосиповскому месторождению.

Выделение здесь комплексной аномалии при благоприятных литолого-структурных условиях (наличие антиклинальных складок, осложненных разрывными нарушениями, переслаивающихся отложений с разными коллекторскими свойствами) требует постановки проверочных работ и в первую очередь литохимических поисков в глубинном варианте, что позволит выяснить источник обогащения вод ртутью и сопутствующими компонентами.

Рациональное комплексирование поисковых методов позволит достичь наибольшей эффективности проводимых работ. Вплоть до настоящего времени наиболее распространенным методом поисков ртути в Кузнецком Алатау, Кузбассе и Салаире является шлиховой метод, на основе которого открыты практически все известные рудопроявления и месторождения ртути. Вместе с тем при поисках глубокозалегающих месторождений его возможности существенно снижаются, что требует использования других методов, в частности литохимических и гидрогеохимических. Как показали вышеприведенные данные, литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния на юге Западной Сибири имеют значительные ограничения за счет широкого развития дальнепринесенных образований. Выполненные в ЗСГУ опытно-методические работы показали, что в этих условиях более представительны песчаные, а не глинистые фракции литохимических проб, что подтверждает вывод об обогащении тонкой фракции дальнепри-

посным материалом. Использование этих методических приемов позволит повысить контрастность вторичных литохимических ореолов и потоков рассеяния. Возможности для применения в рассматриваемых природных условиях гидрогеохимического метода поисков благоприятны как с точки зрения достаточной водообильности, наличия восходящих фильтрационных потоков вод, так и с точки зрения благоприятных условий для миграции ртути в водах в виде органо-минеральных комплексов.

Наиболее целесообразно в исследуемом районе комплексирование литохимических поисков по потокам рассеяния и гидрогеохимических исследований, что позволяет искать месторождения, как выходящие, так и не выходящие на дневную поверхность. При этом результаты работ двух методов, дополняющих друг друга, дают возможность однозначной оценки природы выявленных аномалий.

Л. С. ТАБАКСЬЛАТ

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ НА ПЛОЩАДИ ТАЛОТА-СОБСКОГО СИНКЛИНОРИЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

В комплексе работ по геологическому доизучению Собско-Харьбейской площади Полярного Урала на отдельных участках были поставлены гидрогеохимические поиски. Работы носили опытно-методический характер.

Климат района субарктический, среднегодовая температура $(-5) - (-8)^{\circ}\text{C}$, многолетняя мерзлота сплошная. Ее верхняя граница фиксируется на дневной поверхности, а под руслами рек и озер опускается до 20—30 м. Мощность деятельного слоя на моховых болотах не более 0,3—0,45 м, на участках развития суглинков 0,8—0,95 м, редко до 2 м. Ландшафт типичный горно-тундровый.

Работы были сосредоточены на участках, входящих в структуру Талота-Собского синклинория. Строение участков определяется их приуроченностью к центральной части карбонатно-сланцевой толщи, залегающей в ядре крупной складки. Распределение цинк-барит-свинцового и медного оруденения контролируется глубинным разломом, который трассируется телами диабазов, габбро-диабазов, серпентинитов и плагиогранитов. Вулканические образования более характерны для восточной части синклинория. Кроме главного разлома отмечается обилие разрывных нарушений более высоких порядков и тектонических трещин.

Структурно-гидрогеологические особенности района определяются превалированием систем гидрогеологических массивов, сложенных интрузивными и неслоистыми массивными и трещиноватыми осадочными породами. Выделены и структуры промежуточного типа — адмассивы. Структуры вулканогенного ряда — супермассивы и супербассейны — развиты в восточной части района.

Преимущественно регионально- и локально-трещинные воды этих структур заморожены. Широкое развитие и большая мощность мерзлоты почти исключает связь надмерзлотных (подрусловых и склоновых) вод с подмерзлотными. Опытные работы при бурении показали, что воды подруслового горизонта даже при пересечении долиной рудных зон в эти зоны почти не проникают. Это обстоятельство сказывается на контрастности миграции микрокомпонентов.

Воды ультрапресные с минерализацией 30—90 мг/л, гидрокарбонатные, кальциевые и натриевые, реже магниевые. Минерализация вод превышает 100 мг/л (до 196) лишь на участках развития рудных тел или рудопроявлений, при этом отношении SO_4/Cl повышается в 3—4, даже до 20

раз, что в определенной мере способствовало оконтуриванию потоков рассеяния.

Аналитически в водах почти повсеместно обнаружены повышенные содержания калия (до 0,8—1 и даже 2,7 мг/л). Видимо, в условиях Полярного Урала нивелируется значение факторов, обычно не способствующих в других ландшафтах контрастной миграции этого элемента и, прежде всего, активной биогенной сорбции.

Полуколичественным спектральным анализом (соосаждение по ВИТР-ЛТИ) в водах деятельного слоя обнаружены (мкг/л): Cu — до 50, в ряде проб, приуроченных к рудной минерализации или первичным ореолам — до 100; Zn — 50—70, в пределах ореолов или вблизи них — 100—200; Pb — 10—30; Ag — 0,5—3; Sr — до 25—50; V — 10—20; Zr — от 5—20 до 30—50; Ga — от 5 до 20—30, Ti — до 30—50. На восточном участке фиксируется мощная (при фоновых значениях не выше 30 мкг/л) аномалия титана с концентрацией до 500 и 700 мкг/л. Это наиболее контрастная аномалия из выявленных на территории. Характерно распределение концентраций марганца: при значениях верхнего предела фона не выше 15 мкг/л, ореольные концентрации его выше 30, в зонах минерализации — до 70 мкг/л. Таким образом, этот повсеместно фиксируемый элемент является надежным индикатором ореольных вод. В водах как локального, так и регионального фона контрастность миграции этого элемента ничтожна. Все приведенные выше максимальные значения концентраций микроэлементов пространственно тяготеют к зонам рудной минерализации или располагаются непосредственно над ними.

При интерпретации учитывалось, что выявление любого водопроявления с аномальным содержанием элементов может указывать на наличие водного потока, связанного с зоной минерализации. Большое значение придавалось локальным фоновым величинам, расчет коэффициентов аномальности проводился в каждой пробе.

Учитывались направление движения вод деятельного слоя и конфигурация многочисленных тектонических нарушений.

Рудная гидрогеохимическая аномалия на одном из участков имеет генетическую связь с рудным телом, в водах — аномальные количества Zn, Pb и Ti. Более широким спектром аномальных содержаний элементов характеризуются воды в пределах окаймляющих рудное тело ореолов.

В количествах, превышающих фон, в водах обнаружены Cu, Zn, Pb, Mn, Ti, V.

Следует отметить зональное распределение элементов-индикаторов в водных потоках рассеяния (и прежде всего внутри контуров аномалий). Такое строение их определяется составом руд (цинк-серебро-свинцовых) и их литохимическими ореолами рассеяния.

К рудной отнесена и аномалия с содержаниями Pb, Ti и Zr выше фоновых, прослеживаемая на 500 м ниже по течению водотока от рудного тела. Здесь отмечается разбавление микроэлементов в водах.

Точечные аномалии Zr, Ga, Mn, Ti отнесены к безрудным. Их появление, очевидно, вызвано выщелачиванием безрудных зон гидротермально измененных пород.

В материалах разведки указывается, что по характеру фоновых концентраций и ассоциациям элементов рудная зона может быть подразделена на три подзоны: северную, центральную и южную. Для центральной зоны характерен повышенный фон Pb и пониженный Cu, в двух других подзонах уменьшается количества Pb и увеличиваются концентрации Zn и Cu. Это подтверждается и гидрогеохимическими данными.

Конфигурация аномалий и пространственное распределение в них микроэлементов, особенно при сопоставлении с тектоническими нарушениями, секущими рудное тело и окаймляющими площади развития его ореолов, указывают на весьма малую возможность скрытой разгрузки

подмерзлотных вод: Подток же вод деятельного слоя со стороны несо-
мненен.

Поисковая гидрогеохимическая ассоциация на участке представлена
таким образом: Cu, Zn, Pb, Mn, Ti, Zr, V, Ga.

На участке медно-молибденового рудопроявления также выявлено
несколько площадных и точечных аномалий. Обнаружены аномальные
концентрации Pb, Zn, Ag, Cr, Ti, V. Этот перечень и представляет поиско-
вую гидрогеохимическую ассоциацию на данном рудопроявлении, отра-
жая характер рудной минерализации, представленной здесь молибденит-
халькопиритовыми рудами. Аномалия, оконтуриваемая концентрациями
(мкг/л) $Ti > 700$, $Cr > 50$ и $V > 10$, выявленная на западе участка, от-
несена к рудной и заслуживает проверки при детальном поисках.

Все зоны с повышенными концентрациями микрокомпонентов группи-
руются в четко выраженные водные потоки рассеяния и в целом простран-
ственно согласуются с контурами рудной минерализации или ее первич-
ными ореолами, ранее выявленными другими методами.

Водные потоки рассеяния, в силу достаточно коротких путей мигра-
ции большинства элементов в рассматриваемых условиях, являются не-
большими по протяженности, но достаточно контрастными для выявления
их применявшимися методами.

Установленные гидрогеохимические поисковые ассоциации и аномаль-
ные концентрации некоторых рудогенных микроэлементов не дают полно-
го представления об условиях их миграции в природных водах Поляр-
ного Урала. Сравнение интенсивности миграции и концентрации элемен-
тов преимущественно в водах деятельного слоя проведено нами по коэф-
фициенту K_x [Шерельман, 1972]. Расчеты K_x и сравнение условий мигра-
ции проведены только для некоторых рудогенных элементов. Задача срав-
нения их миграционной способности с таковой для макрокомпонентов при-
родных вод не ставилась из-за относительно малого количества определен-
ных. Данные ниже выводы пока рассматриваются как предварительные.

Расчитанные нами коэффициенты водной миграции позволяют отнести
элементы к определенным рядам интенсивности миграции:

- сильная миграция, K_x от 20,5 до 116 (Zn, Cu, Ga);
- средняя миграция, K_x от 1,06—1,5 до 19,6 (Cu, Zn, Mn, Zr, Ga);
- слабая миграция, K_x от 0,05 до 0,96 (Ti, Mn, Zr);
- очень слабая миграция, K_x в пределах 0,004—0,07 (Ti).

Обращает на себя внимание то, что некоторые элементы (Zn, Cu, Ga,
Ti, Zr) входят, как правило, в два ряда интенсивности миграции. Основная
причина этого, на наш взгляд, заключается в частой и незакономерной
смене щелочно-кислотных условий вод на небольших расстояниях и прак-
тически одинаковых глубинах. Скорее всего этим и можно объяснить почти
одинаковые значения K_x для Ti, и Mn, Cu и Zr, позволившие включить
эти элементы в соседние, но разные ряды.

Таким образом, из рудных компонентов на изученных площадях луч-
ше других мигрируют (и накапливаются) Zn и Cu, менее интенсивно —
Mn, Zr, Ga, самая слабая миграция характерна для Ti.

Ряд интенсивности миграции можно представить в таком виде:
 $Zn \geq Cu \geq Ga \geq Zr \geq Mn \geq Ti$.

Предварительное изучение форм миграции рудогенных элементов
показало, что наиболее вероятно их присутствие в виде гидросульфатных
($MeHSO_4$), гидрокарбонатных ($MeHCO_3$), реже хлоридных ($MeCl$) ионов
соответствующих металлов.

Расчеты по известной методике [Голева, 1977] показывают, что, на-
пример, медь находится в виде ионов $[CuHCO_3^+]$, $[CuHSO_4^+]$, $[CuCl^+]$, отно-
сительное содержание которых составляет соответственно 30, 30 и 40%.
Обнаружение именно этих компонентов меди в водах района в столь близ-
ких соотношениях полностью согласуется с нейтральной и слабощелочной
реакцией вод (рН равно 6,4—7,5).

Таким образом, в специфических ландшафтных условиях Полярного Урала гидрогеохимический метод достаточно информативен. Представляется необходимым, наряду с продолжением опытно-методических работ, внедрение этого метода в практику геологопоисковых работ.

А. Р. ГАЛСТЯН, В. А. ИГУМНОВ, П. М. КАПЛЯНЦ,
Э. И. САРДАРОВ, Э. С. ХАЛАТЯН

О ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОМ ПРОГНОЗИРОВАНИИ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

В связи с разработкой методики поисков по вторичным ореолам рассеяния на территории Армянской ССР систематические гидрогеохимические работы были начаты в отделе гидрогеологии Института геологических наук с 1950 г. Н. И. Долухановой, разработавшей и внедрившей почвенно-гидрогеохимический метод поисков, примененный в республике. На левобережном участке р. Вохчи (Каджаран) и участке Бендик (Шамлуг) были проведены исследования, подтвержденные последующими поисково-разведочными работами.

В дальнейшем комплекс гидрогеохимических и почвенно-гидрохимических работ применялся в рудных районах республики (Привольное, Айоцдзор, Мегри, северо-восточное побережье оз. Севан и снова, но уже более значительные территории, прилегающие к месторождениям Каджаран, Дастакерт, Алаверды-Шамлуг).

С 1957 г. в основу проводимых гидрогеохимических поисковых работ было положено ландшафтно-геохимическое районирование. Необходимость районирования очевидна для региона с большим разнообразием геолого-структурных, металлогенических, гидрогеологических, биоклиматических и рельефно-морфологических условий.

Предлагаемое деление территории проведено по принципу, предложенному А. И. Перельманом.

Все работы последующих лет проводились на базе ландшафтно-геохимического районирования и металлогенической основы территории республики, разработанной И. Г. Магакьяном.

Опыт проводимых работ позволил установить набор металлов-индикаторов, характеризующих металлогенические зоны и провинции. При этом основные компоненты рудной минерализации не всегда служили основными индикаторами водных ореолов рассеяния.

В дальнейшем комплекс гидрогеохимических и почвенно-гидрохимических работ на базе вышеуказанного районирования успешно применен в Айоцдзорском рудном районе, и составлена крупномасштабная прогнозная гидрогеохимическая карта. Впервые в пределах Варденисского месторождения использован почвенно-гидрохимический метод поисков на четвертичных лавах, перекрывающих рудные тела. Одновременно проводились гидрогеохимические и почвенно-гидрохимические работы на поиски хрома в пределах северо-восточного побережья оз. Севан. В связи с этим были разработаны методы определения в водах хрома и сопутствующих ему кобальта и никеля.

При исследованиях микрокомпонентов минеральных вод Армении выделены участки с повышенными концентрациями рудных элементов, указывающих на возможное выщелачивание скрытого оруденения.

Изучение микрокомпонентного состава минеральных вод Армении и смежных областей позволило выделить Малокавказскую провинцию углекислых борносно-редкощелочнометалльных вод и рекомендовать отдель-

ные участки для проведения опытно-промышленных работ по извлечению ценных микрокомпонентов.

В связи с проблемой увеличения запасов руд Дастакертского медно-молибденового месторождения проводились почвенно-гидрохимические и гидрогеохимические работы на флангах этого месторождения. В результате работ были оконтурены аномальные участки по молибдену, меди, цинку, свинцу и др.

Подобные работы проводились в Алавердском рудном поле, в междуречье Дебед — Агстев, в пределах Мегринского плутона.

Успешные гидрогеохимические и почвенно-гидрохимические поиски в пределах основных рудных районов республики позволили в 1971 г. приступить к составлению прогнозной гидрогеохимической карты Армянской ССР. Для решения этой задачи данные предшествующих лет были приведены к единому масштабу, опробованы новые площади, некоторые водопункты перепробованы на ряд новых компонентов. Опробование исследуемой территории производилось по возможности равномерно. Однако из-за отсутствия выходов воды некоторые районы остались слабо изученными. К ним относятся площади, покрытые мощными лавовыми покровами четвертичного возраста (массив горы Арагац, Гегамское и Сюникское нагорья). Были составлены поэлементные гидрогеохимические карты по молибдену, меди, цинку, свинцу, серебру, мышьяку, ртути, сульфат-иону и др. В каждом из восьми рудных районов методом математической статистики были подсчитаны фоновые содержания упомянутых компонентов.

За фон принималось среднеарифметическое значение элемента для каждого рудного района в отдельности. Достоверность соответствия полученной модели нормальному распределению проверялась методом асимметрии и эксцесса. В пределах аномалии на базе ландшафтно-геохимического районирования по различным компонентам-индикаторам оруденения нами выделялись площади: вышефоновое содержания, выше тройного фона и взрывных содержаний. Последние не учитывались при статистической обработке материалов.

Как показали проведенные работы, в природных условиях Армянской ССР молибден, цинк, медь, обладая хорошей миграционной способностью, являются основными прямыми поисковыми признаками, в то время как свинец, мышьяк, ртуть признаны непоказательными для составления гидрогеохимических среднемасштабных карт. Четкие водные ореолы миграции молибдена, цинка, меди, а иногда и ртути вблизи рудных тел дают возможность при гидрогеохимической съемке среднего масштаба не пропустить мелкие аномалии. На составленной нами карте аномальных содержаний молибдена выделены зоны:

а) зона распространения повышенных содержаний молибдена в водах, приуроченных к вулканогенно-осадочным породам эоцена и олигоцена, протягивающаяся прерывисто с северо-востока на юго-восток, от с. Катнахпур через Шагалы-Бабаджанскую группу месторождений к селам Лорут и Атан Алавердского района. Здесь молибден является косвенным поисковым признаком на медноколчеданный тип оруденения и в водах чаще ассоциирует с сульфат-ионом, реже с полиметаллами на полиметаллический тип оруденения и иногда оконтуривает гидротермально измененные породы. Подобным образом ведет себя молибден и в Айюцзорском рудном районе, где повышенные содержания молибдена отмечены в полосе близширотного простираения, протягивающейся от с. Джерманис Вединского района до верховьев р. Алаяз;

б) зона повышенных содержаний молибдена (со взрывными содержаниями) в водах, приуроченных преимущественно к гранитоидным интрузиям и вулканогенно-осадочным породам эоцена и олигоцена. Зона с перерывами протягивается с северо-востока на юго-восток, от с. Артагюх Спитакского района, через Памб Армянский к Анкаван-Меградзорской группе месторождений.

Далее на юго-восток зона погружается под лавы Гегамского нагорья, Варденисского и Джермукского плато, где в виде «окон» выявляется в верховьях р. Арпа. На юге республики эта зона хорошо проявлена в Зангезуре, где молибден является прямым показателем медно-молибденового оруденения и ассоциирует с медью, сульфат-ионом, реже с цинком и свинцом.

По ореолам рассеяния молибдена хорошо оконтуриваются интрузивные тела гранитоидов, обогащенных медью, молибденом, редкими элементами [Редкие и благородные элементы..., 1972].

Все известные полиметаллические месторождения, особенно в северной части Армянской ССР, прослеживаются по локальным ореолам рассеяния цинка в воде, где он ассоциирует с сульфат-ионом и реже со свинцом, медью, молибденом.

Наряду с известными полиметаллическими проявлениями аномалии содержания цинка в воде показали новые участки с предполагаемым полиметаллическим типом оруденения — к юго-востоку от с. Арчут, в районе Пушкинского перевала, в верховьях рек Арпа и Халадж.

На составленной гидрогеохимической карте по меди оконтуриваются узкие и локальные аномалии, ассоциирующие с молибденом, реже с сульфатами, цинком и свинцом.

Карты по свинцу, мышьяку, ртути и частично серебру показывают в данном масштабе лишь единичные точечные значения.

Для гидрогеохимического прогнозирования при составлении среднемасштабных карт надежным показателем является сульфат-ион. Хорошо выраженные аномалии по сульфат-иону проявляются на участках распространения полиметаллических и медноколчеданных месторождений, хуже — в районах распространения медно-молибденовых месторождений. Поля повышенных содержаний в водах сульфат-иона хорошо коррелируются с цинком, свинцом особенно для северной группы полиметаллических и серно-медноколчеданных месторождений Алаверды-Кафанского рудного пояса. Отдельные участки с аномальными содержаниями сульфат-иона, не подтвержденные наложенными аномалиями по отдельным металлам, не учитывались при составлении среднемасштабных карт.

На сводной карте, составленной на основании материала однометалльных карт, аномалии выделены по трем основным элементам-индикаторам: молибдену, цинку и меди. В результате наложения данных по свинцу, мышьяку, ртути, серебру и сульфат-иону на сводной карте выделены аномалии. Достоверность полученных аномалий возрастает с увеличением числа сочетающихся элементов и с совпадением повышенных содержаний свинца, мышьяка, ртути, серебра и сульфат-иона.

При составлении сводной перспективной гидрогеохимической карты отбраковывались ложные аномалии, при этом анализировались следующие данные: особенности геологического строения и металлогении исследуемых поясов; совмещенность аномалий по отдельным компонентам; контрастность аномалий; совмещенность аномалий по элементам-индикаторам с участками повышенных содержаний сульфат-иона в водах.

В результате проведенных гидрогеохимических исследований выделены площади: безусловно перспективные для первоочередных поисков; перспективные для второй очереди поисков; возможно перспективные для третьей очереди поисков.

Приведенные данные показывают, что применительно к условиям Юго-Восточного Забайкалья использование гидрогеохимического метода поисков весьма эффективно. Метод позволяет выявлять не только наличие рудных аномальных зон, но и уточнять характер тектонических. В то же время интерпретация гидрогеохимических данных требует знания деталей структурных особенностей территории, определяющих гидрогеологическую обстановку.

**ВЫЯВЛЕНИЕ ЗОН НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ
АКТИВИЗАЦИИ
ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОКРАИН УКРАИНСКОГО ЩИТА
ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИМ МЕТОДОМ**

В соответствии с принятой гидрогеологической схемой по юго-западной окраине Украинского щита выделяется восемь водоносных горизонтов — от водоносного горизонта в современных аллювиальных и аллювиально-делювиальных отложениях до водоносных горизонтов среднесарматских, палеогеновых, меловых отложений, вплоть до водоносного горизонта трещиноватой зоны кристаллических пород щита и продуктов их разрушения.

По существующим представлениям большинство из перечисленных водоносных горизонтов изолированы друг от друга, что при суммарной мощности перекрывающих фундамент отложений от первых метров на севере до десятков и сотен метров в южной части района работ казалось бы ставит под сомнение целесообразность проведения гидрогеохимических исследований. Однако опыт проведения площадных гидрогеохимических работ с опробованием около 1300 водопунктов показал ошибочность взглядов об изолированности водоносных горизонтов. Об этом свидетельствует прежде всего удивительная пестрота вод по химическому составу при опробовании источников, колодцев, скважин, вскрывающих первый от дневной поверхности водоносный горизонт, а также «сквозной» характер гидрогеохимических аномалий, проходящих от пород фундамента до дневной поверхности, при мощности перекрывающих фундамент отложений от десятков метров до 100 и более. Очевидно, геологами и гидрогеологами недооценивается роль новейших (возможно, даже голоценовых) зон тектонической активизации, образующих довольно густую сеть локальных мелких тектонических подвижек, зон трещиноватости и расщепления северо-восточного, северо-западного и реже широтного простирания, отчетливо фиксируемых гидрогеохимическим методом по многочисленным аномалиям ртути, а также по изменению таких гидрогеохимических показателей, как рН вод, содержание сульфат-иона, общая минерализация и другие. Эти зоны новейшей тектонической активизации играют существенную роль в гидравлической связи отдельных водоносных горизонтов и несут информацию о глубинном строении земной коры и перспективах обнаружения скрытого эндогенного оруденения.

Сведения по химическому составу подземных вод (преимущественно первого от дневной поверхности водоносного горизонта) характеризуются пестротой катионного и анионного состава вод и их минерализации, которая обычно не превышает 1—3 г/л и возрастает с запада на восток вследствие большей аридности климата и поступления солей морского происхождения с побережий Черного и Азовского морей с восточными и юго-восточными ветрами.

Наши исследования по Горному Крыму и Керченскому полуострову, а также Приазовью и южному склону Украинского щита установили, что зоны региональных разломов, перекрытые рыхлыми и слабоцементированными отложениями значительной мощности, отчетливо картируются цепочками гидрогеохимических аномалий невысокой контрастности, зоны новейшей тектонической активизации четко выделяются ливейными гидрогеохимическими аномалиями с относительно высоким (превышающим фон в 3—10 раз) содержанием ртути в водах. Это объясняется тем, что зоны глубинных разломов, как правило, несут следы гидротермальных изменений пород с рассеянной, а иногда и промышленно интересной рудной

минерализацией, наличие которой выявляется гидрогеохимическим методом, а зонам новейшей активизации всегда сопутствует эпitherмальная минерализация, в частности ртутная, которая также уверенно обнаруживается гидрогеохимическим методом.

Таким образом, при региональных гидрогеохимических исследованиях, помимо основной задачи по оценке перспектив скрытого эндогенного оруденения, решается вопрос о картировании глубинной разломной тектоники и, в частности, зон новейшей ее активизации, что особенно важно в сейсмоопасных районах, так как позволяет выявить наиболее тектонически активные участки. Видимо, постановка режимных гидрогеохимических наблюдений над сетью водоисточников в выделенных тектонически активных зонах со временем позволит прогнозировать землетрясения, так как по имеющимся разобобщенным данным по различным сейсмоопасным районам Советского Союза и зарубежных стран известно, что нарастание сейсмической активности значительно изменяет физико-химические характеристики подземных вод и концентрацию в них некоторых химических элементов.

Исследованиями последних полутора — двух десятилетий в СССР, Японии и других странах показано, что в подземных водах в районе землетрясения при нарастании сейсмических напряжений резко меняется ряд показателей, которые могут использоваться как предвестники землетрясения. В частности, известно, что за две — три недели до землетрясения заметно увеличивается в подземных водах количество гелия, озона, водорода, а за несколько дней резко возрастает содержание радона. Помимо последнего в качестве гидрогеохимических предвестников землетрясений представляют интерес гелий, борная кислота, литий, уголекислота, фтор. Эти компоненты подземных вод, вероятнее всего, имеют глубинное происхождение, и их содержание в водах в существенной мере зависит от современных тектонических процессов. Список компонентов подземных вод необходимо дополнить и ртутью — универсальным индикатором тектонических процессов.

Видимо, с изменением «ртутного дыхания» Земли в зонах разломов в период нарастания тектонической активности должно резко меняться и содержание ртути в водах, которое при гидрогеохимических исследованиях определяется достаточно оперативно с высокой чувствительностью и воспроизводимостью анализов.

Во всех гидрогеохимических пробах по юго-западному склону УКЩ нами определялась ртуть на ртутном атомно-абсорбционном фотометре РАФ-1 с чувствительностью определений $2 \cdot 10^{-8}$ г/л; «незначачих» проб нет. Содержания ртути в водах варьируются в широких пределах от $0,2 \cdot 10^{-7}$ до $100 \cdot 10^{-7}$ г/л, т. е. максимальные содержания превышают минимальные в 500 раз.

Спектральным приближенно-количественным анализом сухих остатков водных концентратов, полученных методом соосаждения с сульфидом натрия и сульфатом алюминия, определено до 30 рудных элементов. Кроме того, в значительной части проб вод глубоких горизонтов спектрофотометром «Сатурн» выделены редкие щелочи — литий, рубидий, цезий и стронций.

Под понятием зоны тектонической активизации (новейшей разломной тектоники) мы подразумеваем процессы усиления (или возобновления) тектонических движений в стабилизированных участках земной коры. Процесс активизации может выражаться в тектонической дифференциации ранее консолидированных структур, в форме развития разрывных нарушений, поднятий, прогибов, впадин и т. д.

Украинский кристаллический щит, являющийся южным окончанием Русской платформы, в своей погружающейся части в южном направлении и по периферии испытывает новейшие деформации, которые регистрируются на юге и юго-западе областями повышенной сейсмической активности

(Крым, Добруджа, Карпаты, Предкарпатье) и, следовательно, не могут не отражаться на окраинных структурах щита и перекрывающих его мезокайнозойских отложениях зонами расслабцевания, смятия, повышенной трещиноватости, т. е. тектонически активными зонами. Направление этих зон, по-видимому, подчиняется физическим законам (полям наибольших напряжений), а не плану заложения древних структур фундамента.

По нашему мнению, зоны тектонической активизации, выражающиеся в виде относительно узких (до первых километров) зон повышенной трещиноватости пород фундамента и перекрывающих его мезокайнозойских образований, обязаны проявлению общепланетарных деформаций, связанных с жизнью Земли как космического тела. Если учесть неоднородность строения земной коры в наличие в ней консолидированных участков (платформ, щитов) и подвижных геосинклинальных зон, то естественно, что по окраинам стабилизированных участков коры мы вправе ожидать и максимум трещинных деформаций.

Эти деформации очень трудно поддаются изучению при геологическом картировании, но должны регистрироваться геофизическими методами по изменению плана и характера магнитных и гравитационных полей, по изменению геохимических параметров, гидрогеологических условий (вследствие изменения скважности пород) и дешифроваться на космических снимках линеаментов двух, а возможно, и более направлений, отражающих зоны повышенной трещиноватости пород, а следовательно, и повышенной их водообильности. В частности, проведенное объединением Крым-моргеология дешифрирование космических снимков по южной части Украины полностью подтвердило правомочность выделения по данным гидрогеологических исследований зон новейшей тектонической активизации. На космических снимках эти зоны выделяются густотой сближенных линеаментов в основном северо-восточного и северо-западного направлений.

Зоны тектонической активизации окраинных частей платформ и щитов, видимо, типичны для новейшей истории Земли. Они регистрируются полосами повышенной трещиноватости пород, свежими, вероятнее всего, межблоковыми подвижками и относятся к зонам повышенной сейсмической опасности, в связи с чем их изучение весьма актуально.

Часть этих зон, по-видимому, унаследует направление древних структур, но значительная, если не большая, связана с «межблоковыми» структурами крупных частей земной коры — щитов, платформ и геосинклиналей, образовавшихся при планетарных деформациях земной коры за время ее развития вплоть до новейшего времени.

В зависимости от времени заложения зоны тектонической активизации могут регистрироваться до определенного стратиграфического уровня, затем маскироваться более молодыми перекрывающими их отложениями, но по геофизическим и, вероятно, геохимическим параметрам они являются «сквозными», во всяком случае для кайнозойского чехла.

В пределах юго-западной окраины Украинского щита все выделенные зоны по гидрогеохимическим показателям характеризуются не только повышенным содержанием ртути и в отдельных местах аномальным содержанием редких щелочей, но и отрицательными аномалиями по сульфатиону, фон которого составляет в среднем 100—150 мг/л, что свидетельствует о более энергичной «промытости» пород тектонически активных зон и, следовательно, о большей их водообильности по сравнению с другими участками. Четких закономерностей в площадном распределении в водах редких щелочей не установлено, но они в большинстве случаев тяготеют к зонам тектонической активизации и часто ассоциируют с аномальными содержаниями ртути в водах.

Сетка расположения выделенных зон тектонической активизации по юго-западной окраине Украинского щита имеет северо-западное и северо-восточное простирание (за редким исключением), что свидетельствует прежде всего о новом плане тектонических деформаций, не согласующемся

с планом заложения древних структур района, и связана, очевидно, с планетарными деформациями земной коры. Это необходимо учитывать как при постановке поисково-съёмочных работ, так и при гидрогеологических изысканиях, так как, несмотря на несколько повышенную металlogenность, воды зон тектонической активизации менее минерализованы (отрицательные аномалии по сульфат-иону), а скважины, источники и колодцы более водообильны по сравнению с другими участками этой полупустынной и аридной зоны.

В результате региональных гидрогеохимических исследований по юго-западным окраинам Украинского щита показана возможность выявления и прослеживания зон новейшей тектонической активизации гидрогеохимическим методом по повышенным и аномальным содержаниям ртути в природных водах и другим гидрохимическим показателям (наличие в водах редких щелочных элементов, отрицательные аномалии по сульфат-иону, цепочное расположение гидрогеохимических аномалий малой контрастности и т. д.). Установлено, что аномалии, связанные с зонами тектонической активизации, являются «сквозными», т. е. идут от кристаллического фундамента до дневной поверхности через кору выветривания кристаллических пород и породы осадочного чехла, что может свидетельствовать о недавнем времени тектонической активизации (в отдельных случаях, очевидно, современной) и о тесной гидродинамической связи всех водоносных горизонтов в пределах зон активизации. Подтверждением этому могут служить и отрицательные аномалии по сульфат-иону при общей повышенной минерализации грунтовых вод в пределах юга Украины, связанной с карбонатно-сульфатным засолением покровных отложений вследствие испарительной концентрации. Наконец, зоны тектонической активизации, видимо, представляют не что иное, как широкие зоны (до первых километров) повышенной трещиноватости пород, что способствует образованию их повышенной водообильности, в связи с чем они представляют интерес для поисков пресных вод. Это особенно важно для засушливых районов юга Украины с ограниченными водными ресурсами.

В. Н. МАКАРОВ

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ И ПОТОКИ РАССЕЯНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯКУТИИ

Территория Якутии располагается в области преимущественно сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Это определяет специфику формирования гидрогеохимических ореолов и потоков рассеяния рудных месторождений Якутии.

В зависимости от проявления на земной поверхности гидрогеохимические ореолы в условиях мерзлой зоны могут быть открытыми, полуоткрытыми и закрытыми.

Открытые гидрогеохимические ореолы проявляются в случае выхода на поверхность рудных тел или их литогеохимических ореолов. Они формируются и могут быть обнаружены в поверхностных (ручьи, озера, болота, мочажины) или надмерзлотных водах (рис. 1, I, II, III).

Полуоткрытые гидрогеохимические ореолы формируются ниже местного базиса эрозии в водах, циркулирующих в талых породах, или ниже подошвы мерзлых пород, и проявляются на поверхности в виде разнообразных очагов разгрузки межмерзлотных и подмерзлотных вод (источники, наледи, подрусьевые воды, см. рис. 1, I, II, IV).

Закрытые гидрогеохимические ореолы окаймляют рудные тела и их литогеохимические ореолы, расположенные ниже местного базиса эрозии

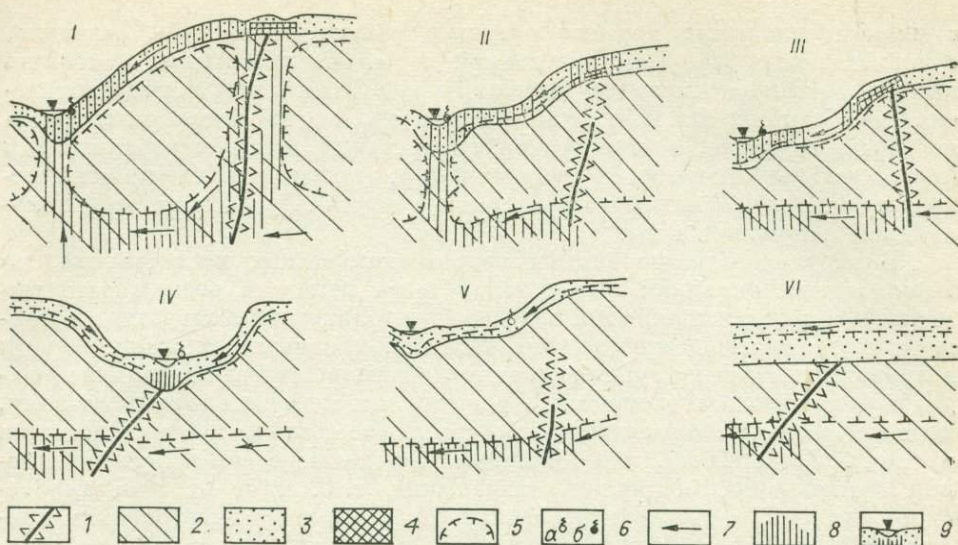


Рис. 1. Типы гидрогеохимических ореолов рудных месторождений в условиях мерзлой зоны.

1 — рудное тело и его первичный ореол; 2 — коренные породы; 3 — рыхлые отложения; 4 — вторичный литохимический ореол рассеяния; 5 — граница многолетнемерзлых пород; 6 — водоисточник (а — с фоновыми и б — с аномальными концентрациями химических элементов); 7 — направленные движения природных вод; 8 — гидрогеохимические ореолы и потоки рассеяния; 9 — местный базис эрозии.

в талых породах (в равнинных районах распространения островной мерзлой зоны) или в толще мерзлых пород на значительной глубине от поверхности (в районах географически непрерывной или слабо прерывистой мерзлой зоны). Такие ореолы образуются вокруг глубокопогребенных или слепых месторождений, рудные тела и литохимические ореолы которых располагаются в толще мерзлой зоны (см. рис. 1, V, VI). Они не проявляются на поверхности и могут быть обнаружены только при опробовании скважин или глубоких горных выработок. Некоторые материалы, полученные в последнее время при поисках, свидетельствуют о возможности формирования гидрогеохимических ореолов рассеяния ряда элементов-индикаторов на поверхности, над погребенными рудными структурами.

Исследовательские и производственные работы показали, что гидрогеохимические поиски полезных ископаемых эффективны на большей части территории Якутии. Такие особенности областей многолетнемерзлых пород, как сильная залесенность, заболоченность, большая мощность рыхлых отложений, развитие глыбовых осыпей, выдвигают гидрогеохимический метод поисков в число весьма перспективных. Наиболее благоприятными для его применения являются территории с островным и прерывистым распространением многолетней мерзлоты, где проявляется одно из основных преимуществ гидрогеохимии — ее глубинность. Талики, особенно те из них, что приурочены к зонам тектонических нарушений, обеспечивают глубинность гидрогеохимических поисков по крайней мере до уровня современного базиса эрозии, источники подмерзлотных вод еще более увеличивают глубинность.

Основными объектами гидрогеохимических поисков месторождений полезных ископаемых в Якутии являются поверхностные воды и подземные воды зоны свободного водообмена. Специфика опробования поверхностных водопроявлений определяется существованием оптимальных периодов опробования. Как правило, это начало и конец теплого периода. Опробование вод зоны свободного водообмена возможно при наличии источников таких вод.

В горных районах северо-востока и юга Якутии возникает много линейных таликов, связанных с молодыми разломами, по которым происхо-

Микроэлементный состав наледей и питающих вод

Район	Среда	Микроэлементы	Данные
Бассейн, р. Индигирки	Наледь	B, Ti, Cr, Mn, Cu, Ni, Zn, Sn, Pb, Hg, Tl, As, Ga	Автор
	Вода	B, Ti, Cr, Mn, Cu, Ni, Zn, Sn, Pb, Hg, Tl	
Олекминские термы	Наледь	Mo, Zn, Cu, Pb	Е. Е. Жиркова, Р. С. Кононова
	Вода	Mo, Zn, Cu, Pb	

дит разгрузка подземных вод и образование многочисленных наледей. Изучение химического состава наледей, в первую очередь образованных подмерзлотными водами, дает возможность охарактеризовать потенциальную рудоносность глубоководящих горизонтов земной коры. Приуроченность же наледей к зонам разломов позволяет геохимически оценить рудоконтролирующие и рудоподводящие структуры. С этой точки зрения важно изучать микроэлементный состав наледей, налетов и выцветов солей на них.

Проведенные исследования показали соответствие микроэлементного состава наледей и природных вод (табл. 1).

В наледных налетах бассейна р. Индигирки обнаружена широкая гамма микроэлементов: широко распространенные (более 90%) — Fe, Mn, Ti, Cu; распространенные (90—25%) — Ba, Ni, Pb, Sr, Cr, Zr; ограниченно распространенные (25—5%) — Ag, Sn, Zn; редкие (менее 5%) — W, Co, Ga, V, TR. Их высокие концентрации и соответствие металлогеническим особенностям района позволяют использовать наледные налеты и выцветы солей при гидрогеохимических поисках.

Так, гидрогеохимическим опробованием наледей, проведенным в юго-западной части Охотского вулканогена, было обнаружено накопление в наледных налетах серебра, никеля, свинца, реже олова, вольфрама. Область питания наледей с аномальными концентрациями микроэлементов охватывает площадь от десятков до первых сотен квадратных километров. Дальнейшие литогеохимические поиски более детального масштаба позволили выявить геохимические поля золота, серебра, никеля, свинца, расположенные в области питания исследованных наледей (рис. 2).

Исследования мерзлотоведов и геологов показали существование окислительных процессов в пределах мерзлой зоны, перемещение химических элементов в сезонно-талый слой из верхних горизонтов многолетне-мерзлых пород и формирование водных ореолов рассеяния в грунтовых водах над рудными телами, полностью скрытыми в толще мерзлых пород. Большинство исследователей ограничивают возможность вертикальной миграции микроэлементов областью влияния температурного градиента (15—25 м), т. е. до слоя постоянных температур. Предполагается также, что криогенное выветривание распространяется до нулевой изотермы, которая в отдельных регионах развития мерзлой зоны располагается на глубинах в несколько сот метров. Вертикальная миграция воды и растворенных в ней микроэлементов может происходить под влиянием не только градиента температуры, но и градиента влажности, концентрации, разности электрических, химических, термодинамических и других потенциалов. Подтверждением этому могут быть материалы, полученные при гидрогеохимической съемке, проведенной в одной из впадин, сложной рыхлыми образованиями раннего и позднего кайнозоя — аллювиальными, озерно-болотными и ледниковыми отложениями, мощность которых по

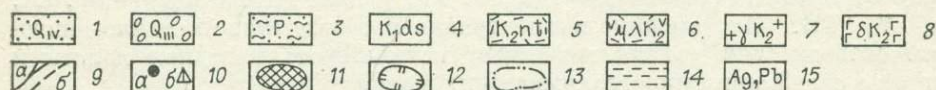
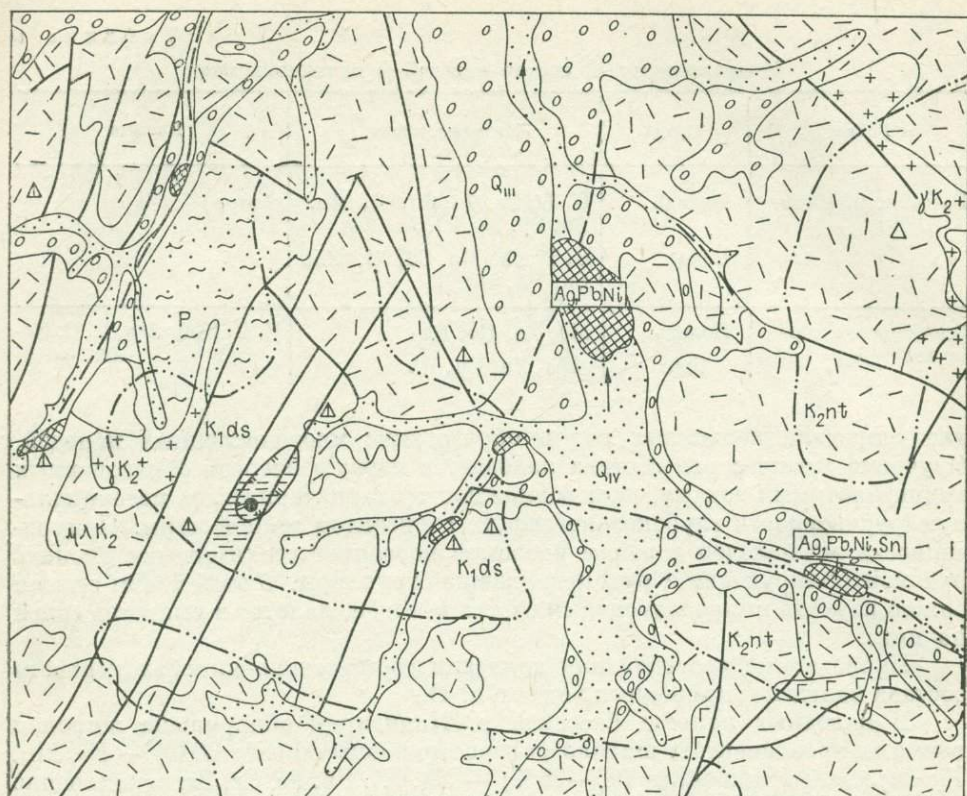


Рис. 2. Геохимические аномалии на участке распространения наледей (Охотско—Чукотский вулканогенный пояс).

1 — четвертичные отложения, валуны, галечники, пески; 2 — верхнечетвертичные отложения, валуны, галечники, пески, глины; 3 — верхняя пермь, песчаники, алевролиты; 4 — нижний мел, туфы дацитов; 5 — верхний мел, липариты, туфолавы; 6 — верхний мел, дациты, липариты; 7 — верхний мел, граниты, гранит-порфиры; 8 — верхний мел, диориты, габбро-диориты, базальты; 9 — разрывные нарушения (а — установленные, б — предполагаемые); 10 — рудопроявления (а — золото-серебряные, б — золоторудные); 11 — наледы; 12 — комплексный литохимический ореол рассеяния; 13 — литохимический ореол рассеяния золота; 14 — гидрогеохимический ореол сульфатов; 15 — аномальные концентрации микроэлементов в наледных льдах, налетах солей.

данным ВЭЗ колеблется от 10 до 50 м, достигая 120 м. Мощность многолетнемерзлых пород 300—500 м. Результаты гидрогеохимического опробования показали, что на территории впадины формируются обширные геохимические поля сурьмы, мышьяка, ртути, охватывающие площади до 20 км². В восточной части впадины, в области пересечения ее глубинным разломом, зона разлома фиксируется обширными гидрогеохимическими полями сурьмы площадью 5—10 км² и локальными аномалиями золота, при этом мощность рыхлых образований 30—70 м (рис. 3). Менее интенсивные аномалии сурьмы и золота отмечаются над тектоническими нарушениями второго порядка в 4 км к северо-востоку от главного разлома. В последнем случае мощность четвертичных отложений составляет всего 10—20 м.

Распространение геохимических полей сурьмы, мышьяка и золота в водах характерно для глубинного разлома и объясняется развитием аналогичной эндогенной минерализации.

Очевидно, что, несмотря на значительную мощность рыхлых отложений (10—80 м), погребенная эндогенная минерализация фиксируется в поверхностных гидрогеохимических полях аномалиями сурьмы, мышьяка,

Основные гидрогеохимические признаки рудных месторождений Якутии

Месторождения	Прямые признаки	Косвенные признаки	Параметры ореолов, потоков
1	2	3	4
<i>Золоторудные</i>			
Плацеобразные залежи окисленных руд в карстовых депрессиях	Au	Ag, Mn, Sh, Sn, Be, Tl, SO ₄ ^{''}	Площадь ореолов до первых десятков квадратных километров
Крутопадающие жилы и сопряженные с ними субгоризонтальные залежи полисульфидного и шпирит-анкеритового состава	Au	Zn, Pb, Ag, As, Sh, Sn, Mo, Be, SO ₄ ^{''}	Протяженность потоков 0,4—2,1 км
Минерализованные тектонические зоны древнего заложения в кристаллическом фундаменте	Au	Ag, Mo, Pb, Cu, SO ₄ ^{''}	То же
Мощные протяженные зоны дробления с кварц-сульфидной минерализацией	Au	As, Ag, Zn, Pb, Cu, Sh, W, SO ₄ ^{''}	Протяженность потоков — первые километры
Маломощные короткие кварцевые жилы с малым количеством сульфидов	Au	As, Sh, Ga, Co, Pb, Cu, Hg, Ag, Tl, SO ₄ ^{''}	Площадь ореолов до первых десятков квадратных километров
Близповерхностные золото-серебряные в эффузивах	Au, Ag	Ba, Mn, Cu, Ni, Zn, Pb, Co, SO ₄ ^{''} , K	Площадь ореолов — первые квадратные километры, протяженность потоков до 4 км.
<i>Золото-сурьмяные</i>			
Зоны дробления с золотоносными кварц-антимонитовыми жилами, линзами, гнездами	Sb, Au	As, Hg, Co, Ga, Pb, Ge, SO ₄ ^{''}	Площадь ореолов до первых десятков квадратных километров, протяженность потоков 0,4—n км.
<i>Оловорудные</i>			
Сульфидно-касситеритовые	Sn	As, B, F, Pb, Zn, Cu, Hg, SO ₄ ^{''}	Площадь ореолов — первые квадратные километры, протяженность потоков до 1 км
Оловянно-редкометаллические	Sn, Li	As, Bi, Ag, Be, P	Протяженность потоков — первые километры
<i>Медно-вольфрамовые и вольфрамовые</i>	W, Sn, Cu	As, Zn, B, Co, Be, Ba	То же
<i>Полиметаллические</i>			
	Pb, Zn, Ag	Sn, Cd, Cu, As, Hg, Ge, SO ₄ ^{''}	Площадь ореолов 1—6 км ² Протяженность потоков 1—4 км

1	2	3	4
Ртутные	Hg	Sb, As, Ba, SO ₄	Протяженность потоков до 1 км
Медно-никелевые	Cu, Ni	Ti, Mn, Zn, Cr, V, Pb, Co, Zr, Sn, Ag	Протяженность потоков 0,5—1 км
Алмазные Кимберлитовые трубки в карбонатных породах		Nb, Cr, Mn, Ti, V, Zn, Ag, As, Ga, Co	Слабоконтрастные, прерывистые ореолы площадью 0,2 — 7 км ²

ртути — типоморфных элементов золото-сурьмяного оруденения, свойственного глубинному разлому.

В другом закрытом районе, расположенном в Приморской низменности, было проведено гидрогеохимическое опробование поверхностных водопроявлений (рек, ручьев, озер). Район полностью перекрыт верхнечетвертичными аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями мощностью 20—30 м, представленными галечником, гравием, песком, супесью, суглинком, илом, торфом. Известен единственный выход коренных пород. Выходов подземных вод на поверхность не обнаружено. Мощность мерзлой зоны 200—900 м. Поверхностные воды хлоридно-гидрокарбонатные, слабокислые, маломинерализованные (0,02—0,18 г/л). Выявлены гидрогеохимические аномалии Sb, As, Hg, Ag, Zn, Pb. Наблюдается четкая приуроченность гидрогеохимических аномалий к геофизическим полям (магнитным и гравиметрическим). Рудоконтролирующие разломы, погребенные под 20—30-метровой толщей рыхлых отложений, фиксируются зонами высоких градиентов в гравитационных полях и положительными магнитными аномалиями. Разрывные структуры формируют геохимические аномалии Au, Sb, As, Hg, Ag, Zn. Интрузии, перекрытые четвертичными отложениями, также фиксируются в геофизических и геохимических полях.

Анализ геофизических и геохимических материалов позволил выделить в северо-западной части района (несмотря на значительную мощность рыхлых образований) локальные участки (магматическо-структурно-геохимические системы), определяющие положение руднороссышной минерализации.

Данные, полученные в различных районах Якутии, с широким развитием аллохтонных замороженных отложений позволяют сделать вывод о поисковой эффективности мелкомасштабных (1 : 200 000 — 1 : 500 000) гидрогеохимических съемок в закрытых районах, проведение которых целесообразно на стадии региональных геологосъемочных и геофизических работ для выделения крупных рудовмещающих структур и рудных узлов. Дальнейшие более детальные и дорогостоящие исследования сосредоточиваются в пределах установленных перспективных участков. Как показали результаты мелкомасштабных гидрогеохимических

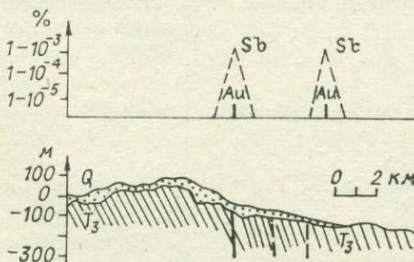


Рис. 3. Геохимические аномалии над рудоконтролирующими разрывными нарушениями (по данным опробования поверхностных водопроявлений).

съемок, на этом этапе исследований в рудных районах отбраковывается от 70 до 80% территории.

К настоящему времени определены гидрогеохимические показатели полезных ископаемых Якутии — золота, олова, сурьмы, полиметаллов, ртути, вольфрама (табл. 2). Гидрогеохимические методы поисков широко используются при поисково-съемочных работах в комплексе с геологическими.

К. А. МАВРИН, Ю. В. ВАНЬШИН

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ ПОИСКАХ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИПА «МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ» В СПЕЦИФИЧЕСКИХ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫХ УСЛОВИЯХ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

В пределах Южного Предуралья широко развиты многочисленные рудопроявления типа «медистых песчаников», приуроченные к красноцветной аридной формации позднепермско-триасового возраста. Выделяются два основных типа рудопоявлений, контролируемых фациальной приуроченностью. Первый тип — прибрежно-морские фации раннеказанского возраста, второй — континентальные, аллювиально-дельтовые фации позднеказанского и татарского возраста.

В терригенных и карбонатных породах минералы меди представлены сульфидами, карбонатами, окислами и силикатами. Среди сульфидов наиболее распространен халькозин, реже встречаются борнит, халькопирит, ковеллин. Среди карбонатов широко развиты малахит и азурит. Из других минералов меди чаще встречается хризоколла, реже — куприт, тенорит, фольбортит.

Спорадичность распространения обогащенных медистыми минералами пород, сложные геолого-структурные условия их залегания, отсутствие четких представлений о времени и условиях рудообразования и другие нерешенные вопросы не позволили установить надежные критерии промышленной оценки выявленных многочисленных рудопоявлений меди в Южном Предуралье, особенно залегающих на больших глубинах.

Авторы считают возможным привлечение для этой цели гидрогеохимического метода, научные основы которого в последние годы были значительно усовершенствованы.

Разработанные и детально описанные [Бродский, 1964] методические указания по гидрогеохимическому опробованию районов сульфидных месторождений меди, свинца, цинка, молибдена позволили выяснить перспективы ряда рудопоявлений и установить места расположения рудных тел. Основными поисковыми признаками медных месторождений А. А. Бродский считал содержание в подземных водах активного водообмена ионов Cu , SO_4 , Cl и пониженное содержание ионов водорода. Им были рассмотрены также вопросы миграции ряда ионов (SO_4 , Zn , Mo , Cu , Pb) и изменение величины рН.

Глубокозалегающие рудные тела, рудоносные пласты, горизонты (как это имеет место в Приуралье) хотя и не образуют столь ярко выраженных ореолов рассеяния, как месторождения неглубокого залегания, но все же сопровождаются достаточно контрастными для выявления водными ореолами, формирующимися во всех геохимических обстановках [Голева, 1978а]. Поэтому применение гидрогеохимического метода в этих условиях «во многом зависит от расширения круга поисковых признаков

путем изучения специфики гидрогеохимической обстановки месторождений на значительных глубинах» [Посохов и др., 1978].

В качестве таких признаков исследователи называют повышенные содержания в ореольных водах ряда микроэлементов (цинка, серебра, марганца, и в меньшей мере, бария, стронция, никеля), повышенные концентрации органического вещества, относительное понижение минерализации, высокое содержание железа. Кроме того, в подземных водах вблизи скрытых месторождений отмечено развитие анаэробных форм тионовых бактерий, что ведет к окислению сульфидных минералов в восстановительной обстановке с образованием небольшого количества сульфатных ионов. Для определения генезиса сульфатов рекомендуется изучение изотопного состава серы, который различен для фоновых и ореольных вод.

В Южном Предуралье выщелачивание терригенных и карбонатных пород верхней перми и триаса высокоминерализованными хлоридными водами протекает в условиях затрудненного водообмена, а возможно и в условиях практически застойного водного режима. По данным С. К. Севастьяновой (1977), хлоридные воды в терригенных и карбонатных породах имеют минерализацию в среднем 112—165 г/л и ионную силу раствора 2—2,5. В водах с такой ионной силой значительно возрастает растворимость карбонатов и сульфатов металлов по сравнению с их растворимостью в пресных водах. Кроме того, повышение растворимости рудных элементов в хлоридных водах высокой минерализации обусловлено процессом комплексообразования. Основными формами нахождения металлов в рассматриваемых водах являются их сульфатные и хлоридные неорганические и комплексноорганические соединения.

Наиболее высокие концентрации меди, серебра, стронция, бария, свинца, марганца закономерно следует ожидать в водоносных горизонтах меденосных терригенных и карбонатных пород, что и может быть использовано в качестве поискового признака обогащенных интервалов разреза.

Выделение наиболее перспективных участков на месторождения типа «медистых песчаников» с помощью рассмотренных гидрогеохимических признаков связано с особенностями геолого-структурных условий Южного Предуралья, определяющими гидрогеологические закономерности.

В южной части Предуральского краевого прогиба можно выделить два гидрогеологических этажа, связанных соответственно с подсолевым и надсолевым комплексами пород, разделенных соленосной толщей кунгурского яруса. Мощные пачки солей препятствуют гидравлической связи подсолевого вод с надсолевыми, что обуславливает «чистоту» гидрохимической обстановки, т. е. исключает их взаимовлияние.

Соляной тектогенез привел к образованию в прогибе деформаций надсолевой толщи пород, осложненных ядрами протыкания, часто неправильных конфигураций, ветвящихся, с кольцевыми и радиальными разрывами. Отдельные межкупольные синклинальные, моноклиналильные и сложнодислоцированные блоки оказались разобщенными кунгурскими соляными поднятиями (диапирами), т. е. возникла, по образному выражению Н. М. Страхова (1947), «петельчато-ячеистая» общая структура. Главная особенность такой структуры состоит в том, что каждый межкупольный блок (ячей) — это самостоятельная, изолированная гидрогеологическая и, в частности, гидрогеохимическая система, в которой водовмещающими являются невыдержанные по простиранию, косослоистые пачки алевролитов, песчаников и конгломератов, разделенные глинистыми прослоями, и тектонически нарушенные трещиноватые зоны. Химический состав подземных вод каждого отдельного блока (ячей) определяется в основном литологией вмещающих и окружающих его пород, т. е. пород собственно красноцветной формации верхней перми и триаса и пород галогенной формации кунгурского яруса нижней перми.

Гидродинамические условия в пределах «ячей» обусловлены, с одной стороны, особенностями их внутренней структуры, а с другой — распо-

ложением в рельефе местности участков питания отдельных водоносных горизонтов и зон создания напора. В нижних частях межкупольных блоков, где сохраняются древнеинфильтрационные воды, по-видимому, основной формой образования ореолов рассеяния является диффузионный массоперенос. Нижняя граница зоны активного водообмена обусловлена местными врезами речных долин рек Урала, Сакмары и их притоков. Нижняя граница зоны замедленного водообмена располагается на глубинах примерно от 100 до 400 м, о чем свидетельствуют установленные геофизикой и бурением проявления современного и древнего карст. Следовательно, с глубины 400 м можно исключить влияние внешней среды на формирование гидрохимического облика подземных вод в пределах межкупольных блоков. Однако следует иметь в виду, что в некоторых случаях создаются условия для гидравлической связи подземных вод красной толщевой верхней перми с водоносными комплексами докунгурских образований в местах максимального оттока пластичных масс солей и сближения кровли кунгурского яруса с подошвой. В таких местах возможно подпитывание подземных вод межкупольных блоков преимущественно хлоридно-кальциевыми рассолами облика, характерного для Волго-Уральского бассейна.

По данным электроразведки, проведенной на всей территории Южного Предуралья, абсолютные отметки в прогибах кровли кунгура к северу от р. Сакмары изменяются в пределах 2500—3700 м, на Сакмаро-Уральском междуречье они немного сокращаются, а к югу от р. Урал достигают 4500—5000 м. Мощность кунгура в прогибах кровли составляет 100—400 м, а в штоках и куполах достигает 2500—3000 м.

В рассматриваемой части Предуральского краевого прогиба геофизическими работами выявлено до 8 меридиональных полос приподнятого залегания кунгура (кунгурские валы), а в их пределах геологической съемкой установлено 160 локальных структур — куполов и межкупольных блоков. Последние охарактеризованы и нанесены на тектоническую карту-схему.

На первом этапе решения вопроса поисков месторождений типа «медистых песчаников» следует провести их оценку по степени перспективности на основании гидрогеохимического опробования водоносных горизонтов. Для этой цели рекомендуется проводить опробование всех вскрываемых водоносных горизонтов скважинами, бурящимися на нефть и газ, калийные соли и др.

Выявив по этим данным наиболее перспективные межкупольные блоки, можно проводить специальный комплекс геолого-геохимических поисково-разведочных исследований, исходя из установленных представлений об условиях залегания и фациальной приуроченности «медистых песчаников» и миграционной способности меди и других индикаторных элементов в кислородсодержащих, глеевых и бескислородных водах [Перельман, 1968]. При этом следует иметь в виду, что солевой комплекс кунгурских валов и штоков, окружающих межкупольные блоки, определяет хлоридный состав и высокую минерализацию заключенных в этих блоках подземных вод, а рудные скопления поставляют в водоносные горизонты комплексы микроэлементов, в том числе и медь, в течение длительного геологического времени с конца проявления сольнотектонических процессов (с конца раннетриасовой эпохи). Последующая история геологического и палеогеологического развития рассматриваемого региона способствовала сохранению в межкупольных блоках древнеинфильтрационных вод.

Таким образом, использование гидрогеохимического метода в Южном Предуралье открывает перспективу поисков глубокозалегающих медьсодержащих горизонтов, оценка которых обычными методами геологической разведки сопряжена с огромными материальными затратами.

К ВОПРОСУ О РОЛИ ОСНОВНЫХ КАТИОНОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПРИ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ РУДНЫХ ТЕЛ

Одно из отличий глубокозалегающих рудных тел от близповерхностных заключается в том, что первые в большинстве случаев формируют вокруг себя менее контрастные гидрогеохимические поля с меньшим комплексом рудных элементов, что создает определенные трудности для их обнаружения. Причины этого явления разные, а главная — плохие условия для окисления и кислотного разложения рудных минералов, что в первую очередь относится к сульфидным рудам. Для руд несulfидного типа, разрушающихся путем простого растворения или же гидролитического, щелочного и содового разложения, убогость гидрогеохимической аномалии и уменьшение ее контрастности с увеличением глубины залегания рудной залежи наблюдаются в меньшей степени. В этом случае на убогость гидрогеохимического поля большое влияние оказывают геолого-гидрогеологические условия, например замедленный водообмен, неблагоприятные условия для создания щелочной среды, возникающей при выветривании щелочных, основных и карбонатных пород и др.

В силу трудности обнаружения гидрогеохимических аномалий, сформированных глубокозалегающими рудными телами, при поисковых работах, помимо сведений о содержании комплекса рудных элементов, можно использовать данные микрокомпонентного состава подземных вод, в первую очередь катионного.

Характерной особенностью большинства эпигенетических месторождений являются сопровождающие оруденение вторичные гидротермальные изменения вмещающих пород. В этой связи выявление зон околорудных изменений, особенно на слабоизученных площадях, флангах рудных полей и на глубине, является необходимым для прогнозирования размещения оруденения. Кроме того, размеры зон околорудных изменений в десятки раз превышают размеры рудных тел, которые они сопровождают, что в целом облегчает их обнаружение как общими геохимическими, так и гидрогеохимическим методом. Из многочисленных типов вторичных гидротермальных изменений есть такие, которые способны заметно повышать в подземных водах содержания натрия, магния и калия по сравнению с местным гидрогеохимическим фоном. К ним относятся альбитизация, алуинитизация, пропилитизация, гумбеитизация, хлоритизация и некоторые другие.

Отправным моментом в вопросе формирования химического состава подземных вод с аномальным содержанием натрия, калия и магния на отдельных локальных участках по сравнению с местным фоном служат представления о гипергенном разрушении минералов-носителей этих элементов, слагающих зоны околорудных изменений. Так, например, разрушение альбита $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ под влиянием гидролиза способствует поступлению в подземные воды натрия, растворение алунита $\text{KAl}_3(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2$ вызывает обогащение воды калием, выветривание хлоритов $(\text{Mg}, \text{Fe})_{3-n}(\text{Al}, \text{Fe})_n \cdot (\text{OH})_4 [\text{Al}_n\text{Si}_{2-n}\text{O}_5]$ и серпентина $\text{Mg}_3(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5$ приводит к увеличению в водах концентрации магния.

Гидрогеохимические исследования в горных районах Чаткальской подзоны Средней Азии показывают, что закономерность распределения основных катионов — кальция, магния, натрия и калия, в подземных водах носит двойственный характер. С одной стороны, изменение содержания в региональном плане подчиняется высотной зональности, с другой — на их концентрацию в водах влияет литолого-петрографический состав пород и наличие зон вторичных гидротермальных изменений в породах

Распределение основных катионов в подземных водах Чаткальских гор, мг/л

Высотная зона, м	Водовмещающие породы	Общая минерализация, мг/л	Средние содержания по региону				Содержания в пределах месторождения минерализованных зон и зон гидротермально измененных пород			
			Ca	Mg	Na	K	Ca	Mg	Na	K
2000—	Алюмосиликаты	130	32	4	3,5	>1	34—42	9—28	7—11	
3000	Карбонаты	140	35	5	1,5	>1				
1500—	Алюмосиликаты	220	44	12	7	>1	39—46	18—23	13—90	
2000	Карбонаты	180	36	6	1,5	>1	35	21	5	
900—1500	Алюмосиликаты	350	60	21	16	>1	45—65	24—52	20—66	
	Карбонаты	250	45	7	2	>1	34—86	16—61	5—33	4—9

(см. таблицу). При таком характере распределения главных катионов в подземных водах на отдельных локальных участках встречаются воды, обогащенные натрием, калием и магнием в 3—5 раз и более по сравнению со средними значениями для конкретной высотной зоны. Это особенно характерно для «рудных» вод, вод зон разломов и околорудных изменений, т. е. для участков, в той или иной степени затронутых процессами постмагматических гидротермальных изменений. При этом увеличении концентраций кальция в водах характеризуемых районов под влиянием зон околорудных изменений по сравнению с другими катионами — натрием, калием и магнием — выражено весьма слабо, в связи с чем значение его как гидрогеохимического поискового признака ничтожно.

Изучение геологических материалов по отдельным участкам, характеризующимся повышенным содержанием натрия в водах относительно местного фона, показало, что в их пределах развиты зоны альбитизации (участок Хандайлык), пропилитизации и натроалунитизации (Зымнан-Тереклинская зона вторичных кварцитов). Повышенные содержания магния, как правило, встречаются в «рудных» водах, что, очевидно, вызвано хлоритизацией рудовмещающих пород (месторождение Левобережное). Повышенные содержания калия в «рудных» водах месторождения Устара-сай связано с гумбеитизацией.

Указанные выше особенности изменения химического состава подземных вод под влиянием зон околорудных изменений можно использовать как дополнительный универсальный гидрогеохимический поисковый признак. Особенно перспективно его применение при поисках глубокозалегающих рудных тел, поскольку другой отличительной особенностью руд глубокого залегания от близповерхностных является то, что сопровождающие их околорудные изменения не уничтожены эрозионными врезом или плоскостным смывом и занимают большие размеры по сравнению с полуразмытыми ореолами околорудных изменений рудных залежей близповерхностного типа.

Я. М. ГРИЦЮК

ОСНОВЫ АЛГОРИТМИЗАЦИИ ПРОЦЕССА ВЫЯВЛЕНИЯ И РАЗБРАКОВКИ АНОМАЛИЙ ПРИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ

Среди поисковиков-геохимиков бытует представление о том, что само по себе выявление геохимических аномалий (ореолов и потоков рассеяния) никаких сложностей не составляет. Более того, фонд известных и вновь

выявляемых аномалий постоянно растет и проблема состоит в том, что оценка всех их находится за пределами реальных возможностей. В действительности эта проблема является следствием того, что сам процесс выявления и оконтуривания аномалий не включает необходимых приемов их разбраковки. Зачастую упускается из виду, что не сами геохимические аномалии являются объектом поисков, а, в зависимости от масштаба исследований, рудные зоны или узлы, рудные поля или тела. Поэтому наиболее приемлема такая методика обработки геохимических данных, которая позволяла бы в итоге устанавливать контуры и особенности морфологии этих рудных категорий.

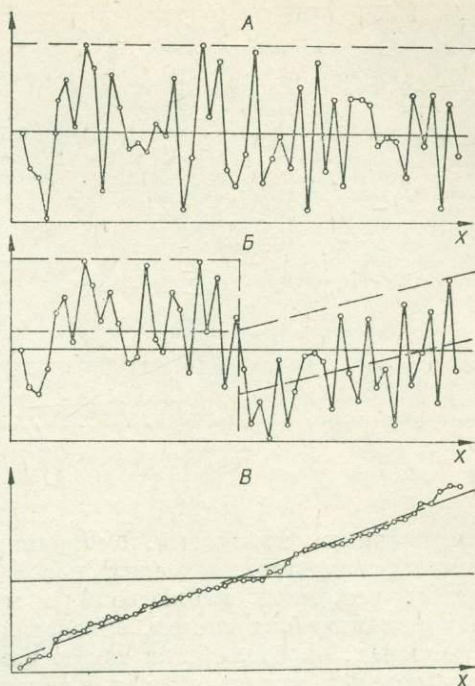
Применение математики и ЭВМ при обработке геолого-геохимических данных постоянно растет в количественном отношении, но пока еще не привело к существенным качественным сдвигам в решении проблемы выявления и разбраковки геохимических аномалий. По крайней мере, две причины создавшегося положения представляются достаточно очевидными: неоправданное применение статистической модели случайной величины для аппроксимации экзогенных фоновых геохимических полей и ограниченное использование получаемых повсеместно данных о дисперсиях и корреляциях содержаний химических элементов для выделения и разбраковки эндогенных ореолов. Некоторые пути решения этих задач даны в настоящей статье конкретными примерами обработки результатов геохимических поисков ртутных месторождений в Салаирском кряже, представленных автору геологами Новосибирского ГУ (Э. И. Большаков, В. Д. Мисюк и др.) и Проблемной геологической лаборатории ТПИ (З. В. Тупчий). Научные и практические результаты этих исследований опубликованы [Удодов и др., 1975; Большаков, 1978; Удодов и др., 1978]. Математическая обработка выполнена на ЭВМ ЕС1020 в вычислительной партии ЗСТГУ О. А. Емельяновой.

ФУНКЦИЯ МНОЖЕСТВЕННОЙ РЕГРЕССИИ — МОДЕЛЬ ФОНОВОГО ЭКЗОГЕННОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ

Содержание полезных компонентов в фоновых потоках рассеяния определяется воздействием, зачастую разнонаправленным, большого числа внешних факторов, постоянно изменяющимся во времени и в пространстве. Существенная изменчивость, преимущественно пространственная, характерна и для фоновых полей в случае поисков по экзогенным ореолам рассеяния. Поэтому и представляется сомнительной возможность эффективного использования каких-либо фиксированных уровней, разграничивающих фоновые и аномальные содержания, что иллюстрируется графиками (рис. 1), составленными по одной и той же серии нормально распределенных случайных чисел. На первом из них вся изменчивость обусловлена случайной компонентой, а на третьем — преимущественно координированной. Второй график наиболее близок к реальным ситуациям, он отражает наличие координированной изменчивости, обусловленной воздействием дискретных и непрерывных внешних факторов, а также случайной компоненты, обычно обусловленной ошибками анализов. А ведь при использовании модели случайной величины во всех трех случаях будут получены одни и те же параметры распределения и соответственно одни и те же уровни, разграничивающие фоновые и аномальные содержания.

Если координированная изменчивость фоновой геохимической системы обусловлена воздействием какого-либо одного доминирующего внешнего фактора, такое поле может быть моделировано различными приемами сглаживания, в том числе трендовыми поверхностями [Садиков, 1971; Огильви и др., 1972; Дубов, 1974; и др.]. В то же время эти методы не при-

Рис. 1. Графики значений одной и той же серии случайных чисел, расположенных: А — в порядке следования в таблице случайных чисел; В — упорядоченных с выделением двух отрезков с трендом в одном из них; В — в порядке возрастания.



менимы для моделирования динамических (нестационарных) систем, какими являются потоки рассеяния.

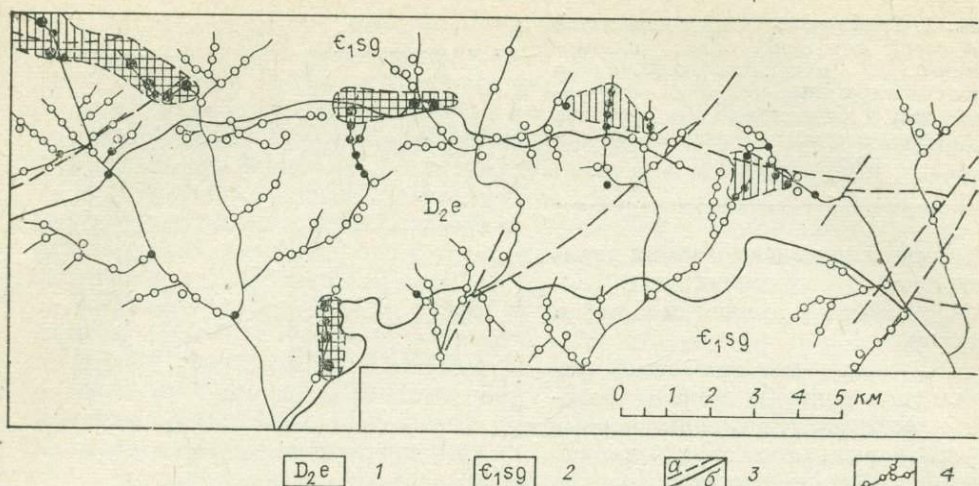
Функция множественной регрессии в качестве модели фонового геохимического поля впервые использована при обработке результатов геологических поисков месторождений ртути по водным и донным потокам рассеяния, проведенных геологами Западно-Сибирского ГУ в содружестве со специалистами Проблемной гидрогеохимической лаборатории ТПИ. Основные практические и научные результаты этих работ опубликованы ранее [Грицюк, Копылова, 1973; Копылова, Тупчий, 1974; Удодов и др., 1975, 1978; Грицюк и др., 1975].

Ниже более подробно освещены методические аспекты рассматриваемой проблемы и приведены примеры апробации методических рекомендаций на новых объектах.

В упомянутых публикациях (см. ссылки выше), в диссертации Ю. Г. Копыловой приведены количественные оценки изменчивости фоновых содержаний ртути в твердой и жидкой фазах открытых водотоков в зависимости от большого числа внешних факторов: ландшафтно-геологических, погодных, гидродинамических, гидрохимических, технических и др. Установлено существенное повышение фоновых содержаний ртути в донных осадках залесенных водотоков, а также его повсеместное снижение в крупных фракциях донных осадков. В процессе хранения проб донных осадков происходит существенное снижение содержаний в них ртути (период полупотери составляет около 30 дней). В водных потоках, в противоположность донным, наблюдается повсеместное монотонное повышение содержаний ртути в фоновых водах по мере увеличения расстояния от истоков. Кроме того, содержание ртути в фоновых водах возрастает с увеличением содержаний цинка и нитратного иона и уменьшается с повышением температуры воды, а также с увеличением содержаний марганца и хлор-иона.

Установленные эмпирические закономерности удовлетворительно согласуются с известными представлениями о миграции ртути в экзогенных условиях. Характерно, что для потоков рассеяния, обычно опробуемых вдоль направлений главной изменчивости, доминирующим является тренд содержаний ртути вдоль этой пространственной координаты, определяемой расстоянием от истоков, что позволяет использовать этот параметр вместо географических координат.

Аргументами регрессионной функции являются значения пространственных координат и учитываемые количественно гидрогеологические и гидрогеохимические параметры системы. Для оценки значимости дискретных факторов вычисляются поверхности тренда содержаний профилирующих элементов и выявленные по наличию градиентов и смены морфологии участки трендовой поверхности сопоставляются с геологическими и



ландшафтными контурами. Координированная во времени изменчивость фоновых гидрогеохимических полей выявляется факторным анализом данных режимных наблюдений и массового опробования. Параметры гидродинамических систем, обладающие большими собственными весами в факторах, определяющих такую изменчивость, используются при конструировании уравнений для каждого однородного участка. Эффективность регрессионной функции в качестве модели фонового гидрогеохимического поля обеспечивается постоянно устанавливаемой инверсией корреляционных связей содержаний профилирующих элементов со многими параметрами системы при переходе от фоновых объектов к аномальным. Весьма существенным является то обстоятельство, что значения большинства аргументов уравнений регрессии определены с точностью, существенно превышающей точность определения ртути в фоновых водах.

На рис. 2 приведен пример итоговой карты, составленной по рекомендованной методике. Ее содержание существенно генерализовано и большинство ландшафтно-геологических контуров, элементов рудной нагрузки, использованных для мотивировки прогнозируемых по гидрохимическим данным рудных категорий, вынужденно исключены. Уравнения множественной регрессии сконструированы для трех типов вод, в качестве аргументов использованы температура воды, расстояние от истоков, дебит, значения pH, содержания в водах хлор-иона, кислорода, а также лития — в пробах донных осадков. К сожалению, в последних не определе-

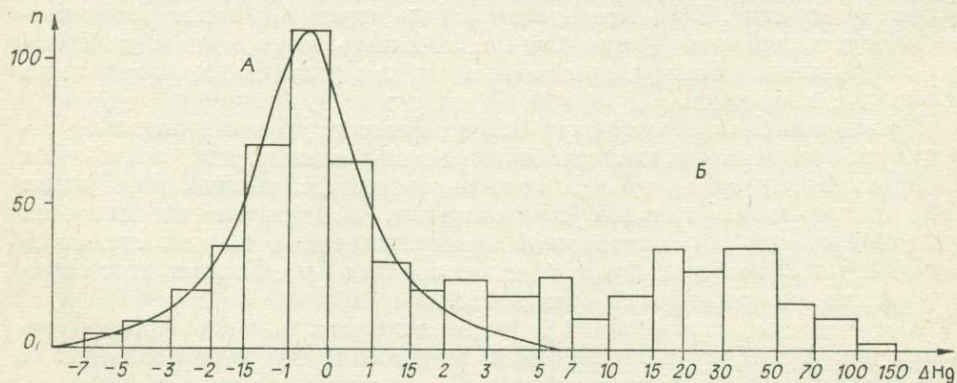


Рис. 3. Гистограмма распределения разностей аналитических и расчетных содержаний ртути.

А — фоновая совокупность с осредняющей кривой, построенной по левой домодальной ветви; Б — аномальная совокупность, соответствующая рудным узлам в пределах зоны.

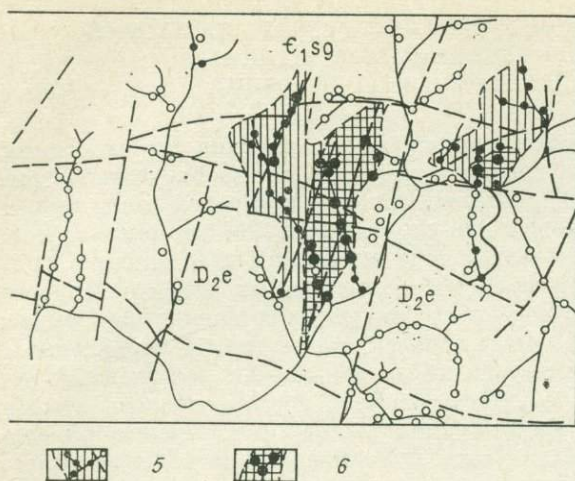


Рис. 2. Схема гидрогеохимических поисковых признаков рудных полей ртутных месторождений Мавринско-Матвеевской рудной зоны.

1 — вифельский ярус, известняки, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 2 — суенгинская свита, карбонатно-терригенные отложения, вулканиды среднеосновного состава; 3 — разрывные нарушения (а) и стратиграфические границы (б); 4 — опробованные водоупоры с фоновыми значениями разностей аналитических и расчетных содержаний ртути; 5 — водоупоры с аномальными значениями разностей содержаний ртути в пределах зон рассеянной минерализации; 6 — водоупоры с аномальными значениями разностей в пределах известных и прогнозируемых рудных полей.

ны содержания железа и марганца, весьма существенно влияющих на условия миграции ртути в системе раствор — осадок.

Все вычисления проведены в два этапа: на первом было выполнено выделение совокупности опробованных водоупоров с фоновыми содержаниями ртути и аномальной совокупности, пространственно фиксирующей положение рудных узлов (рис. 3). На следующем этапе в составе аномальной совокупности выделены водоупоры из зон рассеянной минерализации в пределах рудных узлов и аномальная совокупность, пространственно фиксирующая положение известных и прогнозируемых рудных полей (рис. 4). Всесторонний анализ сопоставления приведенных данных с результатами, полученными при обработке материалов по традиционной схеме, потребовал бы существенного увеличения объема статьи. Следует только отметить, что сама процедура выделения аномалий по рекомендованной методике обеспечивает подавление положительных флуктуаций фоновых полей и «ложных» аномалий на различного рода барьерах, а также усиление «продуктивных» сигналов, заниженных в связи с неблагоприятным сочетанием значений внешних факторов. Это позволило существенно сократить число водоупоров с аномальными содержаниями ртути. Оставшиеся обнаружили свойство группироваться в компактные аномальные зоны, хорошо согласующиеся с элементами геологической структуры.

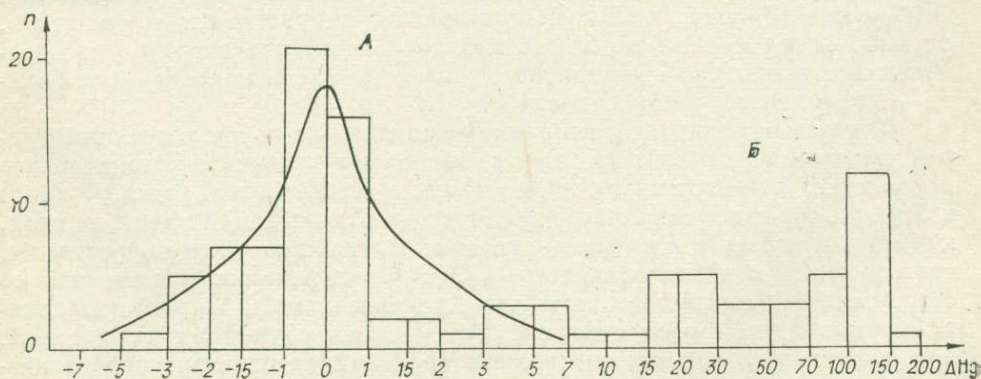


Рис. 4. Гистограмма распределения разностей аналитических и расчетных содержаний ртути, вычисленных для аномальной совокупности рис. 3.

А — фоновая совокупность в пределах рудных узлов, соответствующая зонам рассеянной минерализации; Б — аномальная совокупность, соответствующая известным и прогнозируемым рудным полям ртутных месторождений.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОЕ ОКОНТУРИВАНИЕ РУДНЫХ КАТЕГОРИЙ И ИХ ОЦЕНКА ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ С УЧЕТОМ ДИСПЕРСИЙ И КОРРЕЛЯЦИЙ

При обработке результатов геологических поисков по эндогенным ореолам рассеяния основное значение приобретает необходимость установления соответствия оконтурируемых аномалий определенным рудным категориям, а также отбраковки непродуктивных зон рассеянной минерализации. В реальных ситуациях задача выделения эндогенных ореолов сводится к разделению смеси фоновых и аномальных объектов с учетом того, что к фоновому распределению принадлежит большинство объектов, а к аномальному — обычно меньшая часть, для которой характерно не только (и не столько) относительно повышенный или пониженный уровень содержаний химических элементов, но в первую очередь высокая изменчивость содержаний, фиксируемая дисперсией. Таким образом, аномальное эндогенное геохимическое поле представляет собой область неравномерного распределения химических элементов, в которой чередуются участки привноса одних и выноса других элементов в весьма сложном сочетании.

Для оконтурирования рудных категорий в подобной ситуации автором ранее [Грицюк, 1973] предложен способ вычисления интегральных показателей рудоносности, значения которых в фоновых объектах равны нулю, а рудоносные площади фиксируются положительными значениями. Способ предполагает возможность совместной обработки качественных геологических и количественных геохимических данных, но в рамках этой статьи ограничимся упрощенным примером с использованием только геохимической информации.

Суммарная выборка, составленная по результатам анализа керновых проб из скважин, пройденных для обнаружения предполагаемого скрытого ртутного оруденения на одном из участков Мавринско-Матвеевской рудной зоны (рис. 5), подвергнута обработке на ЭВМ по стандартным программам с вычислением статистических параметров распределения, а также парных и частных коэффициентов корреляции содержаний большого числа элементов и их логарифмов. Установлено, что ртуть в суммарной выборке образует значимые положительные связи с сурьмой, барием и отрицательные — с литием, никелем, кобальтом, марганцем. Следовательно, аномальное поле рассеяния характеризуется повышенными содержаниями ртути, сурьмы, бария и, наоборот, более низкими — лития, никеля, кобальта и марганца, что иллюстрируется обработкой параметров распределения аномальной совокупности на геохимической номограмме [Грицюк, 1973]. Действительно, фигуративные точки ртути, сурьмы, бария попали в область избыточного контрастного распределения лития и никеля — дефицитного равномерного, а марганца и кобальта — дефицитного контрастного (рис. 6).

Для оконтурирования фиксируемой аномальным полем рассеяния рудной категории для каждой пробы вычислены значения интегрального показателя, суммирующего нормированные содержания ртути, сурьмы и бария и обратные величины нормированных содержаний лития, никеля, марганца и кобальта с вычетом в каждом случае числа членов уравнения, что приводит к центрированному распределению таких показателей со средним значением для фоновых проб, равным нулю. По левой домодальной ветви кривой распределения дан уровень случайных отклонений, а в области высоких положительных значений интегрального показателя — аномальная совокупность проб, определившая контуры рудного поля на рис. 5.

В дальнейшем те же вычисления были повторены для аномальной совокупности рудного поля и по согласованному повышению содержаний ртути, бария, сурьмы, серебра, циркония, стронция и хрома по отноше-

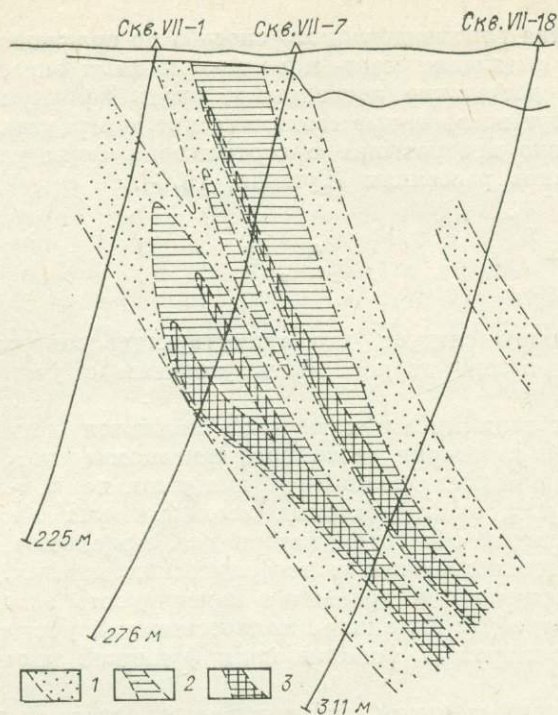


Рис. 5. Вероятностные контуры рудных категорий на участке Мавринско-Матвеевской ртутно-рудной зоны.

1 — зоны рассеянной минерализации в пределах рудного поля (0,0005%);
 2 — зоны рассеянной минерализации в пределах рудоносных зон (0,001%);
 3 — рудные столбы (0,002%). В скобках указаны средние содержания ртути в соответствующих зонах, фоновое содержание в пределах рудной зоны — 0,00007%.

нию к литию и марганцу вычислены значения интегральной функции и околонуриено положение следующей рудной категории более высокого порядка — рудоносных зон. И еще один раз была повторена процедура с новой аномальной совокупностью для околонуриования рудных столбов, в пределах которых относительно повышены содержания ртути, меди, свинца, стронция, серебра, сурьмы и мышьяка при отсутствии выноса каких-либо элементов.

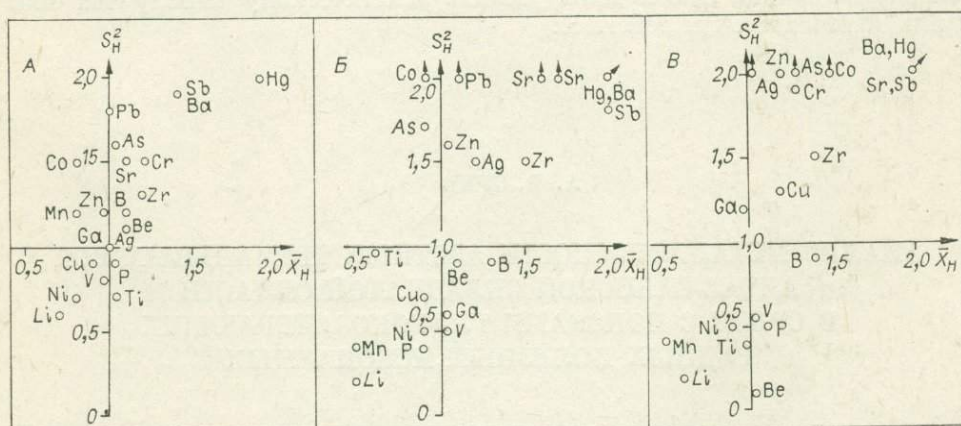


Рис. 6. Диаграмма распределения содержаний элементов в процессе формирования рудных категорий на участке Мавринско-Матвеевской рудной зоны.

А — рудное поле, Б — рудоносные зоны, В — рудные столбы.

Преимущества рекомендованного способа по сравнению с традиционными методами выделения моно- и полиэлементных эндогенных ореолов представляются достаточно очевидными, очень большую генетическую информацию несут построенные геохимические диаграммы, подтверждающие теоретические предпосылки о соответствии форм распределения и генетических типов рассеяния [Грицюк, 1973].

* *
*

Из изложенного следует, что существующие методы выделения и разбраковки аномалий должны быть уточнены с учетом следующих требований.

1. Объектом геохимических поисков являются не аномалии сами по себе, а рудные категории различного таксономического ранга в зависимости от масштаба исследований (рудные узлы, поля, тела и т. д.), соответствие которым оконтуриваемых геохимических аномалий нужно доказывать на стадии обработки материалов, привлекая весь комплекс геологических, геохимических и геофизических данных.

2. Пространственная и временная изменчивость экзогенных геохимических полей требует выполнять количественный учет такой изменчивости и аппроксимировать фоновые поля функцией множественной регрессии.

3. При последовательном оконтуривании эндогенных аномальных геохимических полей необходимо учитывать сложное сочетание привноса одних и выноса других элементов в процессе их формирования и наличие скачкообразной (в том числе инверсионной) изменчивости корреляционных связей между элементами при переходе от одной рудной категории к другой; генетическую информацию о процессах формирования аномальных геохимических полей несут в равной мере средние содержания и дисперсии элементов в соответствующих выборках.

Алгоритмизация процесса выявления и разбраковки аномалий при геохимических поисках требует не столько расширения используемых в настоящее время программ, сколько формализации полевой документации, экономически оправданной минимизации числа фиксируемых параметров на основе их количественной оценки как поисковых признаков искомого рудных категорий или внешних факторов, определяющих изменчивость экзогенных геохимических полей. И наконец, значительно больше внимания необходимо уделять генетическому смыслу тех или иных математических действий.

А. В. ЗУЕВ

АНАЛИЗ МЕТАЛЛОНОСНОСТИ АЗОТНЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ РУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Алтае-Саянская складчатая область, характеризующаяся сложным геологическим строением и многоэтапным полициклическим развитием магматизма и рудной минерализации, является областью развития магматизма и эндогенного оруденения трех тектоно-магматических циклов;

байкальского, салаиро-каледонского и герцинского [Кузнецов, 1967; Магакьян, 1974]. Эта территория преимущественно каледонской завершённой складчатости испытала и процессы тектоно-магматической активизации, характеризующейся широким развитием ртутных месторождений, размещающихся вдоль глубинных разломов, обрамляющих позднегерцинские прогибы. К проявлениям активизации относятся и излияния базальтовых лав (на востоке Тувы и в Восточном Саяне).

В размещении эндогенных месторождений Алтае-Саянской складчатой области большую роль играют глубинные разломы, большинство из которых заложилось в позднем докембрии, а затем неоднократно подновлялось. Большое значение в распределении и формировании гидротермальных рудных месторождений имели неотектонические подвижки. Альпийский тектогенез проявился в обновлении старых и образовании новых разломов и сдвигов. Проявление неотектонических движений привело к интенсивным блоковым поднятиям горных сооружений, к образованию новых и активизации древних глубинных разломов, отличающихся большой протяженностью (сотни километров) и значительной амплитудой (многие километры) при ширине 15—20 км [Янов, 1966].

Наиболее интенсивно неотектонические движения происходили в южной части рассматриваемого региона, что фиксируется выходами здесь термальных (азотных и углекислых) вод (см. рисунок), связанных с зонами разломов, испытавших наиболее активно подвижки в кайнозойское время. Наиболее глубокие региональные разломы выводят азотные термы, известные в Горном Алтае, Саянах и Туве, отличающиеся высокой температурой (до 85°C).

Азотные термы являются щелочными (рН = 7—8), гидрокарбонатными натриевыми, иногда кальциевыми и сульфатными натриевыми (см. таблицу). Гидрокарбонатные натриевые азотные термы менее минерализованы (0,2—0,4 г/л), чем сульфатные натриевые (0,4—1,1 г/л). Характерно для азотных терм повышенное содержание кремнекислоты (до

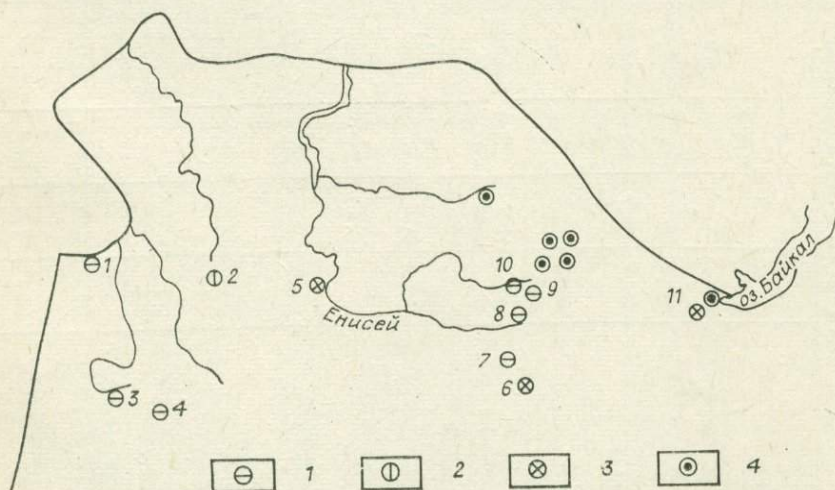


Схема выходов термальных вод в Алтае-Саянской складчатой области. Масштаб 1 : 10 000 000.

1—6 — проявления термальных вод: 1 — гидрокарбонатных натриевых азотных, 2 — гидрокарбонатных кальциевых азотных, 3 — сульфатных натриевых азотных, 4 — гидрокарбонатных разного катионного состава, углекислых и углекисло-азотных.

Цифры на схеме — азотные термальные источники: 1 — Белокурухинский, 2 — Абаканский, 3 — Рахмановский, 4 — Джумалинский, 5 — Урынский, 6 — Тарьёвский, 7 — Терехольский, 8 — Джиглагинский, 9 — Уш-Бельдирский, 10 — Маймалышский, 11 — Нилова Пустынь.

Химический состав щелочных гидрокарбонатных и сульфатных азотных термальных вод, по материалам Е. В. Пиннекера (1969), Г. А. Асташкиной за 1965 г., О. М. Гирфановой за 1972 г., М. Л. Хромовой за 1963 г. и др.

Номер на рисунке	Формула Курлова	Т, °С	рН	мг/л										
				H ₂ SiO ₃	F	Li	Sr	Ba	Ag	Mn	Mo	Cu	Zn	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
1	$M_{0,3} \frac{(HCO_3 + CO_3)_{41}SO_4 35Cl 13F_{10}}{(Na+K)90Ca6Mg4}$	37,9	8,7	58	140	(0,25)	(Сл.)	(Не обн.)	(Не обн.)	(Сл.)	(Сл.)	(0,003)	(Не обн.)	
2	$M_{0,3} \frac{HCO_3 88C 16SO_4 5}{Ca47Na29Mg22}$	38,8	7,2	75	Нет данных									
3	$M_{0,2} \frac{HCO_3 76SO_4 16C 18}{(Na+K)66Ca20Mg14}$	42	Нет данных	Нет данных		(0,6)	(0,06)	(0,02)	(0,002)	(0,002)	(0,2)	(0,006)	(0,4)	
4	$M_{0,3} \frac{HCO_3 40SO_4 29Cl 25F 6}{Na89Ca6Mg3}$	19	6,9	64	4,0	(0,9)	(1,3)	(0,03)	(Не обн.)	(0,016)	(0,48)	(0,029)	(0,026)	
5	$M_{0,4} \frac{SO_4 32CO_3 26Cl 26 HCO_3 14F 14}{Na65Ca22Mg12K 1}$	22	7,8	77,6	4,2	0,04	Не обн.	(Не обн.)	(Сл.)	(Не обн.)	(Сл.)	(Сл.)	(Не обн.)	
6	$M_{0,6} \frac{SO_4 70 CO_3 11F_9 HCO_3 C_{13}}{Na95Ca2K 2}$	45,5	8,4	95	12,8	Сл.	»	(Сл.)	(Не обн.)	(0,05)	(Не обн.)	(Не обн.)	(0,05)	
7	$M_{0,4} \frac{HCO_3 66SO_4 20F 9C 14}{Na64Ca17NH_4 9 Mg 7K 3}$	21	7,0	31,1	8,0	»	»	(0,1)	(Сл.)	(0,2)	»	(Сл.)	(Не обн.)	
8	$M_{0,3} \frac{HCO_3 72Cl 15CO_3 7SO_4 6}{(Na+K)43Ca28Mg28}$	58	7,6	82	Нет данных		0,03	Сл.	(Сл.)	»	(0,15)	(Сл.)	»	(Сл.)
9	$M_{0,4} \frac{CO_3 42SO_4 30Cl 13F 7HCO_3 7}{Na77Mg12NH_4 7K 3Ca 1}$	84	8,4	130	8,0	Сл.	Не обн.	(Не обн.)	(Не обн.)	(0,03)	(0,03)	»	(0,07)	
10	$M_{0,3} \frac{HCO_3 42SO_4 26Cl 16CO_3 12F 4}{Na92Ca6K 2}$	39	7,5	57,1	2,2	0,07	»	»	»	(0,02)	(0,02)	»	(0,02)	
11	$M_{1,1} \frac{SO_4 84HCO_3 8C 15}{Na76Ca21Mg2K 1}$	42,2	8,5	76,7	8,0	3,0	3,0	»	»	(0,02)	(0,1)	»	»	

Номер на рисунке	Формула Курлова	Т, °С	рН	мг/л								
				Zr	Ti	W	Ga	Ge	Sn	Cr	Pb	Ni
1	2	3	4	15	16	17	18	19	20	21	22	23
1	$M_{0,3} \frac{(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3)_{41}\text{SO}_4\text{35Cl13F}_{10}}{(\text{Na} + \text{K})90\text{Ca6Mg4}}$	37,9	8,7	(Не обн.)	(Сл.)	(0,127)	(0,003)	(Сл.)	(Не обн.)	(Не обн.)	(Не обн.)	(Не обн.)
2	$M_{0,3} \frac{\text{HCO}_3\text{88C16SO}_4\text{5}}{\text{Ca47Na29Mg22}}$	38,8	7,2	Нет данных								
3	$M_{0,2} \frac{\text{HCO}_3\text{76SO}_4\text{16C18}}{(\text{Na} + \text{K})66\text{Ca20Mg14}}$	42	Нет данных	(0,002)	(0,4)	(0,4)	(0,0006)	(Не обн.)	(0,009)	(0,015)	(0,03)	Сл.
4	$M_{0,3} \frac{\text{HCO}_3\text{40SO}_4\text{29Cl25F6}}{\text{Na89Ca6Mg3}}$	19	6,9	(Не обн.)	(0,002)	(0,6)	Не опр.	(0,016)	Не опр.	(0,022)	(0,003)	Не опр.
5	$M_{0,4} \frac{\text{SO}_4\text{32CO}_3\text{26Cl26HCO}_3\text{14F14}}{\text{Na65Ca22Mg12K1}}$	22	7,8	»	(Не обн.)	(Не обн.)	(Не обн.)	(Не обн.)	»	(Не обн.)		
6	$M_{0,6} \frac{\text{SO}_4\text{70CO}_3\text{11F}_9\text{HCO}_3\text{C}_{13}}{\text{Na95Ca2K2}}$	45,5	8,4	»	(Сл.)	»	(Сл.)	(Сл.)	(Не обн.)	(Сл.)	»	»
7	$M_{0,4} \frac{\text{HCO}_3\text{66SO}_4\text{20F9C14}}{\text{Na64Ca17NH}_4\text{9Mg7K3}}$	21	7,0	»	(0,2)	»	(Не обн.)	»	»	»	(0,003)	(Сл.)
8	$M_{0,3} \frac{\text{HCO}_3\text{72Cl15CO}_3\text{7SO}_4\text{6}}{(\text{Na} + \text{K})43\text{Ca28Mg28}}$	58	7,6	»	(0,02)	»	(Сл.)	(Не обн.)	(Не обн.)	»	(Сл.)	»
9	$M_{0,4} \frac{\text{CO}_3\text{42SO}_4\text{30Cl13F7HCO}_3\text{7}}{\text{Na77Mg12NH}_4\text{7K3Ca1}}$	84	8,4	»	(0,33)	»	»	(Сл.)	(Сл.)	(Не обн.)	»	»
10	$M_{0,3} \frac{\text{HCO}_3\text{42SO}_4\text{26Cl16CO}_3\text{12F4}}{\text{Na92Ca6K2}}$	39	7,6	(Сл.)	(0,2)	»	(Не обн.)	»	(Не обн.)	(Сл.)	»	»
11	$M_{1,1} \frac{\text{SO}_4\text{84HCO}_3\text{8C15}}{\text{Na76Ca21Mg2K1}}$	42,2	8,5	(0,4)	(0,3)	(0,3)	»	(0,01)	»	»	»	»

Примечание. 1 — Белокурихинские термы; 2—7 — источники: 2 — Абаканский, 3 — Рахмановский, 4 — Джумалинский, 5 — Урынский, 6 — Тарынский, 7 — Терехольский; 8 — Дзиглагинские термы; 9 — Уш-Бельдирские термы; 10 — Маймалышский источник; 11 — источник Нилова Пустынь. Содержания элементов, показанные без скобок, получены по данным химических определений; то же, в скобках — по данным спектральных анализов. В источниках 5, 7, 8, 9, 10, 11 определялись, но не были обнаружены La, Y, Ta, Te, Sb, Co, Nb, Bi, In, So, Pa (спектральный анализ). Установлены (мг/л) в источниках: 4 — Be — (0,0003); 5 — Hg — 0,0005; 6 — Hg — 0,0003; 8 — Hg — 0,0005; 10 — P — 0,005

130 мг/л), фтора (до 12—14 мг/л) [Шиннекер, 1969]. Нередко в азотных термах обнаруживаются в повышенных количествах (мг/л) литий (до 3), молибден (до 0,48) и вольфрам (до 0,6) (см. таблицу). Наиболее высокие содержания вольфрама, молибдена обнаружены в Джумалинских (источник 4) и Рахмановских (источник 3) термах, а также в термальных водах источника Нилова Пустынь (источник 11). Некоторые азотные термы (Уш-Бельдир, источник 9, Тарыс, источник 6, Терехольский, источник 7) содержат сероводород до 12—17 мг/л. Концентрация радона в азотных термах низка — 1—30 эман. Исключение составляют термы Белокурихинские (источник 1; радона до 118 эман) и Ниловой Пустыни (источник 11; радона до 20 эман).

Анализ металлоносности термальных вод Алтае-Саянской складчатой области показывает, что среди азотных термальных вод наибольшим спектром металлов, выявленных в повышенных количествах, выделяются Джумалинские (источник 4) и Рахмановские (источник 3). Джумалинские и Рахмановские термальные источники (юг Горного Алтая) отличаются значительным содержанием вольфрама (0,1—0,6 мг/л), молибдена (0,2—0,48 мг/л), а также повышенными количествами германия, циркония и других металлов. С. Р. Крайновым (1973) обстоятельно рассмотрены вопросы миграции вольфрама в азотных термах. Повышенные содержания вольфрама в термальных азотных водах объясняются им наличием щелочной натриевой среды, благоприятной для миграции вольфрама, и геохимическими особенностями пород. Считается, что вольфрам обнаруживается преимущественно в азотных термах, связанных с гранитоидными породами. Это объясняется более высокими средними содержаниями вольфрама в гранитоидах и с более благоприятными для выщелачивания формами нахождения вольфрама. Устанавливается, что максимальные содержания вольфрама выявляются в термах, выщелачивающих гранитоиды, с которыми генетически связаны месторождения вольфрама. Термы, обогащенные вольфрамом (с максимальными его количествами), формируются в провинциях с вольфрамовой специализацией [Крайнов, 1973]. Содержание вольфрама (0,6 мг/л), выявленное в Джумалинских термах, превышает максимальные известные количества этого элемента в термальных азотных водах, составляющих 0,2—0,3 мг/л (термы Яшиль-Куль на Памире, Ходжа-Оби-Гарм в Западном Тянь-Шане и др.) [Крайнов, 1973].

Сопоставление данных по металлоносности Джумалинских и Рахмановских азотных терм, связанных с гранитоидными интрузиями девонского возраста, с металлогенией района показывает, что эти термы отражают влияние рудной минерализации, содержащейся в породах. Эти термальные источники развиты в пределах известной вольфрам-молибденовой металлогенической зоны; в этом же районе известны вольфрамовые месторождения.

Интересен с точки зрения возможного выявления вольфрамовой минерализации район выхода азотных терм Нилова Пустынь, связанных с гранитами докембрия. Помимо высоких значений вольфрама (0,3 мг/л) в этих термах обнаружены повышенные содержания молибдена, циркония, германия и др.

Проведенный анализ металлоносности азотных термальных вод Алтае-Саянской складчатой области позволяет считать возможным использование этих данных в отношении металлогенического прогнозирования крупных тектонических блоков. Наиболее перспективна, судя по выполненному гидрогеохимическому анализу, в отношении возможного обнаружения молибден-вольфрамового оруденения, южная часть Горного Алтая.

К ВОПРОСУ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЮГА АРМЯНСКОЙ ССР

С целью выявления перспективных площадей на сульфидное оруденение Зангезурского рудного района Армянской ССР впервые комплексно проводились исследования по поисковым методам гидрогеохимии и гидроэлектротметрии в масштабе 1 : 100 000.

Исследовались широко распространенные поверхностные водотоки и грунтово-трещинные воды глубокого залегания (до 300 м) в пределах Дастакертского, Гехинского, Каджаранского, Джиндаринского рудных полей, выбранные в качестве моделей для всего региона. Последний входит в складчатую зону Армянской ССР и сложен вулканогенно-осадочными отложениями палеозоя и палеогена, интенсивно дислоцированными массивами гранитоидных интрузий.

В основу методических исследований легли общепринятые методические разработки [Голева и др., 1968; Колотов, Киселева, 1975; Никитина, 1977] с некоторыми дополнениями, продиктованными конкретными природными условиями изучаемого региона. В полевых условиях проводились комбинированные измерения электросопротивляемости, окислительно-восстановительного потенциала, водородного показателя, устранение органического компонента перекисью водорода (в полевых условиях) с последующим концентрированием микрокомпонентов сорбентом (хлорлигнин + БАУ). При проведении электрометрических измерений, особенно по поверхностным водотокам, для химического анализа отбирались те пробы воды, где показатели электросопротивляемости ниже фоновых, тем самым сокращалось количество проб. Определено, что доля органики в минеральном балансе веществ ореольных вод региона составляет 10—50%, поэтому концентрированию, химическому и спектральному определению элементов-индикаторов предшествовало термическое разрушение при 300°C аналитически трудно определяемых неорганических и металлоорганических комплексных соединений [Кюрегян, 1977]. Установлено, что после обработки проб термическим способом и перекисью водорода содержание молибдена, меди, цинка, свинца, серебра, бериллия и других элементов-индикаторов увеличивалось от 1,3 до 2 раз.

В практике и теории гидрогеохимических поисков полезных ископаемых исследователи сталкиваются с данными, представленными неоднородностью размаха выборки, что часто затрудняет их интерпретацию. Чтобы несколько уменьшить такое влияние, исходные данные преобразовываются логарифмически, таким образом приближая доверительный интервал среднего к истинным значениям и уменьшая дисперсию выборки. Это особо важно не только при использовании статистического анализа выборки с большим размахом содержаний элементов-индикаторов, но и для более чувствительных видов анализа — корреляционного и дисперсионного. При преобразовании концентраций элементов-индикаторов (C), предпочтение отдается уравнению $C = \lg ([C]_{\text{эл.-инд}} + 0,375)$, где $[C]_{\text{эл.-инд}}$ — известная концентрация элемента-индикатора в воде; 0,375 — постоянное число, выравнивающее флуктуации субъективных факторов пробоотбора и анализа, улучшающее однородность выборки.

В практике геохимических методов поисков часто ставится вопрос о представительности фактического материала, получаемого эмиссионным спектральным методом. Если приведенный материал подвергнуть количественному анализу, то последнее вызвало бы экономически неоправданные расходы. С этих позиций был проведен опыт для сравнения средних значений содержаний и их дисперсий по молибдену, меди, цинку в ореольных

Элемент-индикатор	Метод анализа				F-критерий, расчетный
	1, $f_1=68$		2, $f_2=74$		
	Среднее содержание, $n \cdot 10^{-3}$ мг/л	$S_{1,}$ $n \cdot 10^{-6}$	Среднее содержание, $n \cdot 10^{-3}$ мг/л	$S_{2,}$ $n \cdot 10^{-6}$	
Молибден	6,3	1,44	3,2	0,9	1,6
Медь	15,0	17,6	30,0	11,6	1,5
Цинк	35,0	53,3	40,0	36,2	1,4

водах Гехинского рудного поля, полученных методом приближенно-количественного спектрального на ДФС-13 (см. таблицу — 1) и количественным колориметрическим (см. таблицу — 2) анализами.

Решив задачу по F-критерию, устанавливаем, что значения средних и квадратичных ошибок относятся к одной и той же совокупности и не противоречат проверяемой гипотезе, потому что $F_{расч} < F_{табл}$ ($a = 0,01$; $f_1 = 68$; $f_2 = 74$) = 1,8 и между данными двух методов особой разницы нет. Для большей убедительности прибегнем к более чувствительному G-критерию Кочрена. Если $G_{расч} < G_{табл}$, то нет оснований отвергать нулевую гипотезу. В нашем случае $G_{расч} [Cu] = 0,60$; $[Zn] = 0,58$; $[Mo] = 0,61 < G_{табл} [a = 0,01$; $f = 70$; $l = 2] = 0,66$, т. е. дисперсии различаются незначимо, а поэтому и нет существенных различий между средними значениями элементов-индикаторов, проанализированных разными статистическими и аналитическими методами. Р. И. Дубов (1974) также приводит убедительную аргументацию в пользу спектрохимического метода при условии, что выдерживается требовательность к его высокой точности.

Достигая такой высокой методической эффективности при проведении гидрогеохимических исследований на выбранных моделях рудных полей, в регионе были выделены четкие границы фоновых и ореольных вод, в которых установлена закономерность между понижением удельного электрического сопротивления до 20 Ом·м и повышением минерализации до 1,5 г/л при фоновых параметрах, соответственно 60 Ом·м и 0,5 г/л.

Исходя из принципа глубинности гидрогеохимического метода, было обращено внимание на грунтово-трещинный тип вод, выходящих на дневную поверхность в отрицательных эрозионных срезях рельефа. Эти воды наиболее полно отражают геохимическую обстановку и непосредственно соприкасаются с рудными телами и их первичными ореолами. Из широкой гаммы микроэлементов (~30), обнаруженных в грунтово-трещинных ореольных водах, методом корреляционного анализа были выделены главные (молибден, цинк, свинец, серебро) и косвенные (сурьма, мышьяк, галлий, германий, бериллий) элементы, наиболее полно характеризующие тесноту связи их в водах и первичных ореолах. Выборочным коэффициентом корреляции принято число 0,7 и более, несмотря на то, что при степенях свободы 70 и с вероятностью $P = 95\%$ он равен 0,23. При таких величинах тенденция связи является устойчивой. Применение столь строгого критерия коэффициента корреляции вызвано тем, что в маломинерализованных водах ($M \leq 1,0$ г/л) из микрокомпонентного состава практически трудно выделять доминирующие элементы-индикаторы, отражающие точно признаки рудопроявлений. При статистической обработке выборки, состоящей из числовых показателей, которые соответствуют коэффициентам парной корреляции, были выделены три интервала ($\bar{X}_{коэф.кор} + nS$; $n = 1, 2, 3$) с постоянной тенденцией убывания связи между элементами-индикаторами.

Для молибденового и смешанного типа оруденений и их эндогенных ореолов такая градация достаточно полно отражает поперечную геохими-

ческую зональность. Так, например, медь и молибден распределяются в центре ореола, а цинк, свинец, серебро, бериллий по периферии. Эта зональность подтверждается также строением ореолов рассеяния и избирательным накоплением молибдена и меди на уровне выклинивания рудных тел в экзоконтактовых частях гранодиоритов, а серебра, сурьмы — в вулканогенно-осадочных образованиях, претерпевших гидротермальное изменение тектоно-магматическими процессами верхнеэоценового времени. Зональное распределение подтверждается также миграционными способностями и коэффициентами аномальности рудных элементов, ряды убывания которых расположены друг к другу обратно пропорционально: $Sb > Ag > Zn > Be > Cu > Mo - K_{\text{водн.мигр}}; Mo > Cu > Zn > Pb > Sb > Ag > Be - K_{\text{ан}}$.

Полученные ряды позволили конкретизировать представление о зональности эндогенных ореолов по водным ореолам рассеяния и построить мультипликативные соотношения элементов-индикаторов по убыванию их аномальности и интенсивности миграции: $Zn \cdot Pb / Mo \cdot Cu$ и $Be^2 / Sb \cdot Ag$.

Мультипликативные соотношения и их изолинии устраняют один из основных недостатков гидрогеохимических поисков — большое простираание водных ореолов элементов-индикаторов, и тем самым уточняют местонахождение скрытого оруденения.

На построенных мультипликативных гидрогеохимических картах поперечная зональность проявляется пространственно: от медно-молибденовых рудопроявлений в эпигенетических частях гранодиоритов до полиметаллических рудопроявлений в андезито-базальтовых порфиритах.

Водные ореолы рассеяния по соотношениям $Zn \cdot Pb / Mo \cdot Cu$ выше порога аномальности проявляются в местах распространения вулканогенно-осадочного комплекса. По сравнению с ними изолинии $Be^2 / Ag \cdot Sb$ более контрастно отражают экзоконтактовые части интрузивных массивов и указывают на характер надрудной части геохимической зональности.

Из зафиксированных аномальных участков рудного района 11 четко совпали по данным двух методов и были рекомендованы для проведения более детальных поисков. Впоследствии горнопроходческими работами на участке Мегерли были выявлены новые медно-молибденовые тела жильного характера с вертикальным падением.

В. П. УДОДОВ, Г. А. ШЕМЕТОВ, О. П. МЕЗЕНЦЕВА

«МАЛЫЕ» ЭЛЕМЕНТЫ В ДЕВОНСКИХ ПОРОДАХ И ПРИРОДНЫХ ВОДАХ ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

Данная статья ставит своей целью сопоставление усредненных концентраций «малых» элементов в девонских породах Уйменско-Лебедской структурно-формационной зоны (УЛСФЗ) Восточного Алтая с «фоновыми» концентрациями этих элементов в природных водах данного района.

В горных породах определение концентраций «малых» элементов производилось по стандартной методике полуколичественного спектрального анализа в центральной лаборатории Западно-Сибирского геолуправления по заказам Новокузнецкого пединститута. Предыдущими исследованиями [Кашинова, Удодов, 1967] был выявлен комплекс «малых» элементов, образующих в горных породах концентрации, доступные для полуколичественного спектрального анализа: медь, цинк, свинец, никель, кобальт, ванадий, хром, титан, марганец, барий, бор, цирконий, стронций. Проведенные нами сопоставления величин ошибки измерения полуколичественного спектрального анализа с величиной естественного разброса концентраций в горных породах показали, что повышения точности вы-

числения усредненных концентраций «малых» элементов в породах следует добиваться увеличением количества образцов, а не заменой полуколичественного спектрального анализа количественным.

Спектральному анализу было подвергнуто 420 образцов девонских пород УЛСФЗ, из которых 192 приходилось на эффузивы, а остальные 228 — на осадочные породы. В результате петрографических исследований эффузивы были подразделены на пять групп: базальты (31 образец), андезиты (14 образцов), дациты (18 образцов), липариты (31 образец). Осадочные породы для удобства сопоставления с кларковыми величинами концентраций «малых» элементов были подразделены на три группы: мелкообломочные породы, пелитолиты, существенно карбонатные породы.

Данные спектрального анализа были обработаны сотрудниками математической партии Западно-Сибирского геолуправления. Проведенные ими вычисления включали в себя определения величин средней концентрации (X_{cp}), стандартного отклонения и критериев нормальности по Д. А. Родионову (1964) для каждой из выделенных нами петрографических групп. В группах эффузивных пород распределение концентраций «малых» элементов обычно соответствовало нормальному закону, а в группах осадочных пород — логнормальному. Вычисленные таким образом усредненные концентрации «малых» элементов (X_{cp}) сопоставлялись с соответствующими кларковыми величинами.

Сравнение усредненных концентраций «малых» элементов в эффузивных породах с кларками этих элементов в магматических породах соответствующей основности по А. П. Виноградову (1962) показывает, что содержания кобальта, никеля, меди, свинца в девонских эффузивах УЛСФЗ в 1,5—2 раза ниже кларковых; содержания титана, цинка, ванадия, хрома близки к кларкам; содержания бария бора, марганца, циркония в 1,3—2,5 раза превышают кларки этих элементов.

Следует однако иметь в виду, что эти кларки составлены без подразделения пород на интрузивные и эффузивные, в силу чего правомерность проведенных выше сопоставлений не может считаться безусловной. Тем больший интерес представляет сравнение вычисленных нами усредненных концентраций «малых» элементов в базальтах уйменско-лебедского девона с кларком базальтов по К. К. Турекьяну и К. Н. Ведеполу [Turekian, Wedepohl, 1961]. Оказалось, что концентрации свинца, никеля, ванадия и циркония близки к кларкам, а содержания бария, марганца, хрома превышают кларки в 1,5—2 раза. По сравнению с девонскими эффузивами Кузнецкого Алатау, изученными В. П. Болгухиным, и силуро-девонскими эффузивами Урала [Сидоренко и др., 1964] рассматриваемые породы несколько обогащены (в 1,5—2,6 раза) кобальтом, барием, никелем, марганцем, цирконием, ванадием, хромом. Величины концентраций меди, свинца, титана в девонских эффузивах этих трех регионов примерно одинаковы.

Проведенные сопоставления показывают, что девонские эффузивы УЛСФЗ характеризуются повышенными фоновыми концентрациями марганца, бария, циркония и, возможно, бора. Концентрации цинка, ванадия, хрома близки к кларковым (по А. П. Виноградову и Шоу) и выше, чем в соответствующих породах Урала и Кузнецкого Алатау. Концентрации кобальта и никеля ниже кларковых, но также выше, чем в аналогичных породах указанных регионов. Можно полагать, что обедненность этими пятью элементами, равно как медью и свинцом, вообще присуща среднепалеозойским эффузивам. Концентрации титана близки как к кларкам, так и к содержаниям этого элемента в девонских эффузивах Урала и Кузнецкого Алатау.

Оценка обогащенности «малыми» элементами осадочных пород уйменско-лебедского девона производилась на основе сопоставления вычисленных нами усредненных концентраций этих элементов в основных

группах исследуемых пород (мелкообломочные породы, пелитолиты, существенно карбонатные породы с соответствующими кларками [Rankama, Sahama, 1955; Turekian, Wedepohl, 1961; Виноградов, 1962]). Несмотря на значительные расхождения кларковых величин разных авторов, результаты сопоставления оказываются вполне однозначными.

1. Все три типа осадочных пород уйменско-лебедского девона (мелкообломочные породы, пелитолиты, существенно карбонатные породы) характеризуются повышенными концентрациями марганца и цинка (в 1,5—2 раза выше кларковых) и пониженными концентрациями циркония (в 2 раза ниже кларковых).

2. Мелкообломочные породы характеризуются повышенными концентрациями «малых» элементов (за исключением циркония), превышающими кларки песчаников в 2—5 раз.

3. В пелитолитах, напротив, концентрации «малых» элементов, кроме марганца и цинка, оказываются существенно пониженными по сравнению с кларками глинистых пород (в 1,5—5 раз).

4. В существенно карбонатных породах (известняках и глинистых известняках) повышены по сравнению с кларками известняков концентрации бария, марганца, титана, меди, цинка (в 2—6 раз) и понижены концентрации никеля, циркония, стронция (в 3—6 раз). Концентрации бора, ванадия, кобальта, свинца, цинка, хрома примерно соответствуют кларкам.

Описанные выше особенности распределения «малых» элементов в осадочных породах уйменско-лебедского девона не позволяют дать однозначную оценку степени обогащенности этих пород данными элементами (кроме марганца, цинка и циркония). В целом результаты проведенных исследований свидетельствуют об обогащенности марганцем осадочных и эффузивных пород уйменско-лебедского девона. Наличие высоких концентраций марганца (0,05—0,55%) в девонских породах Уйменско-Лебедской зоны позволяет отнести ее к площадям рассеянной минерализации данного элемента [по И. И. Гинзбургу, 1957]. Этот факт должен учитываться при составлении прогнозных металлогенических карт Алтае-Саянской горноскладчатой области.

Природные воды УЛСФЗ, судя по данным 72 химических анализов, принадлежат к гидрокарбонатно-кальциевому типу и характеризуются низкой минерализацией. Расчет «фоновых» концентраций «малых» элементов в природных водах базировался на результатах спектрального анализа 63 водных концентратов, отобранных по методике ТПИ вблизи границы высоко- и среднегорья. Спектральный анализ был выполнен в проблемной геологической лаборатории Томского политехнического института. «Фоновые» концентрации были рассчитаны для 8 элементов (медь, свинец, цинк, барий, марганец, серебро, титан, хром), обнаруженных во всех пробах. Расчет проведен по методике Н. А. Туманова (1963).

Вычисленные величины были сопоставлены с данными С. Л. Шварцева (19786) о содержании этих элементов в природных водах западного склона Кузнецкого Алатау. Последние весьма близки подземным водам УЛСФЗ по величинам рН, общей минерализации, составу микрокомпонентов. Широкое распространение в Кузнецком Алатау имеют девонские эффузивы, сопоставленные нами по составу «малых» элементов с соответствующими породами УЛСФЗ. Результаты сравнения показывают, что: концентрации свинца, цинка, бария, хрома в природных водах УЛСФЗ несколько ниже концентраций этих элементов в природных водах Кузнецкого Алатау (в 2—4 раза); концентрации меди и серебра оказываются несколько повышенными (в 1,5—2 раза); резко пониженными в природных водах УЛСФЗ являются концентрации титана и марганца (примерно в 20 раз). Приблизительно такие же выводы получаются при сопоставлении рассматриваемых нами вод с водами прилегающих территорий Горного Алтая, изученными С. Л. Шварцевым и другими в Томском политехническом

институте [Шварцев, 1978]. В целом оказывается, что природные воды УЛСФЗ характеризуются пониженными концентрациями «малых» элементов, особенно марганца и титана.

Для объяснения выявленных нами существенных различий между концентрациями «малых» элементов в горных породах и природных водах УЛСФЗ необходимо проведение дальнейших исследований. Полученные предварительные результаты вполне согласуются с представлениями А. М. Овчинникова, указывавшего, что химический состав природных вод определяется не столько химическим составом вмещающих пород, сколько спецификой режимов их формирования.

Е. М. ДУТОВА, Ю. Г. КОПЫЛОВА, Д. Т. САЛИМБАЕВА,
З. В. ТУПЧИЙ, В. Я. БЫЧКОВ

ИЗУЧЕНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВОД ПРИ ВЫДЕЛЕНИИ И ОБОСНОВАНИИ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

Проблема обнаружения скрытых глубокозалегающих месторождений особенно остро стоит в районах с известными россыпными месторождениями, и для успешного ее решения требуется широкое применение и развитие различных поисковых методов, обладающих повышенной глубиной, в том числе и гидрогеохимического. Возможность его использования в целях поисков месторождений золота доказана в Забайкалье Ю. Ф. Погребняком, в Средней Азии Э. П. Голевой, С. Л. Шварцевым, в Казахстане А. П. Кобзарь, в Якутии В. Н. Макаровым, в Восточной Сибири В. В. Поликарпочкиным, В. А. Загоскиным и др. Опытом предыдущих многолетних гидрогеохимических исследований подчеркивается наибольшая целесообразность и с экономической, и с научной точки зрения одновременного проведения на начальных стадиях исследований поисков по литохимическим и гидрогеохимическим потокам рассеяния.

В статье рассматриваются результаты гидрогеохимических исследований в одном из низкогорных районов Западной Сибири. Главное внимание уделено особенностям формирования химического состава вод, составляющих основу интерпретации гидрогеохимических аномалий.

Район исследований приурочен к антиклинальной структуре. В ядре антиклинали залегают вулканогенно-осадочные и метаморфические раннекембрийские образования печеркинской свиты. Крылья ее сложены терригенно-карбонатными отложениями нижнего кембрия (суенгинской свиты).

Широко развиты на исследуемой территории интрузивные образования: плагиограниты нижнего кембрия, диориты среднего — верхнего кембрия и липодиориты (габбро-диориты и кварцевые диориты) среднего — верхнего кембрия. Со становлениями малых интрузий в основном кислого состава связаны проявления золоторудных формаций.

Четвертичные отложения почти сплошным чехлом покрывают район исследований: на водоразделах они представлены ниже-среднечетвертными золотыми лессовидными суглинками мощностью от 5 до 15 м, в основании — погребенными аллювиальными отложениями раннечетвертичной речной сети, в гравийно-галечниковых отложениях которых отмечаются россыпи золота.

Химический состав подземных вод в районе исследований характеризуется достаточно разнообразными значениями рН (5,9—8,4), общей минерализацией вод (от 80 до 700 мг/л), что определяется совместным проявлением различных факторов на разных этапах их формирования [Швар-

цев, 1978а]. На литогенном этапе основное значение при этом имеет состав вмещающих отложений. Определенное влияние на химический состав вод оказывают особенности рельефа, в частности элементы морфоструктур, отличающиеся по преобладающему характеру водных потоков, выделение которых проведено на основе карт базисной поверхности и морфоструктурно-гидрогеологического районирования, глубинам залегания вод и относительным уровням дренирования [Лукин и др., 1978; Копылова и др., 1975; Рассказов и др., 1979].

Подземные воды исследуемой территории имеют преимущественно инфильтрационное питание в пределах площади распространения. Следовательно, самое первое обогащение вод химическими элементами в районе исследований отмечается в процессе инфильтрации атмосферных осадков, доля которых в обогащении грунтовых вод химическими элементами (Са, Mg, Na) не превышает 10% (по сравнению с водами почвенных горизонтов). В процессе биогенной метаморфизации при взаимодействии с почвенными горизонтами наиболее существенно воды обогащаются ионами водорода, углерода (только в форме HCO_3^- — до 25%). Основное же обогащение вод химическими элементами происходит при взаимодействии их с горными породами.

Анализ составленных для исследуемой территории карт изобазит водной поверхности 2-го и 3-го порядков, рассматриваемых нами как карты гидроизогипс [Удодов и др., 1978; Лукин и др., 1978], показывает, что обеспеченное подземное питание имеют речные долины 2-го порядка, для которых отмечается наибольшее число истоков рек, а уровень дренирования составляет от 400 до 300 м. Для речных долин 3-го порядка уровень дренирования ниже 300 м. Таким образом, сравнение средних содержаний химических элементов в водах этих двух порядков позволяет косвенно проследить изменение химического состава вод при проникновении их примерно на глубину до 100 м. Полученные данные показывают, что при таком увеличении глубины проникновения вод в отложения печеркинской свиты происходит повышение содержания натрия в водах более глубокого уровня стока в четыре раза, а в отложениях суенгинской свиты до двух раз. Содержание кальция изменяется мало и практически остается постоянным. Неоднозначность поведения натрия и кальция в водах при увеличении глубины их проникновения и соответственно времени взаимодействия свидетельствует о разных источниках обогащения вод этими элементами и о разных процессах растворения вмещающих отложений.

Не менее интересные выводы получены при исследовании влияния на химический состав вод морфоструктурных элементов рельефа, выделенных на исследуемой территории А. А. Лукиным. Отмечается увеличение содержания натрия в водах по мере движения их от морфоструктур переходных типов к морфоструктурам опускания, являющихся благоприятными для восходящих фильтрационных потоков. При увеличении глубины инфильтрации вод происходит повышение рН: от 7,3 в водах отложений суенгинской до 7,7 в отложениях печеркинской свит нижнего кембрия. В поведении кальция установлена зависимость от состава вмещающих отложений: в карбонатно-терригенных отложениях суенгинской свиты повышается его содержание по мере увеличения глубины проникновения вод от 30 до 80 мг/л, в то время как в отложениях печеркинской свиты наибольшие содержания его отмечаются в морфоструктурах поднятий (90 мг/л) и наименьшие в морфоструктурах опусканий (79 мг/л).

Поведение углекислого газа определяется также характером морфоструктур: наибольшие его содержания отмечаются в водах морфоструктур переходного типа (в отложениях печеркинской свиты) от 6,3 до 8,5 мг/л, в то время как в водах поднятий его содержания составляют 3,1 мг/л. Причем в водах отложений суенгинской свиты его содержание выше, чем в печеркинской (6—10 мг/л). Увеличение свободной углекислоты более чем в 2,5 раза в отложениях печеркинской свиты при переходе от морфострук-

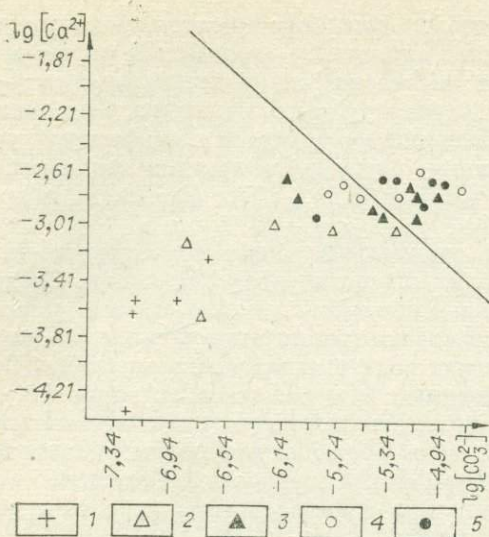


Рис. 1. Насыщение вод относительно CaCO_3 . Воды: 1 — почвенных горизонтов, 2 — элювиально-делювиальных отложений, 3 — карбонатно-терригенных и вулканогенно-осадочных отложений верхних уровней стока, 4 — карбонатно-терригенных отложений глубоких уровней стока, 5 — вулканогенно-осадочных отложений глубоких уровней стока.

тур поднятий к переходному типу позволяет предполагать поступление углекислого газа по ослабленным зонам переходных морфоструктур за счет разрушения органических веществ водовмещающих пород.

Таким образом, особенности рельефа в значительной мере определяют гидродинамические условия местности и самым тесным образом связаны с химическим составом вод и формированием водных потоков рассеяния.

Для разделения химического состава вод на отдельные разновидности по источникам обогащения используется аппарат термодинамических расчетов насыщенности вод относительно вмещающих отложений. Как показано в работах С. Л. Шварцева (1975, 1978а), на разных этапах формирования химического состава вод отмечается разная степень насыщенности. Имеющиеся в нашем распоряжении термодинамические величины позволяют проследить изменение насыщенности подземных вод относительно карбонатов и алюмосиликатов. До настоящего времени остаются невозможными расчеты форм нахождения элементов с органическими веществами подземных вод (из-за отсутствия констант нестойкости и других термодинамических величин), и их роль может быть пока оценена только качественно. Сделанные нами при участии А. В. Капаева и С. А. Моисеева термодинамические расчеты (рис. 1, 2) показали разную степень насыщенности подземных вод относительно карбонатов и алюмосиликатов, которая повышается по мере роста общей минерализации и увеличения pH. Равновесие вод с карбонатами, как показали дополнительные исследования зависимости индекса неравновесности от карбонатных компонентов и pH, достигается при pH 7,4 и минерализации вод 400—500 мг/л. Парциальное давление углекислого газа при этом изменяется от $10^{-1,5}$ до $10^{-2,5}$.

Равновесные количества кальция в растворе составляют 60—80 мг/л. Интересно, что в существенно карбонатных отложениях суенгинской свиты насыщение вод относительно кальцита наблюдается только в морфоструктурах опусканий, а в вулканогенно-осадочных отложениях печеркинской свиты воды насыщены относительно кальцита уже в морфострук-

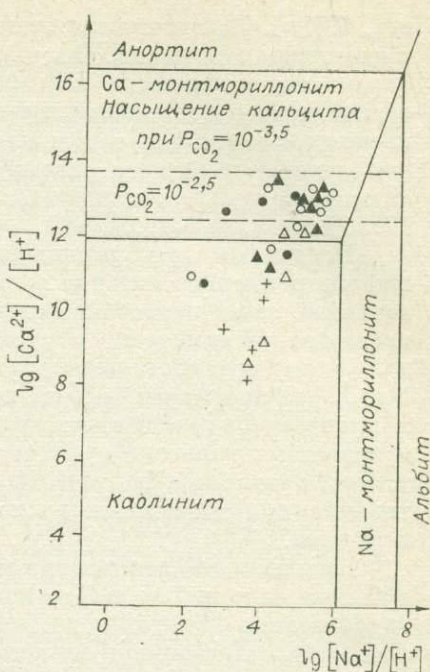


Рис. 2. Степень насыщенности подземных вод относительно алюмосиликатов в системе $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{SiO}_2$ при $t = 25^\circ\text{C}$ и $\lg [\text{H}_4\text{SiO}_4] = -3,5$. Усл. обозн. см. на рис. 1.

турах поднятий. В водах этих же отложений, но более глубоких уровней стока содержания кальция снижаются, хотя воды и остаются в состоянии насыщения относительно кальцита.

При взаимодействии подземных вод с алюмосиликатными образованиями в исследуемом районе прежде всего достигается равновесие с каолинитом, затем с Са-монтмориллонитом и кальцитом. Изменение степени насыщенности вод относительно породообразующих минералов хорошо прослеживается на рис. 2, из которого ясна резкая недонасыщенность природных вод относительно анортита и альбита. К этому следует заметить, что парциальное давление CO_2 , являющегося основным барьером для достижения равновесия [Шварцев, 1978а], изменяется от $10^{-1,0}$ в водах почвенных горизонтов до $10^{-2,5}$ в водах карбонатно-терригенных отложений.

Таким образом, результаты термодинамических расчетов позволили разделить весь массив исследуемых водоупунктов по степени их насыщенности относительно вмещающих пород на следующие три основные группы: воды, равновесные с каолинитом и, по всей видимости, обогащенные органическими компонентами; воды, равновесные относительно Са-монтмориллонита; воды, равновесные с карбонатом и Са-монтмориллонитом.

При разделении типов вод на отдельные разновидности важно еще учесть гидродинамический характер исследованных вод: их приуроченность к зонам аэрации или насыщения. В зоне аэрации насыщенными относительно каолинита являются воды почвенных горизонтов и частично воды элювиально-делювиальных образований, общая минерализация которых не превышает соответственно 100 и 250 мг/л, относительно Са-монтмориллонита — воды элювиально-делювиальных образований более глубоких уровней стока. В зоне насыщения подземных вод равновесными с каолинитом являются воды карбонатно-терригенных отложений суенгинской свиты; с Са-монтмориллонитом — воды карбонатно-терригенных отложений суенгинской свиты глубоких уровней стока (в морфоструктурах переходного типа и опусканий) и воды зоны трещиноватости отложенияй печеркинской свиты; равновесными с карбонатами и Са-монтмориллонитом — воды карбонатно-терригенных отложений суенгинской свиты и вулканогенно-осадочных отложений печеркинской свиты глубоких уровней стока. При движении вод от областей питания к областям разгрузки происходит постепенное увеличение содержаний химических элементов, общей минерализации и рН, и вместе с тем меняется степень насыщенности вод относительно вмещающих отложений и характер взаимодействия их с вмещающими отложениями. При одних и тех же источниках химических элементов (карбонаты, алюмосиликаты) происходит разное обогащение вод химическими элементами. В конечном счете с этим связано формирование водных потоков рассеяния, поскольку оно будет зависеть от особенностей взаимодействия в разной степени обогащенных химическими элементами вод с рудовмещающими отложениями. Естественно, что неодинаковая степень насыщения вод относительно основных породообразующих минералов вмещающих отложений будет определять различную способность вод к разрушению, растворению и переотложению химических элементов на всех исследованных этапах формирования химического состава вод.

В связи с этим рассмотрим распределение золота в водах исследуемого района, определение которого выполнено химико-спектральным анализом [Погребняк, Куликова, 1979] с чувствительностью $2 \cdot 10^{-9}$ г/л. Содержание золота в водах изменяется от $3 \cdot 10^{-9}$ до $4,2 \cdot 10^{-8}$ г/л. Распределение его представлено двухвершинной кривой, что расценивается как сочетание двух распределений — фонового и аномального. Модальное значение фонового распределения золота в водах составляет $5 \cdot 10^{-9}$ г/л, а верхняя граница фоновых содержаний $7 \cdot 10^{-9}$ г/л. Модальное значение аномального распределения составляет $2,0 \cdot 10^{-8}$ г/л. Наиболее высокие содержания золота отмечаются в водах почвенных горизонтов с повышенной кислот-

ностью, что обуславливается, видимо, образованием водно-растворимых комплексов золота с органическими кислотами [Солодовникова и др., 1974; Удодов и др., 1974]. Существенную роль при этом оказывают микроорганизмы, продуцирующие органические кислоты и ферменты, которые поступают в воды при разрушении бактерий [Шамолина и др., 1978].

Анализ повышенных содержаний золота в водах позволил выделить ряд гидрогеохимических аномалий. Гидродинамической особенностью одной из них является приуроченность ее к участку сопряжения морфоструктур переходного типа с морфоструктурой опускания, которые благоприятны для восходящих фильтрационных потоков и могут нести информацию о наличии глубокозалегающих рудных тел. Вместе с тем на этом участке отмечаются также воды зоны аэрации в почвенных горизонтах и элювиально-делювиальных образованиях. За счет смешения вод зоны аэрации с восходящими фильтрационными потоками подземных вод происходит разубоживание последних, что, в частности, отражается и в особенностях химического состава вод: рН вод достигает 7,3, в то время как для вод с повышенной общей минерализацией значение рН составляет 7,7. Содержание сульфат-иона (мг/л) на участке аномалии до 10, в водах почвенных горизонтов до 4, свободной углекислоты соответственно от 7 до 14. Четко прослеживается влияние на химический состав вод вмещающих отложений. В области морфоструктурного поднятия в отложениях печеркинской свиты подземные воды более минерализованы (400—500 мг/л), чем в области морфоструктурного опускания, где развиты отложения суенгинской свиты (320—430 мг/л). Наибольшие содержания золота ($2,7-4,2 \cdot 10^{-8}$ г/л) на этом участке встречаются на площади распространения суенгинской свиты, причем в водах, подвергшихся разбавлению за счет смешения с водами элювиально-делювиальных образований. Кроме золота в водах отмечается присутствие ртути, гелия.

Анализ возможных восходящих потоков на этом участке позволяет предположить наиболее вероятную глубину формирования гидрогеохимического ореола, составляющую не менее 100—150 м, что видно на гидрогеохимическом разрезе этой аномалии (рис. 3).

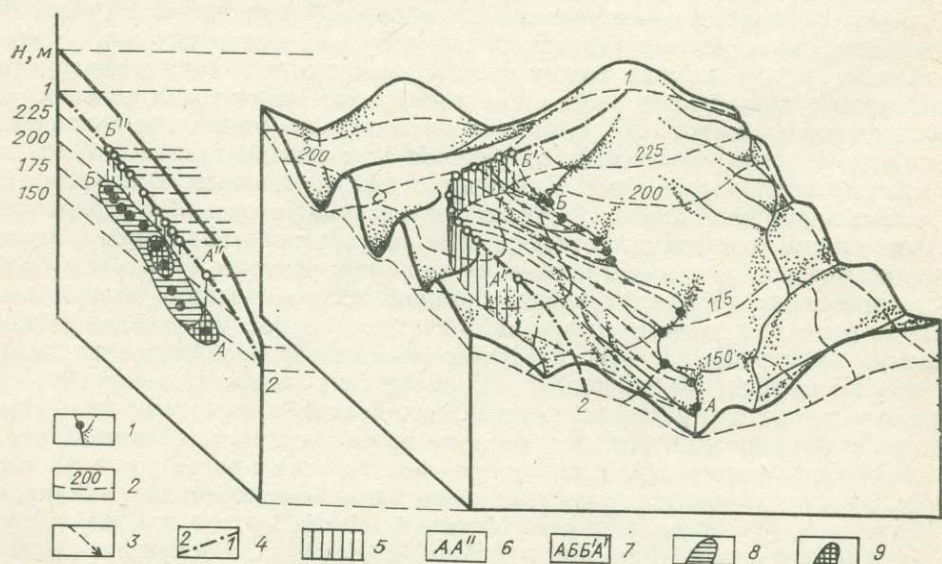


Рис. 3. Блок-диаграмма и разрез гидрогеохимической аномалии.

1 — гидросеть и точки опробования, 2 — изобазиты водной поверхности и их отметки, 3 — направление движения фильтрационного потока (вероятные линии тока), 4 — осевая (водораздельная) линия гидробазисной поверхности, 5 — предполагаемая мощность зоны обогащения подземных вод при нисходящем фильтрационном потоке, 6 — то же, в разрезе, 7 — площадь поверхности гидрогеохимической аномалии, 8 — содержание Au в воде $1,1 - 2,0 \cdot 10^{-8}$ г/л, 9 — содержание Au в воде более $2,0 \cdot 10^{-8}$ г/л.

Методика построения гидрогеохимического разреза основана на использовании гидродинамических данных, получаемых при морфометрическом анализе [Философов, 1960; Копылова и др., 1975; Лукин, Макушин, Покровский, 1978; Лукин, Тупчий, Копылова, 1978; Рассказов и др., 1979]. Составление разреза предполагает построение карт изобазит водной поверхности, анализ фильтрационных потоков для выделения площади аномалий и прогнозирования местоположения гидрогеохимического ореола. С этой целью на план участка вначале выносятся гидроизобазиты и аномальные точки опробования (см. рис. 3, от *A* до *B*) и определяется осевая (водораздельная) линия поверхности (*1—2*). Затем перпендикулярно к гидроизобазитам, ориентировочно выполняющим функции гидроизогины [Удодов и др., 1978], строятся линии тока подземных вод. Получаемый при этом интервал *A—B* соответствует ширине местного питания водного потока, а площадь *АВВ'А'* — поверхности гидрогеохимической аномалии. На основе полученных данных строится блок-диаграмма участка, разрез по линии *1—2* и определяется мощность предполагаемой зоны обогащения вод *АА''В''В*. Максимальная ее мощность при нисходящем фильтрационном потоке вод равна разнице отметок области питания (*А''В''*) и области разгрузки (*АВ*) и предполагается равной величине вертикальной составляющей фильтрационного потока для каждой точки опробования (например, *АА''*). В верхней части исследуемого бассейна она и (соответственно глубина залегания зон минерализаций) может быть больше, чем в нижней части бассейна, и равняется разнице отметок *В''А*. При восходящих фильтрационных потоках, наличие которых в каждом конкретном случае оценивается при последовательном анализе карт морфоструктурно-гидрогеологического районирования разных порядков долин, могут быть обнаружены гидрогеохимические ореолы, формирующиеся на еще большей глубине.

Основываясь на полученных сведениях о формировании водных потоков рассеяния химических элементов на этом участке, считаем целесообразным все дальнейшие работы по проверке аномалий сосредоточить на установленной площади, от ее центра вниз по склону до области разгрузки подземных вод. Глубина скважины для изучения первичных ореолов должна составить на водоразделе 200 м в верхней и 100 м в нижней частях бассейна. На склоне глубина скважин постепенно уменьшается, но она не должна быть выше русловых отметок.

Рассмотрено значительное преимущество найденного приема выделения и обоснования гидрогеохимических аномалий, который позволяет внести достаточно четкую определенность в эту еще слабо разработанную часть интерпретации гидрогеохимической информации. Изучение характера взаимодействия вод с вмещающими отложениями и гидродинамических особенностей изучаемой территории составляет основу моделирования условий формирования гидрогеохимических ореолов и потоков рассеяния и количественной оценки гидрогеохимических аномалий.

Н. М. РАССКАЗОВ, В. Г. СПИРИН

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Территория юго-востока Западной Сибири, включающая большую часть Алтае-Саянской горноскладчатой области, характеризуется большим разнообразием гидрогеохимических условий, которые в значительной степени определяют особенности изменения рудных месторождений в пределах зоны гипергенеза [Рассказов и др., 1979].

Эти условия во многом зависят от принадлежности участков месторождений к определенным зонам, особенности которых тесно связаны с вертикальной и горизонтальной гидрогеохимической зональностью в пределах рассматриваемого региона. На участках гидротермальных рудных месторождений она во многом зависит от распределения содержаний микрокомпонентов в подземных водах и их соотношения с разрушающимися рудными минералами. Особенности гидрогеохимической зональности осадочных месторождений, прежде всего зон пластового окисления инфильтрационного типа, определяются положением границ смены окислительной геохимической обстановки на восстановительную и гидродинамическими условиями (проницаемостью водоносных комплексов, их взаимосвязью, направлением движения подземных потоков и другими параметрами).

Применительно к гидротермальным месторождениям можно отметить ниже особенности вертикальной зональности.

При поверхностные участки большинства рудных гидротермальных месторождений, находящиеся в горных районах в пределах верхней части зоны региональной трещиноватости в зоне верховодки, интенсивно промываются богатыми кислородом инфильтрационными водами в условиях окислительной обстановки. При этом, как показали исследования, проведенные авторами в данном регионе, на площадях с большим количеством атмосферных осадков хорошо мигрирующие в этих условиях элементы (цинк, молибден и др.) в большей части выносятся из рудных зон. Поэтому в верхние части месторождений этих металлов в сильно увлажненных районах, расположенные выше уровня грунтовых вод, сильно выщелочены и не могут служить надежным источником формирования водных потоков рассеяния. В силу этого последние мало протяженны и слабо контрастны, а иногда вообще не обнаруживаются. Такой случай имел место на начальной стадии гидрогеохимических исследований в районе рудопроявления Светлый Ключ в Кузнецком Алатау. Для обнаружения подобных потоков нужны тщательные исследования с использованием чувствительных методов и в периоды с благоприятными погодными условиями. В частности, повторные исследования на участке Светлый Ключ, выполненные с учетом этих требований, позволили выявить слабый поток рассеяния для меди.

Средние части (по вертикали) гидротермальных месторождений большинства халькофильных элементов, приуроченные в данной горноскладчатой области в основном к зоне развития трещинных грунтовых вод, характеризуются во многих случаях широким развитием окисленных, как правило, легко растворимых минералов. В этих условиях подземные воды в значительной степени обогащены многими рудообразующими элементами и их спутниками. Комплекс этих элементов достаточно широк и находится в тесной связи с составом руды, что подтверждается, в частности, данными для различных месторождений юго-восточной части Западной Сибири (табл. 1—6).

Воды характеризуемой части разреза месторождений попадают в подземные потоки, дренируются отрицательными формами рельефа или выходят на поверхность на резких перегибах склонов. Эти водные потоки рассеяния достаточно высококонтрастны, в своей головной и центральной частях имеют превышение над фоном до 1—2 порядков.

В качестве примера состава грунтовых трещинных вод рудных тел можно взять данные по Бутрахтинскому месторождению (см. табл. 6). В них значения концентраций элементов значительно выше, чем в среднем по скважинам, часть из которых вскрыла более глубокозалегающие трещинные воды (табл. 7).

Это превышение составляет: для меди — 1,7; кобальта — 2,4; никеля — 2,0; свинца — 1,1; серебра — 1,6 и мышьяка — 2 раза. Исключение составляет лишь цинк, среднее содержание которого в целом по водам

Таблица 1

Содержание микрокомпонентов в воде скважин Хову-Аксынського
никель-кобальтового арсенидного месторождения (мкг/л)

Pb	Ba	Cu	Zn	Ni	Co	As	Ag
0,1	0,5	3,2	6,4	0,1	0,1	0,5	0,11
0,7	0,5	2,2	13,2	0,1	0,1	0,5	0,22
0,1	0,5	3,6	11,0	0,1	0,1	0,5	0,36
0,1	0,5	0,5	1,4	0,1	0,1	0,5	0,24
0,4	0,5	12,3	24,6	1,2	0,1	0,5	2,1
0,1	0,5	0,5	3,0	0,1	0,2	0,5	0,05
2,1	0,5	6,3	6,3	2,1	6,3	210,0	0,2
2,0	20,0	12,0	12,0	6,0	2,0	200,0	0,2
0,1	17,0	10,2	10,2	1,7	1,7	170,0	0,17
0,1	0,5	11,8	5,9	2,0	2,0	19,7	0,1
0,1	7,0	4,2	7,0	150,0	150,0	1500	0,07
0,1	31,0	9,2	0,5	1,5	3,1	0,5	1,5
Среднее							
0,5	6,6	6,3	8,5	13,7	13,8	175,3	0,4

скважин несколько выше, чем в водах тех из них, которые вскрыли неглубоко залегающие рудные тела. Возможно, что в силу своей высокой подвижности цинк из этой части месторождения в значительной мере выщелочен.

Обнаружение рудных тел по водным потокам рассеяния, приуроченным к средней части месторождения, оказывается наиболее эффективным. Сложность заключается лишь в определении параметров, промышленной ценности прогнозируемых зон минерализации и точного расстояния до них. Решение этих вопросов достигается на основе комплексирования

Таблица 2

Содержание микрокомпонентов в воде штолен медно-кобальтового сульфоарсенидного Хараджкульского месторождения (мкг/л)

Pb	Ba	Cu	Zn	Ni	Co	As	Ag
5,1	0,5	22,8	7,7	229,5	76,5	76,5	0,02
3,5	0,5	96,0	0,5	499,0	49,9	499,0	0,01
1,1	0,5	76,5	113,0	33,9	33,9	113,0	3,60
0,7	1,1	163,0	0,5	32,7	32,7	109	3,30
0,9	0,7	113,0	63,2	2,1	2,1	63,2	0,01
2,1	0,9	32,7	8,3	2,6	26,0	26,0	0,01
0,1	0,5	2,1	21,2	7,1	21,2	212	0,01
1,4	0,5	2,6	8,1	8,1	24,3	24,3	0,01
1,0	0,5	7,1	13,6	1,4	13,6	44,0	0,01
0,1	0,5	0,8	28,6	2,9	28,6	286,0	1,0
0,1	2,3	13,6	0,5	2,3	22,8	76,0	0,80
1,8	0,6	174,0	5,8	17,4	58,0	174,0	0,01
0,2	0,6	15,9	0,5	1,6	15,9	15,9	1,6
0,7	0,7	0,7	6,8	2,1	0,1	0,5	0,01
0,2	0,8	8,0	0,5	0,8	0,1	8,0	2,40
0,1	0,5	0,6	0,5	0,1	0,1	5,7	0,01
0,8	0,5	21,9	7,3	7,3	21,9	73,0	0,80
0,8	0,5	73,0	7,3	2,2	73,0	21,9	0,80
1,0	0,5	30,2	10,1	3,1	10,1	100,5	1,00
0,2	0,5	15,0	15,0	0,5	0,5	15,0	0,50
0,5	0,5	12,9	12,9	1,3	1,3	1,3	0,50
0,8	0,5	73,0	21,9	7,3	21,9	73,0	2,20
0,6	0,5	59,0	5,9	5,9	59,0	18,0	1,80
Среднее							
1,1	0,7	38,9	15,6	37,9	25,8	88,5	0,89

Таблица 3

Содержание микрокомпонентов в воде скважин Телекского месторождения фосфоритов (мкг/л)

Pb	Cu	Zn	Ni	Co	Ag	Ba	P
0,5	0,3	36,4	0,20	0,1	0,01	4,5	133,5
0,3	0,4	120,0	0,6	0,1	0,06	0,5	0,5
0,3	0,4	1,8	0,1	0,1	0,10	0,4	55,6
0,6	0,4	60,0	0,1	0,1	0,42	0,5	0,5
2,2	1,1	112,0	0,3	1,1	0,33	33,5	336,0
1,2	1,2	25,0	1,3	0,8	0,01	0,5	0,5
0,1	0,2	23,0	0,5	0,5	0,05	23,0	23,0
3,4	1,0	9,9	0,7	0,3	0,01	0,5	0,5
0,1	0,2	9,2	0,1	0,1	0,01	1,3	32,2

Среднее

1,0 | 0,6 | 44,1 | 0,4 | 0,3 | 0,11 | 7,2 | 64,7

Таблица 4

Содержание микрокомпонентов в воде скважин медно-кобальтового сульфидного месторождения Светлый Ключ (мкг/л)

Pb	Cu	Zn	Ni	Co	Ag
0,1	3,5	0,5	12,0	118,0	0,6
0,1	4,8	0,5	16,0	160,0	0,2
0,1	3,0	5,0	0,5	6,5	0,05
0,1	0,3	0,5	0,1	0,1	0,05
0,1	1,5	0,5	1,5	0,5	0,05
0,1	34,0	12,0	0,1	1,0	0,17

Среднее

0,1 | 7,9 | 3,2 | 5,0 | 47,7 | 0,2

гидрогеохимического метода с различными видами геологических и геофизических работ.

Нижние части рудных месторождений в горных районах юго-востока Западной Сибири находятся чаще всего в контакте с водами зон тектонических разрывных нарушений, характеризующихся низким содержанием кислорода и пониженными значениями Eh. Общая минерализация этих вод составляет чаще всего 300—800 мг/л; в них обнаруживаются достаточно высокие концентрации элементов с переменной валентностью. Однако большинство элементов содержится в водах этих частей месторождений в количествах, существенно более низких, чем в их средней части. Об этом свидетельствуют данные табл. 7. Такая особенность наиболее ярко проявляется у кобальта, никеля, мышьяка, меди. В целом же концентрации элементов в водах скважин, вскрывших глубокозалегающие рудные тела, значительно выше фоновых. Эти воды обуславливают формирование четко выраженных водных потоков рассеяния, которые для элементов с переменной валентностью достигают по протяженности 1—2 км.

Особенности вертикальной гидрогеохимической зональности характерны также и для редкометалльных гидротермальных рудных тел. Воды, формирующие свой состав под влиянием их верхних частей, характеризуются слабо повышенной концентрацией радона (70—100 эман), основного металла (до $1 \cdot 10^{-6}$ г/л), а также фтора, молибдена, висмута, свинца, суммы металлов. По общему химическому составу они гидрокарбонатные, часто натриевые. За счет средних частей этих тел образуются комплексные

Таблица 5

Содержание микрокомпонентов в воде скважин Шалапского кобальт-никелевого силикатного месторождения (мкг/л)

Pb	Ba	Cu	Zn	Ni	Co	Ag	Pb	Ba	Cu	Zn	Ni	Co	Ag
0,1	0,5	2,7	0,5	8,1	0,1	0,01	0,1	0,5	0,5	0,5	0,1	0,1	0,2
0,1	0,5	2,1	0,5	24,0	0,1	0,01	0,1	0,5	0,2	0,5	0,1	0,1	0,2
0,1	0,5	1,4	0,5	2,8	0,1	0,01	0,1	0,5	0,2	0,5	0,5	0,1	0,2
0,1	0,5	2,0	0,5	0,1	0,1	6,0	0,1	0,5	0,6	0,5	0,1	0,1	0,3
0,1	0,5	1,7	0,5	0,1	0,1	1,7	0,1	0,5	0,2	0,5	0,1	0,1	0,2
0,1	0,5	1,7	0,5	17,0	0,1	0,2	0,1	0,5	0,8	0,5	0,1	0,1	0,4
0,1	0,5	1,8	5,4	5,4	1,8	0,9	0,1	0,5	0,8	0,5	24,0	0,8	0,4
0,1	7,0	0,7	4,2	2,1	0,7	0,07							
0,1	50,0	0,8	0,5	25,0	120,0	0,4							
0,1	27,0	0,9	5,4	9,0	27,0	0,4							
Среднее													
0,1 5,4 1,1 1,3 6,8 8,9 0,68													

Таблица 6

Химический состав подземных вод Бутрахтинского медно-кобальтового сульфидного месторождения (не глубже 40 м от поверхности)

рН	М, мг/л	Содержание микрокомпонентов, мкг/л						
		Cu	Co	Ni	Zn	Pb	Ag	As
7,1	168	8,3	24,9	2,5	8,3	0,9	0,01	120,0
7,0	214	2,2	1,0	1,0	2,2	0,8	Не обн.	Не обн.
6,8		12,3	41,0	4,1	Не обн.	0,5	0,5	12,3
7,0	134	368,5	368,5	110,7	36,9	3,7	3,7	Не обн.
7,2	161	26,0	26,0	8,2	Не обн.	0,9	2,6	26,0
7,0		6,8	6,8	0,7	6,8	Не обн.	Не обн.	20,4
7,0	139	2,6	25,8	8,6	8,6	0,9	»	8,6
6,7		2,0	Не обн.	0,7	2,0	0,1	0,7	Не обн.
7,0		36,0	120,0	36,0	36,0	0,1	0,01	120,0
	65	14,5	43,5	4,5	14,5	0,1	Не обн.	Не обн.

Среднее

7,0	147	47,9	65,7	17,8	11,5	0,8	0,8	30,7
-----	-----	------	------	------	------	-----	-----	------

Таблица 7

Химический состав воды скважин Бутрахтинского медно-кобальтового сульфидного месторождения, вскрывших глубокозалегающие рудные тела (глубже 5 м от поверхности)

рН	М, мг/л	Содержание микрокомпонентов, мкг/л						
		Cu	Co	Ni	Zn	Pb	Ag	As
7,0	191	2,1	Не обн.	0,7	21,0	0,7	Не обн.	7,0
7,0		2,2	»	Не обн.	7,2	Не обн.	»	Не обн.
7,1	163	33,1	»	3,4	110,2	1,1	1,1	»
7,1		18,5	»	0,6	6,1	0,6	Не обн.	»
7,0		7,2	»	Не обн.	7,2	0,1	»	»
7,0		2,1	»	»	7,1	0,7	»	7,1
7,0	189	2,3	»	»	7,2	0,1	»	Не обн.
7,1	202	2,7	»	2,7	8,9	0,1	0,01	8,9
7,1		2,5	8,2	2,5	24,6	0,9	0,01	Не обн.
7,0		2,2	7,1	2,2	2,2	Не обн.	0,8	»
		26,7	0,9	2,7	8,9	0,9	0,9	8,9
7,2		25,7	0,9	2,6	8,4	0,9	0,01	Не обн.

Среднее

7,1	196	10,6	1,4	1,4	18,2	0,5	0,24	2,7
-----	-----	------	-----	-----	------	-----	------	-----

контрастные водные потоки рассеяния (до глубины 70—100 м). Концентрация радона в них вблизи рудных объектов достигает 150—300 эман при содержании основного металла до $5,8 \cdot 10^{-6}$ г/л и повышенной концентрации As, Mo, F, Ba, Pb, Zn, Sr, иногда Cu.

Воды потоков рассеяния нижних частей зон минерализации имеют низкие содержания радона (15—25 эман) при повышенной концентрации основного компонента (от $1 \cdot 10^{-6}$ до $1 \cdot 10^{-5}$ г/л) и элементов-спутников — Mo, F, As, Sr, Zn, Ba, Pb, Cu, V и др.

Таким образом, отчетливо видно, что в гумидных условиях горной тайги один и тот же тип минерализации (для одного конкретного объекта) фиксируется разными по содержанию элементов водными потоками рассеяния, выходящими на поверхность на различных гипсометрических уровнях.

ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ, ХАЛЬКОПИРИТА, ГАЛЕНИТА И ПИРИТА

В связи с тем, что данные изотопного состава серы позволяют судить об ее источнике (глубинном или коровом) и что термоэлектродвижущая сила сульфидных минералов также является показателем их происхождения, нами была предпринята попытка сопоставления изотопного состава серы и термоэлектрических свойств сульфидов. Для этой цели было отобрано 68 образцов сульфидов, имеющих различные источники серы и разный изотопный состав, и была определена их термоэлектродвижущая сила. Анализу подверглись пириты, халькопириты и галениты из медистых песчаников Джезказгана (Казахстан), ртутных месторождений Чукотки, полиметаллических месторождений Рудного Алтая и золоторудного месторождения Алданского щита.

Термоэлектрические характеристики халькопирита, галенита и пирита определялись путем измерения термоэлектродвижущей силы (ТЭДС), возникающей при наличии разности температур в замкнутой цепи между кристаллом и электродами. Методика проведения измерений и схема установки приведены в некоторых работах [Князев, Куделя, 1969; Попова, 1974]. Разность температур, при которых проводились измерения, составила 100°C, результаты измерения ТЭДС даны в мкВ/град. Кристаллы, обладающие термоэффектом (сюда относятся и изучаемые сульфиды), могут характеризоваться разной проводимостью. При движении электронов от горячего электрода к холодному в кристалле проявляется электронная проводимость, при обратном направлении — дырочная проводимость. Кристаллы, у которых концентрация электронов и дырок равна, проявляют собственную проводимость, и ТЭДС таких кристаллов близка нулю. В природных условиях встречаются минералы, которые могут проявлять все названные типы проводимости.

Для характеристики изотопного состава серы используют отношение изотопов ^{32}S и ^{34}S , имеющих наибольшее распространение. Обычно изотопный состав серы выражают в величинах $\delta^{34}\text{S}$, которые показывают разницу между изотопным составом серы анализируемого образца и стандарта в промиллях. За международный стандарт принята сера метеоритного троилита, для которого значение $\delta^{34}\text{S}$ принято равным нулю. Величина $\delta^{34}\text{S}$ со знаком «минус» показывает, что в образце содержится больше легкого изотопа (^{32}S), чем в стандарте, а со знаком «плюс» — меньше, чем в стандарте. Исследователями было установлено, что метеориты имеют очень близкий изотопный состав серы. Установлено также, что изотопный состав серы сульфидов, рассеянных в ультраосновных породах, идентичен метеоритной сере. Сера сульфидных минералов осадочного происхождения характеризуется широким диапазоном вариаций значений $\delta^{34}\text{S}$ и изотопно легкой серой.

Полученные данные по термоэлектрическим характеристикам сульфидных минералов и изотопному составу серы (см. таблицу) показывают, что сульфидные минералы из разных месторождений Рудного Алтая характеризуются электронным типом проводимости, высокими значениями ТЭДС и изотопным составом серы, близким к метеоритному стандарту. Так, для галенитов, изотопный состав серы которых варьирует в пределах $\delta^{34}\text{S}$ от $-2,6$ до $-4,7\%$, получены значения ТЭДС от -500 до -600 мкВ/град. Халькопириты из этих же месторождений изотопно несколько тяжелее галенитов. Вариации значений $\delta^{34}\text{S}$ для них составляют от $+0,1$ до $-3,8\%$ и ТЭДС от -520 до -700 мкВ/град. Высокие значения ТЭДС получены также для пиритов этих же месторождений от -300 до -600 мкВ/град при значениях $\delta^{34}\text{S}$ от $+2,6$ до $0,6\%$. Такие величины

Сравнительные данные по термоэлектродвижущей силе и изотопному составу серы сульфидных минералов из различных месторождений

Минерал	Тип месторождений, регион	Тип проводимости	ТЭДС, мкВ/град	$\delta^{34}\text{S}$, ‰; пределы колебаний		Количество образцов
Халькопирит	Полиметаллические, Рудный Алтай	Электронный	(-520)—(-700)	+0,1	-3,8	10
Галенит	Там же	»	(-500)—(-600)	-2,6	-4,7	7
Пирит	»	»	(-300)—(-600)	+1,5	-4,1	7
	Золоторудное, Алданский щит	»	(-460)—(-800)	+0,6	+3,2	18
	Ртутные, Чукотка	Дырочный	(+300)—(+220)	-2,6	-10,0	10
	Медистые песчаники, Казахстан	Собственный	-30	-22,0	-50,0	16

ТЭДС характерны для умеренных и больших глубин образования. Данные по изотопному составу серы также указывают на глубинный источник серы этих сульфидов. Для пиритов электронного типа проводимости золоторудного месторождения Алданского щита найдена такая же зависимость между изменением ТЭДС и изотопным составом серы. Эти пириты были отобраны из пирит-кварц-карбонатных жил, секущих все породы, представленные на месторождении маломощной толщей кембрийских доломитов и породами архейского кристаллического фундамента. Пириты рудных жил месторождений характеризуются значениями ТЭДС от -460 до -800 мкВ/град и величинами $\delta^{34}\text{S}$, изменяющимися в пределах от +2,6 до +0,6‰. Величины порядка -800 мкВ/град являются максимально высокими, наблюдавшимися нами для пирита и довольно редко встречающимися у других полупроводниковых минералов. Параллельно с увеличением величины ТЭДС в этих пиритах наблюдается обогащение тяжелым изотопом серы.

Образцы пиритов из ртутных месторождений дали значения ТЭДС от +220 до +300 мкВ/град, что характерно для дырочного типа проводимости, при этом изотопный состав серы в пиритах изменялся в пределах от -2,6 до -10,0‰. Исходя из термоэлектрических характеристик можно сделать заключение о том, что эти пириты образовались на небольших глубинах. Анализу подверглись также пириты из медистых песчаников Джекказгана с изотопно более легкой серой ($\delta^{34}\text{S}$ от -22,0 до -50,0‰). Полученные значения ТЭДС составляют -30 мкВ/град, что свойственно пиритам собственной проводимости. Эти пириты резко отличаются от рассмотренных выше как по изотопному составу, так и по данным ТЭДС. На основании термоэлектрических характеристик они определяются как осадочные, такое заключение было сделано и на основании изотопного состава серы.

В результате проведенных исследований по изучению связи ТЭДС с изотопным составом серы сульфидов установлено, что сульфиды, имеющие изотопный состав серы, близкий к метеоритному стандарту, и малый разброс значений $\delta^{34}\text{S}$, характеризуются электронным типом проводимости довольно высоких значений ТЭДС. Наблюдается закономерность в обогащении тяжелым изотопом серы пиритов электронной проводимости, служащих показателями умеренных и больших глубин образования. Пириты, обладающие высокими содержаниями легкой серы и собственной проводимостью, относятся к близповерхностным, осадочным образованиям. Таким образом, эти данные позволили установить взаимосвязь между изотопным составом серы в сульфидах и термоэффектом, так как оба рассматриваемые параметра отображают общие условия минералообразования, что способствует получению информации о генетических особенностях формирования месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Акмамедов А. О происхождении вод красноцветной толщи Юго-Западной Туркмении.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1964, № 8, с. 13—17.
- Албул С. П. Рудопоисковая гидрогеохимия. М.: Изд-во Ун-та Дружбы народов им. Патриса Лумумбы, 1969. 344 с.
- Албул С. П. Гидрогеохимический метод поисков рудных месторождений. М.: Изд-во Ун-та Дружбы народов им. Патриса Лумумбы, 1978. 78 с.
- Алекин О. А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометиздат, 1970. 296 с.
- Байков А. А. и др. Геология и полезные ископаемые Гаурдак-Кугитангского района Туркменской ССР. Ростов, 1974. 228 с.
- Бедер Б. А., Мукимова Д. С. К вопросу о глубине распространения кислорода в подземных водах.— В кн.: Геология рудных районов и месторождений Средней Азии, методы их изучения и разведки. М.: Недра, 1972, с. 118—120.
- Бек М. Химия равновесий реакций комплексообразования. М.: Мир, 1973. 339 с.
- Большаков Э. И. Геохимические поля рассеяния ртути в условиях Северо-Западного Салаира.— В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1978, с. 110—114.
- Бродский А. А. Основы гидрогеохимического метода поисков сульфидных месторождений. М.: Недра, 1964. 259 с.
- Вернадский В. И. Биосфера. Л.: Научн. хим.-техн. изд-во, 1926. 147 с.
- Вернадский В. И. Очерки геохимии. М.—Л., Госизд., 1927. 368 с.
- Вернадский В. И. О классификации и химическом составе природных вод.— Природа, 1929, № 9, с. 735—758.
- Вернадский В. И. История минералов земной коры. Т. 2. История природных вод. Ч. 1. Л.: Госхимтехиздат, 1936. 562 с.
- Вернадский В. И. Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 696 с.
- Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. IV. Кн. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 651 с.
- Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
- Власовский О. Н. Особенности джерального стоку трицинувато I зони верхньої крайди.— Геологічний журнал, 1966, т. 26, № 1, с. 96—99.
- Вовк И. Ф. Радиолиз подземных вод и его геохимическое значение. М.: Недра, 1979. 213 с.
- Вольпец В. Ф. Круговорот азота и процессы преобразования органического вещества.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, Вып. 4. Кн. 2. М.: Наука, 1975, с. 314—338.
- Вольпец В. Ф., Сущевская Т. М. Азот в гидротермальном процессе (аммоний в растворах включений).— Геохимия, 1972, № 1, с. 58—63.
- Вострокнутов Г. А. К геохимии природных вод зеленокаменных зон Среднего Урала.— Разведка и охрана недр, 1962, № 10, с. 41—48.
- Гаврин В. К. Глубинные структуры и методы их изучения. Киев: Наукова думка, 1968. 268 с.
- Гаев А. Я. О гидрохимии серебра в зоне гипергенеза Урала.— В кн.: Гидрогеохимические методы исследований в целях поисков глубокозалегających рудных месторождений. Томск, 1978, с. 33—34.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
- Геология Армянской ССР. Т. 9. Минеральные воды. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1969. 521 с.

- Геология Армянской ССР. Т. 8. Гидрогеология. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1974. 390 с.
- Геология и полезные ископаемые Гаурдак-Кугитанского района Туркменской ССР/Байков А. А., Берклиев К. П., Жданов Б. П. и др. Ростов, 1974, с. 228.
- Германов А. И. Кислород подземных вод и его геохимическое значение.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1955, № 5, с. 70—82.
- Гидрогеохимические исследования Кольчаны-Томской складчатой зоны/Удодов П. А., Паршин П. Н., Матусевич В. М. и др. Томск, 1971. 283 с.
- Гинзбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 298 с.
- Голева Г. А. Гидрогеохимические поиски скрытого оруденения. М.: Недра, 1968. 292 с.
- Голева Г. А. Гидрогеохимия рудных элементов. М.: Недра, 1977. 214 с.
- Голева Г. А. Методические основы гидрогеохимических поисков рудных месторождений и задачи их дальнейшего усовершенствования.— Сов. геология, 1978а, № 5, с. 28—43.
- Голева Г. А. Современное состояние развития и задачи дальнейшего усовершенствования гидрогеохимического метода поисков рудных глубокозалегающих месторождений.— В кн.: Гидрогеохимические методы исследований в целях поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Томск, 1978б, с. 6—10.
- Голева Г. А., Крайнов С. Р., Соколов И. Ю. Методические указания по гидрогеохимическим поискам рудных месторождений. М.: Недра, 1968. 89 с.
- Грицюк Я. М. Количественная оценка значимости рудоконтролирующих факторов при геохимическом картировании по коренным породам.— В кн.: Геохимические методы при поисках ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений. М.: изд. ИМГРЭ, 1973, с. 35—49.
- Грицюк Я. М., Копылова Ю. Г. О методике расчета фонового гидрогеохимического поля и составления карт остаточного тренда.— В кн.: Тезисы докладов VII совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск — Новосибирск, 1973, с. 36.
- Грицюк Я. М., Копылова Ю. Г., Тупчий З. В., Удодов П. А. О выделении гидрогеохимических аномалий.— В кн.: Методика и техника геохимических поисков рудных месторождений. Фрунзе: Илим, 1975, с. 232—234.
- Грицюк Я. М., Никонов И. И., Уразлин Н. И. Ртутные месторождения Кузнецкого Алатау.— Разведка и охрана недр, 1970, № 3, с. 19—24.
- Гуменский Л. Вернадский. М.: Молодая гвардия, 1961. 316 с.
- Дубов Р. М. Количественные исследования геохимических полей для поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1974. 278 с.
- Евдокимова В. Н. Автоматизированная система обработки геолого-геохимической информации методом многомерных полей.— В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, Наука, 1978, с. 3—26.
- Жбанов Э. Ф., Аносова Г. Б., Смирнов Г. И. Гидрохимические поиски на площадях, перекрытых эоловыми отложениями.— В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1978, с. 83—87.
- Загоскин В. А., Загоскина Е. И., Белоголова Г. А., Гапон А. Е. Явления обеднения и обогащения вторичных литохимических ореолов на рудных выходах.— Symposium Methods of geochemical Prospecting. Praha, 1979, Pt II (MGP), p. 183—185.
- Загоскин В. А., Загоскина Е. И., Мясников А. А. Процессы образования вторичных ореолов рассеяния рудных месторождений на горных склонах таежных районов Иркутской области.— В кн.: Вторичные ореолы рассеяния и их использование при поисках рудных месторождений на территории Сибири. Улан-Удэ, 1973, с. 108—119.
- Казаков В. Ф., Жданов Б. П. Новое проявление металлоносных растворов на территории Туркменской ССР.— Геохимия, 1973, № 3, с. 454—458.
- Калыгин П. В. Химизм подземных шахтных вод центрального района Донбасса.— В кн.: Труды I Украинского гидрогеологического совещания. Киев, 1964, с. 206—213.
- Кашнинова В. В., Удодов В. П. Особенности распределения микрокомпонентов в породах сумурлинской серии Уйменско-Лебедской структурно-формационной зоны.— В кн.: Материалы предстоящей VIII научной конференции Новокузнецкого пединститута. Новокузнецк, 1967, с. 59—62.
- Каширцева М. Ф. Распространение малых элементов в медистых песчаниках Западно-Приуралья.— Сов. геология, 1962, № 7, с. 136—142.
- Кли Е. П., Москвин Я. Г., Титов В. А. О соотношении проявлений ртутной минерализации и нефтегазоносности территории Анадырско-Корякского района.— Докл. АН СССР, 1968, т. 6, с. 511—515.
- Кирикилица С. И., Левенштейн П. И. О составе и природе свободных газовыделений (газовых струй) ртутных рудопроявлений Дружковско-Константиновской антиклинали.— Геологический журнал, 1972, т. 32, № 2, с. 98—102.
- Кирюхин В. А. Формирование подземных вод юга Дальнего Востока. Автореф. докт. дис. Л., 1974. 55 с.

- Кирюхин В. А.** Гидрогеохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. Л.: Изд-во ЛГИ, 1977. 56 с.
- Кирюхин В. А., Никитина Н. Б., Павлов А. Н.** К интерпретации гидрохимических ореолов рассеяния олово-полиметаллических месторождений Нижнего Приамурья.— Сов. геология, 1969, № 8, с. 76—86.
- Князев Г. И., Куделя В. К.** Полупроводниковые свойства галенитов и шпиритов как критерии рудообразования. Киев: Наукова думка, 1969. 115 с.
- Колодий В. В.** Гидрогеология плиоценовых отложений Западно-Туркменской нефтегазоносной области. М.: Недра, 1969. 198 с.
- Колосова И. Ф., Белявская Т. А.** Изучение комплексобразования бериллия методом ионного обмена.— Вестник МГУ. Серия хим., 1963, № 1, с. 52—57.
- Колотов Б. А.** Информационные меры как основа для создания рациональной методики гидрогеохимических поисков.— В кн.: Вопросы гидрогеохимии. Вып. 63. М.: изд. ВСЕГИНГЕО, 1972, с. 121—123.
- Колотов Б. А., Киселева Е. А.** Методические рекомендации по гидрогеохимическому методу поисков в условиях горных районов Востока СССР. М.: Недра, 1975. 140 с.
- Колотов Б. А., Рубейкин В. З.** Об одной закономерности формирования химического состава природных вод верхней части зоны гипергенеза горно-складчатых областей.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 5, с. 1149—1150.
- Копылова Ю. Г., Тупчий Э. В.** Гидрогеохимические критерии поисков ртутной минерализации в Кузнецкой ртутно-рудной зоне. — В кн.: Вопросы геохимии подземных вод в связи с поисками рудных полезных ископаемых. Томск, 1974, с. 97—101.
- Копылова Ю. Г., Тупчий Э. В.** Химический состав вод некоторых участков Алтае-Саянской области.— В кн.: Охрана, рациональное использование и воспроизводство природных ресурсов Алтайского края. Барнаул, 1975, с. 120—123.
- Копылова Ю. Г., Тупчий Э. В., Бычков В. Я., Удодов П. А.** Эффективность гидрогеохимических исследований при поисках ртути в Мавринско-Матвеевской рудной зоне.— В кн.: Материалы научно-практической конференции «Молодые ученые и специалисты Томской области в IX пятилетке». Томск, 1975, с. 141—145.
- Крайнов С. Р.** Геохимия редких элементов в подземных водах. М.: Недра, 1973. 292 с.
- Красильников Н. А.** Микрофлора высокогорных скальных пород и азотфиксирующая ее деятельность.— Успехи современной биологии, 1956, т. X, № 1, вып. 2, с. 177—192.
- Кротова В. А.** Гидрогеологические критерии нефтегазоносности. Л.: Гостоптехиздат, 1960. 82 с.
- Кузнецов В. А.** Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1967, с. 275—303.
- Кюрегян Т. Н.** Некоторые результаты гидрогеохимических исследований на Дастакертском рудном поле.— Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1977, т. XX, № 1, с. 62—67.
- Лебедев Л. М., Бугельский Ю. Ю.** О металлоносности высокоминерализованных термальных вод Челекена.— Геология рудных месторождений, 1967, т. IX, № 3, с. 82—87.
- Лукин А. А., Макушин Ю. В., Покровский Д. С.** Морфоструктурная основа анализа фильтрационных полей и глубина формирования водных потоков рассеяния зон минерализации.— В кн.: Гидрогеохимические методы исследований в целях поисков глубоководных рудных месторождений. Томск, 1978, с. 43—44.
- Лукин А. А., Рассказов Н. М., Павлов А. А.** К использованию морфометрических методов при гидрогеологических исследованиях.— В кн.: Материалы VI совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск — Хабаровск, 1970, с. 15—16.
- Лукин А. А., Тупчий Э. В., Копылова Ю. Г.** Прогнозирование пространственного положения источника гидрогеохимической аномалии на примере Мавринско-Матвеевской рудной зоны.— В кн.: Гидрогеохимические методы исследований в целях поисков глубоководных рудных месторождений. Томск, 1978, с. 54—56.
- Ляликва Н. Н.** Окисление антимонита новой культурой тионовых бактерий.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 6, с. 1432—1434.
- Магакян И. Г.** Металлогения (главнейшие рудные пояса). М.: Недра, 1974. 304 с.
- Майданович І. О.** Про глибинну тектоніку Донбасу.— Докл. АН УРСР. Серия Б, 1968, № 6, с. 506—508.
- Мейсон Б.** Основы геохимии. М.: Недра, 1971. 301 с.
- Методическое руководство по гидрогеохимическим поискам рудных месторождений/Удодов П. А., Шварцев С. Л., Рассказов Н. М. и др.** М.: Недра, 1973. 184 с.
- Миляев А. С., Шарков Ю. В.** К вопросу об изучении ослабленных аномалий.— В кн.: Поиски урановых месторождений в условиях горной тайги. М.: Недра, 1971, с. 63—68.
- Миронюк Е. П., Голубчина М. Н.** Об источнике серы при формировании золото-сульфидных руд Алданского щита.— Геология рудных месторождений, 1978, № 4, с. 107—110.

- Михаэлис Л. Окислительно-восстановительные потенциалы и их физиологическое значение. М.: изд. ОНТИ, 1936. 284 с.
- Мицкевич Б. Ф. Геохімічні ландшафти Українського щита. Київ: Наукова думка, 1971. 174 с.
- Мицкевич Б. Ф., Суцник Ю. Я., Ермоленко В. П., Бабак К. А., Корниченко Т. Г. Бериллий в зоне гипергенеза. Киев: Наукова думка, 1977. 168 с.
- Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский Н. Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 240 с.
- Никитина И. Б. Геохимия ультрапресных вод мерзлотных ландшафтов. М.: Наука, 1977. 148 с.
- Новоселова А. В., Бацанова Л. Р. Аналитическая химия бериллия. М.: Наука, 1966. 223 с.
- Обвинников А. М. Общая гидрогеология. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 371 с.
- Обвинников А. М. Гидрогеохимия. М.: Недра, 1970. 200 с.
- Огильви Н. А., Голева Г. А., Семендяева Л. В., Эленбоген А. М. Опыт применения ЭЦВМ при обработке гидрогеохимической информации.— В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, 1972, с. 179—185.
- Одесский И. А. Волновые движения земной коры. Л.: Недра, 1972. 208 с.
- Павлов А. Н., Шемякин В. Н. Опыт геохимической классификации природных вод.— Геохимия, 1967, № 12, с. 1482—1488.
- Перельман А. И. Геохимия энigenетических процессов (зона гипергенеза). М.: Высшая школа, 1961. 332 с.
- Перельман А. И. Геохимия энigenетических процессов. М.: Недра, 1968. 331 с.
- Перельман А. И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1972. 288 с.
- Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М.: Высшая школа, 1975. 342 с.
- Перельман А. И. Биокосные системы Земли. М.: Наука, 1977. 160 с.
- Перельман А. И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1979. 290 с.
- Пиннекер Е. В. Термальные воды Саяно-Тувинского нагорья.— В кн.: Вопросы гидрогеологии и гидрогеохимии. Вып. IV. Иркутск, 1969, с. 93—123.
- Питьева К. Е. Гидрогеохимия. М.: Изд-во МГУ, 1978. 321 с.
- Поваренных А. С., Русакова Л. Д. Новый минерал — кафегидроцианит.— Геологический журнал, 1973, т. 33, вып. 2, с. 24—30.
- Погребняк Ю. Ф., Куликова А. Б. Методы определения содержания золота в горных породах и природных водах.— В кн.: Геохимия радиоактивных элементов и золота Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1979, с. 21—24.
- Поликарпочкин В. В. Распределение концентратий рудообразующих элементов на склонах при самопроизвольном движении рыхлых масс и действии склоновых водных потоков.— В кн.: Математические методы геохимических исследований. Новосибирск: Наука, 1966, с. 150—151.
- Поликарпочкин В. В. Вторичные ореолы и потоки рассеяния. Новосибирск: Наука, 1976. 407 с.
- Поликарпочкин В. В. Количественная оценка прогнозных запасов по потокам рассеяния.— В кн.: Геохимические методы поисков. (Методы анализа). Иркутск, 1979, с. 5—7.
- Поликарпочкин В. В., Белоголова Г. А. Расчет продуктивности месторождений по потокам рассеяния.— В кн.: Геохимические методы поисков. (Методы анализа). Иркутск, 1980, с. 13—19.
- Поликарпочкин В. В., Филиппова Л. А., Евдокимова В. Н. Потоки рассеяния Халчерангинского рудного района (Забайкалье).— В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1978, с. 64—75.
- Попова Е. В. О термоэлектрических свойствах рудных минералов.— Вестник ЛГУ, 1974, № 6, с. 60—68.
- Поровые растворы горных пород как среда обитания микроорганизмов/Удодов П. А., Коробейникова Е. С., Рассказов Н. М. и др. Новосибирск: Наука, 1981. 175 с.
- Посохов Е. В. Общая гидрогеохимия. Л.: Недра, 1975. 208 с.
- Посохов Е. В., Гавришин А. И., Прокофьева Н. М. О возможных гидрогеохимических поисковых признаках глубокозалегающих сульфидных рудных месторождений.— В кн.: Гидрогеохимические методы исследований в целях поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Томск, 1978, с. 12—13.
- Преснякова О. Е., Прищепо Р. С. Система $\text{BeNO}_3 \cdot \text{NaF} \cdot \text{H}_2\text{O}$.— Журнал неорганической химии, 1966, № 11, с. 1436—1441.
- Пряхин А. И., Чеховских М. М., Шебуляева И. А. Микроэлементы в подземных водах Верхнего Приуралья.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1963, № 1, с. 90—98.
- Рассказов Н. М., Удодов П. А., Назаров А. Д. и др. Роль структурных и морфоструктурных факторов в формировании гидрогеохимических особенностей юго-восточной части Западной Сибири.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной гидрогеохимии. М.: Изд-во МГУ, 1979, с. 185—189.
- Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР/Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фарамазян А. С. и др. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1972. 393 с.
- Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных породах. М.: Наука, 1964. 50 с.

- Садиков М. А. Задачи и методы рудной гидрогеохимии. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск, 1971, с. 137—139.
- Самарина В. С. Гидрогеохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. 357 с.
- Свешников Г. Б. Электрохимические процессы на сульфидных месторождениях. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. 160 с.
- Севастьянова С. К. Геохимия йода, брома, фтора, стронция, бария, меди, свинца, марганца в подземных водах зоны интенсивного подземного стока Южного Предуралья. Автореф. канд. дис. М., 1977. 25 с.
- Серегин С. И. Резко ослабленные вторичные ореолы рассеяния рудных элементов как поисковый признак месторождений в карбонатных породах в условиях влажного климата. — В кн.: Поиски урановых месторождений в условиях горной тайги. М.: Недра, 1971, с. 56—63.
- Сидоренко В. В., Байкова В. С., Степанов И. В. Вулканогенно-кремнистая группа формаций Сакмарской зоны на западном склоне Южного Урала. М.: Наука, 1964. 67 с.
- Соловов А. П. Оценки прогнозных запасов металлов при региональных литохимических съемках. — В кн.: Количественная оценка прогнозных запасов и перспективных ресурсов минерального сырья при региональных металлогенических исследованиях. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1978, с. 29—31.
- Солодовникова Р. С., Удодов П. А., Бернатонис В. К. и др. Роль природного органического вещества типа гумуса в формировании зон окисления золоторудных месторождений Ольховско-Чибикевского района (Восточный Саян). — Записки Забайк. филиала геогр. о-ва СССР, 1974, вып. 102, с. 120—131.
- Соляков И. П. Гидрогеохимическая зональность в каменноугольных отложениях юго-западной части Донбасса. — В кн.: Труды I Украинского гидрогеологического совещания. Киев, 1961, с. 350—362.
- Сорбционно-солевой метод поисков рудных месторождений/Албул С. П., Гарьковец В. Г., Спилов Г. Г. и др. М.: Изд-во Ун-та Дружбы народов им. Патриса Лумумбы, 1978. 85 с.
- Стацук М. Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968. 208 с.
- Степанов В. М. К проблеме формирования химического состава подземных вод Забайкалья. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 37—42.
- Страхов Н. М. Геология кунгура в Ишимбаевском нефтеносном районе. М.: изд. МОИП, 1947. 144 с.
- Суетин Ю. П. О некоторых результатах экспериментальных работ при гидрогеохимических поисках ртутно-сурьмяного оруденения в Южной Фергане. — Вестник ЛГУ. Серия геол., 1965, № 6, вып. 1, с. 20—30.
- Суярко О. В. Про зв'язок розвантажування вод глибоких горизонтів с глибинною тектонікою Донбасу. — Докл. АН УРСР. Серия Б, 1970, № 5, с. 403—405.
- Суярко А. В., Дащенко Н. Н. О приуроченности гидрогеохимических аномалий ртути и мышьяка, выявленных на площади Украинского Донбасса, к зонам разгрузки глубинных вод. — В кн.: Степановские чтения. Артемовск, 1968, с. 163—164.
- Торгов В. Г., Хлебникова А. А. Атомно-абсорбционное определение золота в пламени и беспламенном графитовом атомизаторе с предварительным выделением экстракций сульфидов нефти. — Журнал аналитической химии, 1977, т. XXXXII, вып. 5, с. 960—965.
- Труды лаборатории гидрогеологических проблем им. академика Ф. П. Саваренского. Т. VII. М.: Изд-во АН СССР, 1954, 379 с.
- Туманов И. А. Оценка местного геохимического фона и выделение аномалий. — В кн.: Глубинные поиски рудных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 115—125.
- Тютюнов И. А. Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательной температуре. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 142 с.
- Удодов П. А., Онуфриенко И. П., Нариллов Ю. С. Опыт гидрогеохимических исследований в Сибири. М.: Высшая школа, 1962. 190 с.
- Удодов П. А., Солодовникова Р. С., Бернатонис В. К. Роль гумусовых кислот в процессах вторичного обогащения золоторудных месторождений Ольховско-Чибикевского района (Восточный Саян). — В кн.: Геохимия золота. Ч. 2. Владивосток, 1974, с. 164—171.
- Удодов П. А., Тупчий З. В., Кошлыова Ю. Г. и др. Гидрогеохимический метод при поисках ртути в Мавринско-Матвеевской рудной зоне. — В кн.: Методика и техника геохимических поисков рудных месторождений. Фрунзе: Илим, 1975, с. 230—232.
- Удодов П. А., Шварцев С. Л., Грицюк Я. М. и др. Использование гидрогеохимического метода при поисках ртути. — В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1978, с. 117—126.
- Уразлин Н. И. Некоторые особенности размещения ртутного оруденения в зоне сочленения Кузбасса и Кузнецкого Алатау. — В кн.: Новые данные по геологии рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1974, с. 70—74.

- Ферсман А. Е. Геохимия России. Пг., 1922.
- Ферсман А. Е. Геохимия. Т. II. М.—Л., 1934. 354 с.
- Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов, 1960, с. 11—19.
- Хатаров Н. И., Москалюк А. А. Экспериментальные данные к вопросам генезиса свинцового оруденения.— Сов. геология, 1954, сб. 43, с. 126—136.
- Ходжакулиев Я. А. Гидрогеологические закономерности формирования и размещения скоплений газа и нефти. М.: Недра, 1976. 335 с.
- Черняев А. М., Ковалев В. Ф., Черняева Л. Е. Геохимия микрокомпонентов подземных вод современной коры выветривания палеозойских пород Орского Урала.— Геохимия, 1965, № 4, с. 456—465.
- Шамолина Э. П., Удодов П. А., Бернатонис В. К. Геохимическая роль тионовых бактерий в формировании зон окисления золоторудных месторождений Ольховско-Чибикского района (Восточный Саян).— В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1978, с. 167—171.
- Шварцев С. Л. О физико-химических процессах в толще многолетнемерзлых пород.— В кн.: Криогенные процессы в почвах и горных породах. М.: Наука, 1965, с. 132—141.
- Шварцев С. Л. О некоторых вопросах эволюции объема и состава подземных инфильтрационных вод в алюмосиликатных породах.— Геохимия, 1975, № 6, с. 905—917.
- Шварцев С. Л. Новый метод интерпретации результатов гидрогеохимических поисков.— В кн.: Метод и средства разведки МПИ. Томск, 1977, с. 15—21.
- Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1978а. 287 с.
- Шварцев С. Л. Средние концентрации химических элементов в подземных водах зоны гипергенеза.— Геология и геофизика, 1978б, № 4, с. 63—75.
- Шварцев С. Л., Шварцева Н. М., Лян Д. Особенности геохимии сурьмы в подземных водах (на примере горных районов Средней Азии).— Геохимия, 1974, № 4, с. 602—609.
- Шварцева Н. М. Сурьма в подземных водах Кадамджайского месторождения.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 5, с. 1220—1222.
- Шварцева Н. М., Бабурова Э. П. Результаты экспериментов по выявлению форм водной миграции сурьмы.— В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Сибири. Тюмень, 1976, с. 50—56.
- Шемякин В. Н. О формах миграции сурьмы в природных водах и ее минералообразование.— В кн.: Гидрогеохимические и гидрогеологические методы поисков полезных ископаемых. Л.: изд. Геогр. о-ва СССР, 1967, с. 109—112.
- Шиманский А. А. Графические приемы статистической обработки поисковых и разведочных данных. Иркутск, 1974. 120 с.
- Шубенин Н. Г., Протопопов В. Н. Распространение сурьмы в природных водах Енисейского кряжа.— В кн.: Вопросы геохимии подземных вод в связи с поисками рудных полезных ископаемых. Томск, 1974, с. 78—84.
- Щербаков А. В. Геохимия термальных вод. М.: Наука, 1968. 234 с.
- Щербина В. В. О геохимическом значении количественного отношения Ag/Au.— Геохимия, 1956, № 3, с. 65—73.
- Щербина В. В. Комплексные соединения и перенос химических элементов в зоне гипергенеза.— Геохимия, 1956, № 5, с. 54—60.
- Щербина В. В. Геохимия серебра в зоне окисления сульфидных месторождений.— Геология рудных месторождений, 1970, т. 12, № 6, с. 73—79.
- Щербина В. В. Основы геохимии. М.: Недра, 1972. 296 с.
- Янов Э. Н. Тектоника Саяно-Алтайской складчатой области.— Сов. геология, 1966, № 8, с. 38—51.
- Wlotzka F. Untersuchungen zur Geochimie des Stickstoffs.— Geochimica et Cosmochimica Acta, 1961, v. 24, N 1-2, p. 151—159.
- Nickel E. H., Thornber M. P. Chemical constraints on the weathering of serpentinites containing nickel — non sulfides.— J. Geoch. Explor., 1977, N1-2, p. 235—245.
- Rankama K., Sahama T. Geochemistry. Chicago, 1955. 520 p.
- Stevenson F. J. On the presence of fixed ammonium in rocks.— Science, 1959, v. 130, N 3369, p. 221—222.
- Turekian K. K., Wedepohl K. N. Distribution of the elements in some magner units of the Earth's crust.— Bull. Geol. Amer., 1961, v. 72, N 2, p. 80—85.
- Thornber M. R. Pyrrhotite — the matrix of nickel sulfide mineralization. Conf. Austr. Inst. Min. Metall. Newcastle, 1972, p. 51—58.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
-----------------------	---

Вопросы геохимии подземных вод

П. А. Удодов . Значение идей В. И. Вернадского в развитии гидрогеохимических исследований	5
А. И. Перельман, П. А. Удодов, С. Л. Шварцев . О методологии и структуре гидрогеохимии	7
В. В. Поликарпочкин, Г. А. Белоголова . Математическая модель гидрогеохимического потока рассеяния и количественная оценка оруденения на ее основе	12
С. П. Албул . Теоретические основы рудопоисковой гидрогеохимии	27
А. И. Перельман . Окислительно-восстановительные условия — главный геохимический параметр подземных вод зоны гипергенеза	30
В. К. Кирюхин, С. Р. Крайнов, В. М. Швец . Гидрогеохимическое значение и методы изучения органических форм миграции элементов	33
Я. А. Ходжакулиев, В. Ф. Борзасек . Основные закономерности распределения металлов в подземных водах нефтегазоносных бассейнов Туркмении	39
С. Л. Шварцев . Условия формирования водных потоков рассеяния рудных месторождений в полузакрытых структурах	42
Ю. Ю. Бугельский, Н. Н. Ляликова, Е. В. Лебедева . О возможности азотнокислотного выветривания горных пород	47
В. А. Загоскин, Г. П. Королева, Е. И. Загоскина . Содержание рудных элементов в склоновых водах и использование их при поисковых работах	50
В. А. Кирюхин, Н. В. Никитина, В. Н. Шемякин . Особенности миграции рудных элементов в условиях Нижнего Приамурья	54
Б. Ф. Мицкевич, Ю. Я. Суцук, А. И. Самчук . Бериллий в водах Украинского щита	57
А. Я. Гаев . Гидрогеохимия серебра в зоне гипергенеза Урала	62
Н. Г. Шубенин, В. Н. Протопопов, Н. М. Шварцева . Теоретические основы, комплексирование и эффективность гидрогеохимического метода поисков сурьмы	66
С. П. Алексин . Свинец в подземных водах Туркменистана	69
Ю. Ф. Погребняк, В. В. Толочко . Концентрации и формы нахождения золота в природных водах Забайкалья	73
С. Л. Шварцев, Н. М. Шварцева, В. М. Людвиг . Формирование состава грунтовых вод Кураминского хребта (в связи с разработкой гидрогеохимического метода поисков)	79
В. Г. Суярко, А. В. Суярко . Особенности формирования и практическое значение гидрогеохимических аномалий в условиях Большого Донбасса	83
А. Е. Бахлов . Гидрогеохимические особенности Юго-Восточного Забайкалья	87
С. Л. Шварцев, Ю. Г. Копылова, З. В. Тупчий . Некоторые вопросы формирования химического состава подземных вод низкогорных районов юго-восточной части Западной Сибири (в связи с гидрогеохимическими поисками)	91

Методика и результаты гидрогеохимических поисков

И. С. Ломоносов, В. Н. Евдокимова, Г. П. Королева, Е. Н. Ламбина, Л. А. Филишова, С. Е. Чернигова . Значение новых методов обработки гидрогеохимических данных с машинным построением карт на ЭВМ	97
--	----

Е. А. Басков, Н. А. Петрова, Г. И. Пустовалова, С. Н. Суриков. Опыт регионального металлогенического прогнозирования в складчатых областях по данным металлоносности термальных вод	104
Б. А. Колотов, С. Р. Крайнов. Основные принципы создания рациональной методики гидрогеохимических поисков	110
Ж. С. Сыдыков. Основные принципы гидрогеохимических поисков рудных месторождений в Казахстане	113
В. А. Кирюхин. Роль гидродинамических процессов в формировании гидрогеохимических ореолов рассеяния рудных месторождений	116
Г. Б. Аносова. Гидрогеохимические аномалии на Ульзутуйском колчеданно-полиметаллическом месторождении	119
Е. М. Дутова, Ю. Г. Копылова, А. А. Лукин, Н. И. Уразлин. Роль морфоструктурного метода при геохимическом районировании и некоторые вопросы применения геохимических поисков на юго-востоке Западной Сибири	129
Л. С. Табакеблат. Гидрогеохимические поиски на площади Талота-Собского синклинория Полярного Урала	136
А. Р. Галстян, В. А. Игумнов, П. М. Каплагян, Э. И. Сардаров, Э. С. Халатян. О гидрогеохимическом прогнозировании на территории Армении	139
Е. А. Пономарев, В. П. Колосов, В. А. Пономарева. Выявление зон новейшей тектонической активизации юго-западных окраин Украинского щита гидрогеохимическим методом	142
В. Н. Макаров. Гидрогеохимические ореолы и потоки рассеяния рудных месторождений Якутии	145
К. А. Маврин, Ю. В. Ваньшин. О возможности использования гидрогеохимического метода при поисках глубокозалегающих рудных месторождений типа «медистых песчаников» в специфических геолого-структурных условиях Южного Предуралья	151
Н. И. Епикеев. К вопросу о роли основных катионов подземных вод при гидрогеохимических поисках глубокозалегающих рудных тел	154
Я. М. Грицюк. Основы алгоритмизации процесса выявления и разбраковки аномалий при геохимических поисках	155
А. В. Зувев. Анализ металлоносности азотных термальных вод Алтае-Саянской складчатой области в связи с поисками глубокозалегающих рудных полезных ископаемых	162
Г. Б. Аракелян, С. У. Вартамян, Т. Н. Кюрегян. К вопросу применения геофизических и гидрогеохимических методов поисков медно-молибденового оруденения юга Армянской ССР	167
В. П. Удодов, Г. А. Шеметов, О. П. Мезенцева. «Малые» элементы в девонских породах и природных водах Восточного Алтая	169
Е. М. Дутова, Ю. Г. Копылова, Д. Т. Салимбаева, З. В. Тупчий, В. Я. Бычков. Изучение условий формирования химического состава вод при выделении и обосновании гидрогеохимических аномалий	172
Н. М. Рассказов, В. Г. Спирын. Гидрогеохимические условия рудных месторождений юго-востока Западной Сибири	177
Е. В. Попова, М. Н. Годубчина. Термоэлектрические характеристики и изотопный состав серы, халькопирита, галенита и пирита	182
Литература	184

**ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ
ПОИСКОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Ответственные редакторы

Валентин Валентинович Поликарпочкин,

Павел Афанасьевич Удодов

Утверждено к печати Институтом геохимии
им. академика А. П. Виноградова

Редактор издательства *З. Д. Роскина*

Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*

Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*

Корректоры *С. М. Погудина, И. Н. Литвинова*

ИБ № 23035

Сдано в набор 24.03.81. Подписано к печати 23.04.82. МН-05215. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага офсетная. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 17,5. Усл. кр-отт. 17,8. Уч.-изд. л. 20. Тираж 1300 экз. Заказ 513. Цена 3 р. 20 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

УДК 550.4

Значение идей В. И. Вернадского в развитии гидрогеохимических исследований. У до дов П. А., Шварцев С. Л. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Показаны перспективы дальнейшей реализации идей академика В. И. Вернадского в направлении развития в Союзе новой науки Гидрогеохимии.

УДК 550.4

О методологии и структуре гидрогеохимии. Перельман А. И., У до дов П. А., Шварцев С. Л. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Определяется роль и место гидрогеохимии среди наук о Земле, рассматриваются особенности ее методологии и принципы исследований, дается ее определение, приводится примерный план курса, по которому целесообразно читать основы этой науки студентам.

УДК 550.84.

Математическая модель гидрогеохимического потока рассеяния и количественная оценка оруденения на ее основе. Поликарпочкин В. В., Белоголова Г. А. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Подтверждается целесообразность применения гидрогеохимического метода поисков на различных этапах геологоразведочных работ, начиная от мелкомасштабных исследований, имеющей целью выявление и окомтуривание не столько месторождений, сколько районов их сосредоточения.

Приведены расчеты, выполненные вручную, но в настоящее время переводимые на машинную программу. Автоматизированная программа обработки данных по потокам рассеяния с использованием охарактеризованной авторами математической модели предусматривает машинное построение карт продуктивности оруденения.

Ил. 5, табл. 2.

УДК 551.491.4

Теоретические основы рудопоисковой гидрогеохимии. Албул С. П. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Рассматриваются некоторые положения диффузионно-фильтрационной теории миграции элементов в связи с гидрогеохимическими поисками рудных месторождений и методы математической обработки данных гидрогеохимической съемки. Приведены примеры использования расчетных формул при интерпретации гидрогеохимических аномалий в различных условиях.

Ил. 2.

УДК 550.4.551.491.4

Окислительно-восстановительные условия — главный геохимический параметр подземных вод зоны гипергенеза. Перельман А. И. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Определяется понятие «геохимическая систематика подземных вод». По окислительно-восстановительным условиям выделяются три типа подземных вод зоны гипергенеза — кислородные, сероводородные и глеевые. Обосновывается существование в зоне гипергенеза двух типов восстановительной среды — сероводородного и глеевого. Наиболее распространены глеевые воды.

УДК 551.491.48; 543.3

Гидрогеохимическое значение и методы изучения органических форм миграции элементов. Кирюхин В. К., Крайнов С. Р., Швец В. М. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Рассматриваются состав органических веществ подземных вод, их способность образовывать координационные связи с ионами. Подчеркивается, что основным природным комплексообразователем являются фульвокислоты. Указывается, что под влиянием органических веществ расширяется диапазон кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условий миграции большинства элементов.

Ил. 6.

УДК 556.314.6(575.4)

Основные закономерности распределения металлов в подземных водах нефтегазоносных бассейнов Туркмении. Ходжакулиев Я. А., Борзасеков В. Ф. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Изучение металлоносности подземных вод Туркмении позволило выявить как общие, так и специфические гидрогеохимические черты различного типа нефтегазоносных бассейнов, установить связь накопления металлов с глубиной залегания, минерализацией вод и нефтегазовосностью основных нефтегазосодержащих комплексов отложений.

УДК 550.84

Условия формирования водных потоков рассеяния рудных месторождений в полузакрытых структурах. Шварце С. Л. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982. 4

На фоне многоступенчатого и весьма разнообразного формирования химического состава подземных вод в алмосиликатных и карбонатных породах рассматривается возмущающее влияние рудного тела на состав ореольных вод. Показано, что выявление такого влияния требует знания масштабов растворения водой горных пород и руд, масштабов вторичного минералообразования, избирательного концентрирования химических элементов в водах, механизмов и форм миграции элементов, процессов и факторов, контролирующих характер взаимодействия воды с горными породами, равновесного состояния в системе вода—порода — газ — органическое вещество, природы и характера геохимической среды и т. д.
Ил. 1.

УДК 551.311.231.

О возможности азотнокислотного выветривания горных пород. Бугельский Ю. Ю., Ляликов Н. Н., Лебедева Е. В. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

В районах распространения мощных кор выветривания установлено присутствие нитрифицирующих микроорганизмов. Показано, что количество азота атмосферного и глубинного происхождения достаточно для обеспечения жизнедеятельности этих микроорганизмов. Результаты экспериментов подтверждают, что в присутствии нитрификаторов разрушение горных пород идет в 4—8 раз интенсивнее, чем в стерильных опытах. В природных условиях азотистая и азотная кислоты, поступающие в поровые растворы, в результате жизнедеятельности микроорганизмов способствуют процессам выветривания водовмещающих пород.

УДК 550.42

Содержание рудных элементов в склоновых водах и использование их при поисковых работах. Загоскин В. А., Королева Г. П., Загоскина Е. И. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Рассматривается один из вариантов гидрогеохимических поисков, основанный на использовании вод рыхлого покрова, опробуемых вдоль подножий речных долин. Обосновывается целесообразность проведения гидрогеохимических исследований склоновых вод на стадии крупномасштабных площадных поисков в условиях закрытых вторичных ореолов рассеяния.

Ил. 3, табл. 1.

УДК 550.845; 553.452

Особенности миграции рудных элементов в условиях Нижнего Приамурья. Кириухин В. А., Никитина Н. В., Шемякин В. Н. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Многолетние работы ЛГИ на территории Нижнего Приамурья свидетельствуют об эффективности и перспективности гидрогеохимического метода, при поисках олово-полиметаллического оруденения.

Собран и обобщен обширный фактический материал по составу природных вод Нижнего Приамурья, режиму и зональности гидрохимических ореолов и потоков рассеяния; произведены термодинамические расчеты возможных форм миграции рудных элементов и выбрана наиболее эффективная методика гидрогеохимических поисков в условиях изучаемого района.

Рекомендуется при проведении поисковых работ рациональное комплексирование исследований, включающих гидрохимическую съемку, гидрохимические режимные наблюдения, детальную литохимическую съемку и донное опробование.

Табл. 1.

УДК 550.42 : 551.49 : 546.45

Бериллий в водах Украинского щита. Мицкевич Б. Ф., Суцник Ю. Я., Самчук А. И. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Изучена растворимость и комплексобразность в системах $\text{Be}(\text{OH})_2 - \text{CO}_3^{2-} - \text{H}_2\text{O}$; $\text{Be}(\text{OH})_2 - \text{HCO}_3^- - \text{H}_2\text{O}$ при $\mu = 1,0$, $25^\circ \pm 1^\circ\text{C}$.

Используя найденные экспериментально константы устойчивости карбонатных и бикарбонатных комплексов бериллия, рассчитаны равновесные соотношения бериллия в водах различных ландшафтно-геохимических районов Украинского щита.

Установлено, что наиболее распространенными формами миграции бериллия являются его гидробикарбонатные и гидроксокомплексы.

Ил. 2, табл. 3.

УДК 550.42 : 546.551

Гидрогеохимия серебра в зоне гипергенеза Урала. Гаев А. Я. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Серебро является хорошим водным мигрантом в условиях зоны гипергенеза Урала, особенно в сернокислых растворах. Фоновые концентрации металла возрастают от северной таежной географической зоны к южной лесной и лесостепной. Органическое вещество, с одной стороны, может усиливать подвижность серебра в водных растворах, а с другой — фиксирует его в почвах, корях выветривания, осадочных породах, способствуя формированию вторичных ореолов рассеяния этого металла.

Серебро накапливается в породах и минералах всякого бока сульфидных месторождений. Поэтому гидрогеохимические аномалии по серебру, тесно связанные с повышенными концентрациями металла в породах, являются хорошими структурно-геохимическими индикаторами медноколчеданного и других типов оруденения.

Табл. 1.

УДК 546.86 : 551.49

Теоретические основы, комплексирование и эффективность гидрогеохимического метода поисков сурьмы. Шубенин Н. Г., Протопопов В. Н., Шварцева Н. М. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Приведены сведения о распространении сурьмы в водах Кадамджайского, Удережского, Раздольнинского месторождений сурьмы и прилегающих к ним территорий. Доказаны масштабы и установлены формы миграции сурьмы в кислых, нейтральных и щелочных водах. Наличие сурьмы в водах восстановительной обстановки позволяет эффективно применять гидрогеохимический метод при поисках глубокозалегających рудных тел.

Табл. 3.

УДК 556.314 : 553.44(575.4)

Свинец в подземных водах Туркменистана. АLEXIN С. Н. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Содержание свинца в подземных водах достигает 125 000 мкг/л. Аномальные значения свинца в подземных водах возможны не только за счет влияния рудной минерализации, но и за счет разгрузки хлоридно-натриевых вод глубокой циркуляции, заключенных в продукцирующих нефть и газ отложениях и галит-ангидритовых осадках. Разгрузка этих вод сопровождается современными процессами рудообразования.

Табл. 1.

УДК 553.441

Концентрации и формы нахождения золота в природных водах Забайкалья. Погребняк Ю. Ф., Толочко В. В. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Излагаются результаты исследования концентраций и форм нахождения золота в различных типах природных вод Забайкалья. Особое внимание уделяется поведению золота в водных потоках рассеяния золотосульфидных месторождений; делается вывод о перспективности применения прямых гидрогеохимических методов при поисках коренных рудопроявлений золота. Обсуждаются результаты изучения растворов и переноса золота в условиях зоны окисления золотосульфидных месторождений.

Ил. 4.

УДК 550.84 (575.0)

Формирование состава грунтовых вод Кураминского хребта (в связи с разработкой гидрогеохимического метода поисков). Шварцев С. Л., Шварцева Н. М., ЛЮДВИГ В. М. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

На основе многолетних гидрогеохимических исследований рассматриваются особенности формирования химического состава вод Кураминского хребта, приводится характеристика гидрогеохимической вертикальной поясности, анализируется равновесие воды с горными породами и отдельными минералами, формы миграции ведущих химических элементов. Сделана попытка использовать генетический анализ путей формирования состава вод для количественной оценки источников химических элементов и выделения прогнозных критериев с целью оценки перспектив территории на рудные полезные ископаемые.

Ил. 2, табл. 3.

УДК (556.314 : 551.24./: 553.3.041(477.61/62))

Особенности формирования и практическое значение гидрогеохимических аномалий в условиях Большого Донбасса. Суярко В. Г., Суярко А. В. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Разгрузка подземных вод глубоких горизонтов Донбасса происходит по зонам глубинных разломов. Очаги разгрузки являются стабильными геохимическими барьерами, имеющие наибольший поисковый интерес при выявлении глубокозалегających рудных тел. Формирование химического состава вод и концентрации микроэлементов в них обуславливаются структурно-тектоническим положением водовмещающих толщ и не зависят от их стратиграфической приуроченности. Гидрогеохимические аномалии образуются в водах различных стратиграфических подразделений, как рудовмещающих, так и перекрывающих их. На основании изучения подземных вод ртутных месторождений Донбасса установлена гидрогеохимическая поисковая ассоциация и выделены поисковые гидрогеохимические признаки ртутных месторождений. Установлено сходство вод ртутносных структур с водами структур молодого магматизма.

В западной части Донбасса выделены гидрогеохимические прогнозные зоны и участки для дальнейших детализационных работ.

Ил. 1.

УДК 556.314(—0,2) : 553.3.041/571.55

Гидрогеохимические особенности Юго-Восточного Забайкалья. Бахлов А. Е. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

По результатам проведенных гидрогеологических и гидрогеохимических исследований приводятся геолого-структурные особенности с выделением основных куполовидных и кольцевых структур, являющихся потенциально рудными узлами; типы распространения подземных вод, их минерализация. Выделены водные ореолы рассеяния зон рудной минерализации. Наиболее представительные из них охарактеризованы с установлением определенных закономерностей и условий миграции рудных элементов при формировании ореолов рассеяния.

УДК 540.84 : 551.4 (571.1—12)

Некоторые вопросы формирования химического состава подземных вод низкорудных районов юго-восточной части Западной Сибири (в связи с гидрогеохимическими поисками). Шарцев С. Л., Копылова Ю. Г., Тупчий З. В. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Обосновывается необходимость детального изучения особенностей взаимодействия подземных вод с вмещающими отложениями при оценке фоновых содержаний элементов в водах.

Рассмотрено термодинамическое равновесие подземных вод с вмещающими отложениями, на основе чего выделены определенные геохимические типы вод и установлены группы гидрогеохимических поисковых признаков газной информативности.

Ил. 1, табл. 2.

УДК 550.42

Значение новых методов обработки гидрогеохимических данных с машинным построением карт на ЭВМ. Ломоносов И. С., Евдокимова В. Н., Королева Г. П., Ламбина Е. Н., Филиппова Л. А., Чернигова С. Е. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Важнейшей задачей в области гидрогеохимического картирования является путь широкой математизации исследований на основе автоматизированного построения и анализа карт различного назначения.

Институтом геохимии СО АН СССР и Вычислительным центром Иркутского государственного университета разработан метод многомерных полей (МП). В основе метода МП лежит построение и исследование в пространстве распределения множества химических элементов и разделение его на однородные области распределения геохимических классов. Решение в виде карт моноэлементных полей и карты многомерного поля выдаются ЭВМ полностью автоматически.

Метод применен для обработки данных гидрогеохимических съемок в различных районах Сибири. Выявлены перспективные участки с определенными ассоциациями элементов, отражающими типы рудной минерализации.

Ил. 4.

УДК 550.42 : 553.78 : 553.3.078(47+57)

Опыт регионального металлогенического прогнозирования в складчатых областях по данным металlogenности термальных вод. Басков Е. А., Петрова Н. А., Пустовалов Г. И., Суриков С. Н. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Освещается характер металlogenности различных типов термальных вод складчатых областей Кавказа, Забайкалья и Дальнего Востока. В пределах отдельных складчатых областей выделяется ряд гидроминералогических зон — территорий с определенными устойчивыми ассоциациями металлов в термальных водах разного типа. Установлено, что выделенные гидроминералогические зоны по ведущим ассоциациям металлов достаточно четко согласуются с уже известными металлогеническими зонами. Выполненный анализ указывает на возможность использования данных по металlogenности термальных вод складчатых областей для целей регионального прогнозирования на рудные полезные ископаемые.

Ил. 7, табл. 4.

УДК 556.314 : 553.3(571.56)

Основные принципы создания рациональной методики гидрогеохимических поисков. Колотов Б. А., Крайнов С. Р. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Излагаются принципы создания рациональной методики гидрогеохимических поисков, исходя из того, что:

- методика гидрогеохимических поисков служит для получения определенного количества информации о рудных объектах. Это количество должно быть необходимым и достаточным для решения геологической задачи;
- поисковые гидрогеохимические работы должны учитывать распределение информации по площади, поэтапно выделяя все меньшие участки со все возрастающей плотностью информации;
- получение гидрогеохимической информации рационально при уменьшении цены единицы информации и увеличении скорости ее получения.

УДК 556.314(574)

Основные принципы гидрогеохимических поисков рудных месторождений в Казахстане. Сыдыков Ж. С. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Определение рудных микроэлементов в подземных водах и сопоставление их с вещественным составом вмещающих пород показали, что существует довольно четкая гидрогеохимическая зональность в пространственном распределении их различных генетических групп. Установление этих групп, закономерно дифференцированных в различных рудных поясах Казахстана, позволило выделить 7 гидрометаллогенных зон, каждой из которых характерны определенные типы гидрогеохимических ассоциаций элементов в составе подземных вод. Это дает возможность проводить исследования целенаправленно и установить более узкий круг гидрогеохимических индикаторов, свойственных конкретным геолого-металлогеническим зонам и позволяющих более уверенно вести поиски по обнаружению скрытых рудных тел или сопровождающих их ореолов рассеяния рудного вещества во вмещающих породах.

УДК 550.845 : 532.5

Роль гидродинамических процессов в формировании гидрогеохимических ореолов рассеяния рудных месторождений. Кирюхин В. А. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Рассмотрена роль климатических и ландшафтных условий на формирование гидрогеохимических ореолов рассеяния. Показано, что динамика и режим подземных вод определяют продолжительность существования, состав, контрастность, зональность гидрогеохимических ореолов рассеяния рудных месторождений. Наиболее четко интерпретируются результаты гидрогеохимических поисков в пределах водосборов с площадью до нескольких квадратных километров. Рассматриваются вопросы создания кинематических моделей движения подземных вод для решения количественных задач поисковой гидрогеохимии.

УДК 550.84 : 551.4

Гидрогеохимические аномалии на Ульзугуйском колчеданно-полиметаллическом месторождении. Аносова Г. В. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Рассматриваются вопросы применения гидрогеохимического метода в условиях Забайкалья на примере исследований на Ульзугуйском колчеданно-полиметаллическом месторождении.

Дана общая характеристика распределения элементов в первичных, вторичных литохимических ореолах рассеяния. Оценены фоновые и аномальные содержания элементов, их контрастность в каждом типе вод. Характеристика особенностей распределения элементов в водах приводится на основе карт, построенных на ЭВМ методом многомерных полей.

Ил. 7, табл. 4.

УДК 550.84(571.1—12)

Роль морфоструктурного метода при геохимическом районировании и некоторые вопросы применения геохимических поисков на юго-востоке Западной Сибири. Дутова Е. М., Копылова Ю. Г., Лукин А. А., Уразлин Н. А. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

В качестве основы районирования территории по условиям ведения геохимических поисков наряду с геологическими условиями предлагается использовать морфоструктурные особенности территории. По результатам морфометрических построений выделяются морфоструктуры поднятия, опускания и два типа переходных, отличающихся по генезису покровных отложений, их мощности и характеру фильтрационных потоков. На примере одного из участков зоны сочленения Кузбасса и Кузнецкого Алатау рассматриваются результаты геохимических поисков и делается вывод о целесообразности комплексирования гидрогеохимических и литохимических поисков по потокам рассеяния.

Ил. 2.

Гидрогеохимические поиски на площади Талота-Собского синклиналии Полярного Урала. Табаксблат Л. С. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Приведены основные результаты гидрогеохимических исследований в пределах Талота-Собского синклиналии, одной из крупных структур осевой полосы Полярного Урала.

В условиях горно-тундрового ландшафта и сплошного развития многолетней мерзлоты выявлен ряд достаточно контрастных площадных и точечных гидрогеохимических аномалий рудогенных микроэлементов, ориентировочно установлена их природа, по коэффициенту K_x проведено сравнение интенсивности их миграции в природных водах района.

УДК 550.4

О гидрогеохимическом прогнозировании на территории Армении. Галстян А. Р., Игумнов В. А., Капалаян П. М., Сардаров Э. И., Халатян Э. С. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Изложены результаты многолетних исследований, проводимых гидрогеохимиками для поисков глубокозалегающих рудных месторождений на территории Армянской ССР.

УДК 550.42+551.24(477.4)

Выявление зон новейшей тектонической активизации юго-западных окраин Украинского щита гидрогеохимическим методом. Пономарев Е. А., Колосков В. П., Пономарева В. А. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

При площадных исследованиях по юго-западным окраинам Украинского щита с опробованием около 1300 водоупунктов отчетливо установлена приуроченность гидрогеохимических аномалий малой контрастности (особенно по ртути и редким щелочным элементам) и отрицательных аномалий по сульфат-иону к зонам новейшей тектонической активизации, которые авторы связывают с планетарными деформациями крупных блоков земной коры. Изучение зон тектонической активизации актуально для сейсмоопасных районов и при гидрогеологических исследованиях в аридных условиях, поскольку отмечается повышенная водообильность этих зон по сравнению с ненарушенными блоками земной коры.

УДК 550.845(571.56)

Гидрогеохимические ореолы и потоки рассеяния рудных месторождений Якутии. Макаров В. Н. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Дается типизация гидрогеохимических ореолов рассеяния в условиях мерзлоты. Отмечается возможность поисков рудных месторождений путем опробования льда наледей и наледных налетов. Показана эффективность гидрогеохимических работ в условиях широкого распространения аллохтонных образований и развития сплошной мерзлоты мощностью 200—900 м. Приведены основные гидрогеохимические признаки рудных месторождений Якутии.

Ил. 3, табл. 2.

УДК 556.314 : 553.43 : 551.247(470.56/59)

О возможности использования гидрогеохимического метода при поисках глубокозалегающих рудных месторождений типа «медистых песчаников» в специфических геолого-структурных условиях Южного Предуралья. Маврин К. А., Ваньшин Ю. В. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Рассматривается комплекс поисковых гидрогеохимических признаков на глубокозалегающие рудные месторождения типа «медистых песчаников» в сложных геолого-структурных условиях Южного Предуралья. Дается вывод о возможности привлечения гидрогеохимического метода для выявления рудоносных интервалов разреза и выделения перспективных участков и площадей.

УДК 550.845 : 553.3(575.41)

К вопросу о роли основных катионов подземных вод при гидрогеохимических поисках глубокозалегающих рудных тел. Еникеев Н. И. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Рассматривается вопрос о возможности использования повышенных относительно местного гидрогеохимического фона содержаниях натрия, калия и магния в подземных водах в качестве гидрогеохимических поисковых признаков рудных тел и особенно глубокозалегающих, сопровождающихся определенными типами околорудных изменений, например альбитизацией, адунитизацией, пропилитизацией и т. п., способных вызывать изменение химического состава воды в сторону увеличения содержания отдельных макрокатионов.

Табл. 1.

УДК 550.84 : 519(571.14)

Основы алгоритмизации процесса выявления и разбраковки аномалий при геохимических поисках. Г р и ц ю к Я. М. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Рассмотрены недостатки существующих методов выделения аномалий при геохимических поисках с использованием модели случайной величины. Рекомендовано использовать модель множественной регрессионной функции для аппроксимации экзогенных фоновых геохимических полей, а при изучении эндогенных полей рассеяния — вычисление интегральных показателей привноса — выноса элементов с учетом инверсии корреляционных связей при переходе от одной рудной категории к другой. Рекомендованные способы иллюстрируются примерами обработки данных геохимических поисков ртути в Мавринско-Матвеевской зоне Салаира.

Ил. 6.

УДК 553.78 : 553.3.078(571.5)

Анализ металлоносности азотных термальных вод Алтае-Саянской складчатой области в связи с поисками глубоководящих рудных полезных ископаемых. Зуев А. В. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Дан анализ металлоносности азотных термальных вод Алтае-Саянской складчатой области, позволяющий считать возможным использование этих данных в отношении металлогенического прогнозирования крупных тектонических блоков. Наиболее перспективна, судя по выполненному гидрогеохимическому анализу, в отношении возможного обнаружения молибден-вольфрамового оруденения южная часть Горного Алтая.

Ил. 1, табл. 1.

УДК 550.461, 550.422

К вопросу применения геофизических и гидрогеохимических методов поисков медно-молибденового оруденения юга Армянской ССР. Аракелян Г. Б., Вартамян С. У., Кюрегян Т. Н. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Впервые комплексно проводились исследования по поисковым методам гидроэлектротметрии и гидрогеохимии.

В полевых условиях проводились комбинированные измерения электросопротивляемости, окислительно-восстановительного потенциала, рН, устранение органического компонента с последующим концентрированием микрокомпонентов сорбентом.

В ходе методических и поисковых работ в рудном районе были получены следующие результаты:

— в ореольных водах месторождений установлена зависимость между понижением удельного электрического сопротивления (до 20 Ом м) и повышением минерализации (до 1,5 г/л) при фоновых параметрах соответственно 60 Ом м; 0,5 г/л;

— аддитивные и мультипликативные водные ореолы рассеяния меди, цинка, молибдена, серебра, свинца, сурьмы, бериллия более контрастно отражают рудную миеерализацию;

— из зафиксированных аномальных участков рудного района, одиннадцать четко совпали по данным двух методов и были рекомендованы для проведения более детальных поисков.

Табл. 1.

УДК 650.424(571.151)

«Малые» элементы в девонских породах и природных водах Восточного Алтая. Удодов В. П., Шеметов Г. А., Мезенцева О. П. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Приводятся усредненные концентрации 13 «малых» элементов в различных типах эффузивных и осадочных породах девона Уймэнско-Лебедской структурно-формационной зоны Восточного Алтая на основе 420 образцов и «фоновые» концентрации большинства этих элементов, вычисленные на основании 63 водных концентратов, отобранных по методике ТПИ. Выявляется принадлежность рассматриваемой зоны к областям рассеяной минерализации марганца и отсутствие прямой зависимости степени обогащенности природных вод «малыми» элементами от величин их концентраций в породах.

УДК 550.84 : 551.4(571.1—12)

Изучение условий формирования химического состава вод при выделения и обосновании гидрогеохимических аномалий. Дутова Е. М., Копылова Ю. Г., Салимбаева Д. Т., Тунчий З. В. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Рассматриваются условия формирования химического состава подземных вод в зависимости от характера их взаимодействия с вмещающими отложениями и гидродинамических особенностей морфоструктурных элементов рельефа. Исследуется распределение золота в водах. Обосновывается методика прогнозирования местоположения гидрогеохимического ореола на основе построения блок-диаграмм гидрогеохимических аномалий.

Ил. 2.

Гидрогеохимические условия рудных месторождений юго-востока Западной Сибири. Рассказов Н. М., Спирин В. Г. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Освещаются некоторые особенности вертикальной гидрогеохимической зональности рудных, в основном гидротермальных, месторождений горных районов юго-востока Западной Сибири. В их геологическом разрезе выделяется верхняя зона, расположенная выше уровня грунтовых вод, где интенсивно идет инфильтрация атмосферных осадков. В сильно увлажненных районах эта зона хорошо промыта и для элементов с высокой миграционной способностью не может служить источником формирования заметно выраженных водных потоков рассеяния.

Средняя зона месторождений, в которой развиты грунтовые трещинные воды, характеризуется широким развитием процессов, способствующих обогащению подземных вод металлами. За счет этой зоны образуются четко выраженные потоки рассеяния.

Нижняя зона, содержащая трещинные подземные воды, характеризуется пониженной концентрацией в них кислорода и более низким содержанием металлов.

Указанные особенности приводят к формированию под влиянием месторождений дифференцированных водных потоков рассеяния, локализующихся в вертикальном разрезе на различных уровнях.

Табл. 7.

Термоэлектрические характеристики и изотопный состав серы, халькопирита, галенита и пирита. Попова Е. В., Голубчина М. Н. Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1982.

Приводятся данные по термоэлектродвижущей силе и изотопному составу серы в 68 образцах сульфидов из некоторых полиметаллических, золоторудных и ртутных месторождений, а также из медистых песчаников разных регионов СССР.

Сопоставление полученных результатов позволило установить зависимость между этими характеристиками, так как ТЭДС и изотопный состав отображают общие генетические особенности формирования месторождений.

Табл. 1.

3 р. 20 в.

3745



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ