

**ГИДРОГЕОХИМИЯ
РУДОНОСНЫХ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
СТРУКТУР СССР
(ЗОНА ГИПЕРГЕНЕЗА)**

Ленинград · 1987

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ имени А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)

ГИДРОГЕОХИМИЯ
РУДОНОСНЫХ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
СТРУКТУР СССР
(ЗОНА ГИПЕРГЕНЕЗА)

Сборник научных трудов

Ленинград • 1987



5063

Гидрогеохимия рудоносных геологических структур СССР (зона гипергенеза). Сб. науч. трудов. Л., 1987. 80 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т им. А. П. Карпинского).

В статьях сборника рассматриваются особенности гидрогеохимии зоны гипергенеза различных районов Советского Союза, а также методические вопросы, связанные с гидрогеохимическим картированием закрытых районов по составу почвенно-грунтовых вод. Обосновываются комплекс газогидрогеохимических и микробиологических признаков скрытого оруденения и критерии оценки рудоносности недр закрытых территорий.

Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов— гидрогеологов, геохимиков, металлогенистов, занимающихся прогнозированием и поисками рудных полезных ископаемых на закрытых территориях.

Научные редакторы
И. К. ЗАЙЦЕВ, Л. Г. УЧИТЕЛЕВА

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящий сборник включены статьи, посвященные гидрогеохимическим поискам и прогнозной оценке перспектив закрытых территорий в отношении рудных полезных ископаемых. Статьи написаны товарищами по работе и учениками Елены Евстафьевны Беляковой, скоропостижно скончавшейся (28 ноября 1986 г.) в период подготовки сборника к изданию.

Е. Е. Белякова более 35 лет своей жизни посвятила изучению гидрогеохимии и разработке гидрогеохимического метода поиска месторождений вначале жидких и газообразных углеводородов, а после 1960 г. — рудных полезных ископаемых. Попутно с этими основными работами Елена Евстафьевна уделяла большое внимание изучению вопросов региональной гидрогеологии, гидрогеохимии и гидрогеобioхимии как факторов формирования и разрушения месторождений полезных ископаемых. Ею опубликовано 85 научных работ, в том числе ряд методических пособий по проведению гидрогеохимических исследований в целях поисков рудных месторождений и прогнозной оценки территорий на рудные полезные ископаемые по гидрогеохимическим показателям. Разработанные Е. Е. Беляковой методические приемы оригинальны и обоснованы большим количеством фактических данных.

Много сделано Еленой Евстафьевной и в области разработки нового направления прикладной гидрогеохимии — изучения гидрогеохимии геологических формаций в зоне гипергенеза с целью выявления гидрогеохимических критериев оценки их рудоносности. В последней изданной монографической работе Е. Е. Беляковой [1985 г.] на обширном фактическом материале, собранном во многих регионах СССР и обработанном различными методами анализа, обстоятельно освещены главные факторы формирования химического состава природных вод в зоне гипергенеза, определяющие закономерности миграции многих химических элементов в подземных водах. Ею охарактеризован общий ионный состав и металллоносность вод зоны гипергенеза ряда типичных рудоносных осадочных, магматических и метаморфических геологических формаций, развитых в различных ландшафтно-гидрогеологических условиях, установлены гидрогеохимические критерии оценки их рудоносности, показана эф-

фективность применения гидрогеохимического метода в целях обнаружения не только рудной минерализации на закрытых территориях, но и геологических структур, контролирующих размещение рудоносных площадей (зон тектонических разломов, активных контактов интрузивных пород с вмещающими, очагов бывшего вулканизма и т. д.). Не все перечисленные вопросы разработаны Е. Е. Беляковой с надлежащей детальностью и полнотой, но то, что ею сделано, несомненно намечает пути дальнейшего успешного развития поисковой гидрогеохимии. Это положение в значительной мере подтверждается содержанием статей, включенных в настоящий сборник.

В сборнике представлены результаты исследований сотрудников ВСЕГЕИ по вопросам разработки гидрогеохимического метода поисков на закрытых территориях СССР: Большой Кавказ и Предуралье, Восточно-Сибирская, Западно-Сибирская и Туранская платформы, район БАМа, Центральный Казахстан и Таймыр. На большом фактическом материале рассматриваются различные аспекты этой сложной проблемы, освещаются и общие вопросы гидрогеохимии зоны гипергенеза, и особенности металлоносности вод различных геологических формаций, находящихся в разных ландшафтно-климатических условиях, показывается эффективность изучения гидрогеохимии зоны гипергенеза закрытых территорий как с целью выявления рудоносности геологических формаций, так и с целью обнаружения скрытых геологических тел и глубинно-разрывных структур. Материалы сборника показывают, что гидрогеохимический метод исследования позволяет успешно решать разнообразные задачи, связанные с поисками и прогнозом рудных полезных ископаемых на закрытых территориях в различных природных условиях.

ГИДРОГЕОХИМИЯ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ПРЕДУРАЛЬЯ

В последнее десятилетие во ВСЕГЕИ проводятся работы по совершенствованию гидрогеохимических методов прогнозирования на основе формационного анализа [3, 5 и др.]. Одновременно продолжают развиваться и металлогенические исследования по выявлению связей геологических и рудных формаций, установлению типов структурно-формационных зон с определенной металлогенической специализацией [3, 4, 7, 8 и др.]. При этом структурно-формационная зона рассматривается как тектоническое выражение структурно-металлогенической зоны [8].

Применение гидрогеохимического метода на уровне конкретных структурно-металлогенических зон становится необходимым условием для повышения эффективности прогнозно-поисковых исследований на скрытое оруденение. Изучение современной гидрогеохимической обстановки различных типов структурно-металлогенических зон способствует уточнению их металлогенической специализации и потенциальной рудоносности.

Наряду с геохимической и металлогенической специализацией блоков земной коры можно говорить и об их гидрогеохимической специализации. В настоящей статье рассмотрены особенности гидрогеохимии и металлоносности подземных вод зоны гипергенеза структурно-металлогенических зон согласных стратифицированных комплексов терригенных красноцветных формаций Большого Кавказа и Предуралья.

Структурно-формационная зона Передового хребта Большого Кавказа представляет собой среднепалеозойский грабен-синклиниорий, сложенный в разной степени метаморфизованными и дислоцированными вулканогенно-осадочными породами, и наложенный позднепалеозойский синклиниорий, выполненный слабо метаморфизованными и слабо дислоцированными терригенными отложениями. Для средне-позднедевонского грабен-синклинория основными геологическими формациями являются: базальт-андезит-липаритовая, натриевых базальтов, андезит-базальтовая,

кремнисто-карбонатная, кремнисто-сланцевая; с ними ассоциируют вулканогенно-осадочные и гидротермальные месторождения серноколчеданной и медно-цинковой колчеданной рудных формаций. Молассоидная, известняково-глинисто-песчаная пестроцветная, алевроито-песчаная красноцветная формации нижней перми с несогласием залегают на более древних образованиях, содержат рудную минерализацию типа медистых песчаников и марганцевую манганит-пирролюзитовую.

В восточных районах Русской платформы широко распространены алевроито-песчаная, глинисто-песчаная континентальная красноцветная и карбонатно-терригенная лагунно-континентальная пестроцветная формации верхней перми, с которыми связана рудная минерализация типа медистых песчаников. Подстилаются эти формации известняковой, кремнисто- и сульфатно-карбонатной морскими и лагунно-морскими нижнепермскими формациями, с которыми ассоциируют ратовкитовая, свинцово-цинковая, целестиновая, фосфоритовая рудные формации [2, 8].

Анализ закономерностей распространения металлов в подземных водах, оценка степени их накопления (или рассеяния) проведены методом коэффициентов концентрации (КК). Коэффициенты рассчитывались по отношению к средним содержаниям металлов в водах зоны гипергенеза*. Для полноты картины приводятся данные о содержании металлов в водах более глубоких частей разреза (зона катагенеза). Для расчетов было отобрано порядка 30 наиболее представительных результатов полуколичественного спектрального анализа сухих остатков по каждому изучаемому региону.

Алевроито-песчаная красноцветная континентальная формация нижней перми Большого Кавказа распространена в зоне Передового хребта и представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами аксаутской и большешелабинской свит. Общая мощность формации достигает 2—4 км и более. Породы дислоцированы сравнительно слабо. В терригенной красноцветной толще нижней перми выше местных базисов эрозии распространены преимущественно гидрокарбонатные, реже сульфатно-гидрокарбонатные воды. Общая минерализация их обычно 0,09—0,3 г/кг, в отдельных пунктах до 0,4—0,6 г/кг. По химическому составу они близки к поверхностным (речным) водам этого района. Анализ изотопного состава водорода и кислорода (в процентах к SMOW) также показал близость подземных вод зоны гипергенеза ($\delta D = -104 \dots -65$; $\delta^{18}O = -10,8 \dots -9,5$) к поверхностным водам этой территории ($\delta D = -103 \dots -63$; $\delta^{18}O = -16,1 \dots -8,8$), а также к атмосферным осадкам данной местности ($\delta D = -65$; $\delta^{18}O = -8,5$) [1]. В водах зоны

* Средние содержания элементов в водах зоны гипергенеза взяты по С. Л. Шварцеву [1978 г.].

Таблица 1

Содержание микроэлементов в подземных водах терригенных красноцветных формаций Большого Кавказа

Элемент	Зона гипергенеза					Зона катагенеза			
	Процент обнаружения	$C_{\text{ср}}$ мг/кг	C_{max} мг/кг	$KK_{\text{ср}}$	KK_{max}	Процент обнаружения	$C_{\text{ср}}$ мг/кг	C_{max} мг/кг	KK_{max}
Li	<50	0,01	0,4	0,7	30	100	3	6	430
Be	<50	0,001	0,01	4	40	<50	0,002	0,01	40
Al	100	3	39	11	140	100	1,5	2	7
Si	100	7,8	66	0,9	8	100	10	20	2
Sr	100	0,07	1	0,4	5	100	10	20	110
Ba	>50	0,03	0,5	2	30	0	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Ti	100	0,01	0,1	1	9	100	0,1	0,2	20
V	>50	0,003	0,03	2	20	<50	0,1	0,2	130
Cr	100	0,03	0,2	10	70	<50	0,1	0,2	70
Mn	100	0,05	0,6	1	12	100	0,4	0,7	15
Fe	100	1	9	2	16	100	57	168	310
Co	>50	0,002	0,01	3	13	0	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Ni	100	0,03	2,2	9	700	>50	0,1	0,2	60
Cu	100	0,003	0,03	0,5	6	100	0,03	0,1	20
Zn	>50	0,05	0,3	1,5	6	<50	0,01	0,2	6
Ag	>50	0,0002	0,003	0,7	7	<50	0,01	0,02	70
Sn	<50	0,0004	0,001	1	2	0	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Pb	>50	0,009	0,08	4	40	<50	0,001	0,002	1
Ga	>50	0,0007	0,003	1,4	6	0	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Mo	>50	0,0007	0,003	0,3	1,5	0	«	«	«
Sc	<50	0,0001	0,003	Не обн.	Не обн.	0	«	«	«
Zr	<50	0,02	0,1	15	80	0	«	«	«
La	<50	0,001	0,003	Не обн.	Не обн.	>50	0,02	0,05	«

гипергенеза обнаружены различные элементы, концентрация которых колеблется в широких пределах, иногда достигая аномальных значений (табл. 1). Наиболее высокая встречаемость (100 %) характерна для Si, Al, Fe, Ti, Cr, Mn, Sr, а также Cu, Ni. К категории часто встречающихся (50—100 %) относятся Ba, V, Co, Pb, Zn, Ag, Ga, Mo. В количественном отношении преобладают (средние концентрации, мг/кг): Si, Al, Fe (1—8,3), Ba, Ti, Cr, Mn, Zn, Ni, Sr, Li, Zr (0,015—0,07). Средние концентрации Cu, Pb, Co, Be, V не превышают 0,003—0,009 мг/кг. Обращают на себя внимание относительно высокие максимальные концентрации (мг/кг): Si (до 66), Al (до 38), Fe (до 9), Ni (до 2,2), Ba, Mn, Zn, Sr (до 0,5—1). Для большинства элементов обычно характерна невысокая степень накопления в водах зоны гипергенеза. Коэффициенты концентрации изменяются от 1 до 15 (Be, Al, Ba, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Sn, Pb, Ga, Zr). Такие элементы, как Li, Sr, Cu, Ag, Mo, встречаются преимущественно в рассеянном состоянии ($KK_{\text{ср}} < 1$). На отдельных участках степень концентрации ряда элементов резко возрастает. Макси-

мальные коэффициенты концентрации достигают: Ni — 700 и более, Al — до 140, Cr, Ag, Pb, Zr — до 50—80 (табл. 1).

На глубинах несколько десятков метров и более ниже местных базисов эрозии (в зоне катагенеза) в рассматриваемой структурно-металлогенической зоне распространены гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией до 0,6—1 г/кг. Величина их рН достигает 8,7. В этих водах обнаружены (мг/кг): Li (до 0,4), В (до 0,35), W (до 0,15), а также Ti, Cr, Mn, Cu, Ni (0,001—0,006), Fe, Zn, Sr (0,01—0,04), Si (до 0,8—1), Al (до 0,1). Ниже, на глубине 300—500 м и более от базиса эрозии, развиты сульфатно-хлоридные и хлоридные натриевые воды с минерализацией до 17—20 г/кг. Характерны высокие содержания в воде сульфатов (до 3 г/кг). Состав газа азотный с концентрацией в нем гелия до 0,8 об. %. Изотопный состав ($\delta D = -28$; $\delta^{18}O = -4,9$), а также комплекс гидрогеохимических и палеогидрогеологических показателей [1, 5] свидетельствуют о том, что эти воды представляют собой смесь древнеинфильтрационных вод, формировавшихся в условиях аридного климата, и седиментогенных вод морских бассейнов послепалеозойского времени, проникавших в консолидированные толщи нижней перми. В водах зоны катагенеза средние концентрации элементов изменяются (мг/кг): 0,001—0,002 у Pb и Be; 0,01—0,03 у La, Ag, Cu, Zn; до 0,1—0,4 у Ti, Cr, Mn, V, Ni; 1—10 у Si, Al, Li, Sr; до 60 у Fe. Наиболее высокая степень концентрирования в этих водах наблюдается у Li, Fe, V, Sr ($KK_{max} = 110—430$). Значительно ниже она у Ag, Ni, Cr, Be ($KK_{max} = 40—70$). Остальные элементы практически не накапливаются или находятся в рассеянном состоянии.

Континентальные красноцветные терригенные и карбонатно-терригенные формации верхней перми Предуралья сложены преимущественно песчаниками, алевролитами, глинами, конгломератами уфимского, казанского и татарского ярусов. Отдельные части шешминского горизонта уфимского яруса сильно загипсованы и известковисты. Мощность формаций — до нескольких сот метров, в Предуральском прогибе — до 1—3 км. В зоне свободного водообмена, на глубинах обычно до первых ста метров, распространены кислородно-азотные воды атмосферного питания. Состав вод пестрый — гидрокарбонатный, сульфатно-гидрокарбонатный, сульфатный, гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый, магниевый-кальциевый, кальциевый-натриевый. Минерализация подземных вод изменяется от 0,3 до 10 г/кг. Местами в водах содержится сероводород (до 1—3 мг/кг). Микроэлементный состав представлен довольно широкой гаммой (табл. 2). Практически всегда встречаются в водах Li, Al, Si, Sr, V, Mn, Fe, Co, Cu. Несколько ниже процент встречаемости у Si, Sr, Fe. Наиболее высокие средние концентрации отмечаются у Si, Sr, Fe (1,5—8 мг/кг). Средние концентрации Al, Zn — до 0,1—0,15 мг/кг, Ba, V, Cr, Ni — до 0,01 мг/кг. Установлено, что концентрации

Таблица 2

Содержание микроэлементов в подземных водах терригенных красноцветных формаций Предуралья

Элемент	Зона гипергенеза					Зона катагенеза			
	Процент обнаружения	C_{cp} мг/кг	C_{max} мг/кг	KK_{cp}	KK_{max}	Процент обнаружения	C_{cp} мг/кг	C_{max} мг/кг	KK_{max}
Li	100	0,01	0,06	0,7	4	100	0,05	0,1	7
Al	100	0,1	6	0,4	21	—	—	—	—
Si	100	8	25	0,5	3	100	3	10	1
Sr	100	2	25	11	140	—	—	—	—
Ba	< 50	0,01	0,06	0,5	3	—	—	—	—
Ti	< 50	0,008	0,06	0,7	6	50	0,001	0,003	0,3
V	100	0,01	0,03	7	19	50	0,005	0,01	6
Cr	> 50	0,01	0,02	3	7	50	0,1	0,2	70
Mn	100	0,007	0,1	0,1	2	50	0,002	0,004	0,1
Fe	100	1,5	3,7	3	7	50	2	4	7
Co	100	0,006	0,02	8	27	0	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Ni	> 50	0,01	0,02	3	7	50	0,05	0,1	30
Cu	100	0,008	0,1	2	18	100	0,01	0,02	3
Zn	> 50	0,15	0,8	4	23	100	0,03	0,05	1,5
Ag	< 50	0,00004	0,0003	0,1	1	50	0,001	0,002	7
Sn	< 50	0,0003	0,004	0,7	10	0	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Pb	< 50	0,005	0,05	3	23	0	«	«	«
Ga	< 50	0,0001	0,001	0,2	2	50	0,03	0,06	120
Mo	< 50	0,0003	0,002	0,2	1	0	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Zr	< 50	0,003	0,004	2	3	0	«	«	«

Cu, Mn, Co, Ni, в меньшей степени V и Sr в солоноватых водах примерно на порядок выше по сравнению с пресными водами. Концентрации большинства металлов в соленых и рассольных хлоридных натриевых водах зоны катагенеза сходны с их содержаниями в солоноватых водах зоны свободного водообмена. Подавляющее большинство металлов имеет весьма низкие коэффициенты концентрации в водах зоны гипергенеза ($KK_{cp}=1-11$). На отдельных участках формации происходит существенное накопление некоторых элементов, что отражается в значительном повышении их KK_{max} : Sr — до 140, Al, V, Co, Cu, Zn, Pb — до 20—30.

Обобщение и анализ фактического материала по металлоносности вод зоны гипергенеза согласных стратифицированных комплексов терригенных красноцветных формаций Большого Кавказа и Предуралья позволили наметить некоторые черты сходства и различия их гидрогеохимической специализации. Результаты сравнительного анализа приведены в табл. 3 и 4.

Следует отметить, что характер встречаемости элементов в подземных водах не вполне точно отражает специализацию конкретных структурно-металлогенических зон. Геохимический об-

Распределение металлов в водах зоны гипергенеза терригенных красноцветных формаций нижней перми Большого Кавказа

Процент обнаружения	По встречаемости	
100 100—50 <50	Al, Sr, Ti, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu Ba, V, Co, Zn, Ag, Pb, Ga, Mo Li, Be, Sn, Sc, Zr, La	
Интервалы концентраций, мг/кг	По средним концентрациям	По максимальным концентрациям
>10 10—1 1—0,1 0,1—0,01 0,01—0,001 0,001—0,0001	— Al, Fe — Li, Sr, Ba, Ti, Cr, Mn, Ni, Zn, Zr Be, V, Co, Cu, Pb, La Ag, Sn, Ga, Mo, Sc	Al Sr, Fe, Ni Li, Ba, Ti, Cr, Mn, Zn, Zr Be, V, Co, Cu, Pb Ag, Sn, Ga, Mo, Sc, La —
Интервалы КК	По степени накопления относительно средних концентраций	По степени накопления относительно максимальных концентраций
>200 200—100 100—50 50—15 15—10 10—5 5—1 <1	— — — — Al, Cr, Zr Ni Be, Ba, Ti, V, Mn, Fe, Co, Zn, Pb, Ga Li, Sr, Cu, Ag, Sn, Mo	Ni Al Cr, Zr Li, Be, Ba, V, Fe, Pb Mn, Co Sr, Ti, Cu, Zn, Ag, Ga Sn, Mo —

лик красноцветов обычно выражается триадой Cu—Pb—Zn и их спутниками. Из этих металлов в подземных водах зоны гипергенеза обоих регионов только Cu имеет наивысшую встречаемость (100 % обнаружения). Pb и Zn обнаруживаются на Большом Кавказе в 70 % проб, а в Предуралье встречаемость Pb снижается до 50 % и менее. Эти цифры зависят не столько от реальной геохимической обстановки, сколько от степени чувствительности анализа отдельного элемента. Из группы железа наиболее часто в подземных водах Большого Кавказа встречаются Mn, Fe, Ti, Cr, Ni, а в Предуралье — Mn, Fe, Co, V (100 % обнаружения).

По величине средних концентраций в водах зоны гипергенеза Большого Кавказа преобладают Al и Fe. На один-два порядка

Распределение металлов в водах зоны гипергенеза терригенных красноцветных формаций верхней перми Предуралья

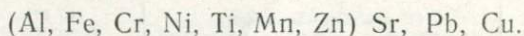
Процент обнаружения	По встречаемости	
100 100—50 <50	Li, Al, Sr, V, Mn, Fe, Co, Cu Cr, Ni, Zn Ba, Ti, Ag, Sn, Pb, Ga, Mo, Zr	
Интервалы концентраций, мг/кг	По средним концентрациям	По максимальным концентрациям
>10 10—1 1—0,1 0,1—0,01	— Sr, Fe Al, Zn Li, Ba, V, Cr, Ni	Sr Al, Fe Mn, Cu, Zn Li, Ba, Ti, V, Cr, Co, Ni, Pb
0,01—0,001 0,001—0,0001	Ti, Mn, Co, Cu, Pb, Zr Sn, Ga, Mo	Sn, Ga, Mo, Zr Ag
Интервалы КК	По степени накопления относительно средних концентраций	По степени накопления относительно максимальных концентраций
>200 200—100 100—50 50—15 15—10 10—5 5—1 <1	— — — — Sr V, Co Cr, Fe, Ni, Cu, Zn, Pb, Zr Li, Al, Ba, Ti, Mn, Ag, Sn, Ga, Mo	— Sr — Al, V, Co, Cu, Zn, Pb Sn Ti, Cr, Fe, Ni Li, Ba, Mn, Ag, Ga, Mo, Zr —

ниже концентрации Li, Sr, Ba, Ti, Cr, Mn, Ni, Zn, Zr. По максимальным концентрациям на первое место наряду с Al и Fe выступают Ni и Sr. В Предуралье наиболее высокие средние концентрации у Sr и Fe, несколько ниже они у Al и Zn. По максимальным концентрациям выделяются Sr, Al, Fe, а также Mn, Cu, Zn.

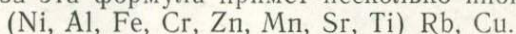
Коэффициенты концентрации металлов в водах зоны гипергенеза рассматриваемых структурно-металлогенических зон также расставляют обнаруженные элементы в определенном порядке. Для регионов в целом характерна невысокая степень накопления подавляющего большинства металлов. Некоторые элементы обычно не накапливаются в подземных водах или находятся в рассеянном состоянии. Однако набор таких элементов

в однотипных формациях Кавказа и Предуралья различен. На Большом Кавказе средние коэффициенты концентрации менее единицы имеют Li, Sr, Cu, Ag, Sn, Mo. В Предуралье к ним прибавляются Al, Ti, Mn, Ga. Вместе с тем Sr в этом регионе по степени накопления в водах зоны гипергенеза стоит на первых позициях, так же как V и Co. На Большом Кавказе по этому показателю выделяются Al, Cr, Zr, Ni. На отдельных участках структурно-металлогенических зон интенсивность накопления некоторых металлов в водах зоны гипергенеза резко возрастает. Так, на Большом Кавказе максимальный коэффициент концентрации Ni в ряде случаев достигает 700 и более, Al — 140, Cr и Zr — 70—80. В Предуралье в этом отношении первые позиции занимает Sr (KK_{\max} — до 140).

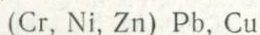
Своеобразие гидрогеохимических обстановок рассматриваемых структурно-металлогенических зон, проявляющееся в средних и максимальных концентрациях металлов, характере встречаемости и степени их накопления, может быть выражено в виде формул (рядов элементов), где в скобках стоят элементы, наиболее характерные для конкретной зоны. Структурно-металлогеническая зона, представленная красноцветами нижней перми Большого Кавказа, имеет следующий гидрогеохимический облик (по средним концентрациям):



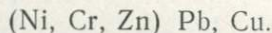
На участках максимальных концентраций элементов в водах зоны гипергенеза эта формула примет несколько иной вид:



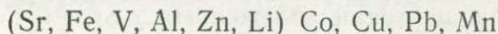
Опустив в формулах некоторые наиболее широко встречающиеся металлы из группы породообразующих, получим гидрогеохимическую характеристику рудной металлогенической специализации данной зоны:



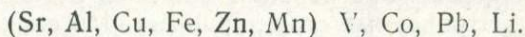
и



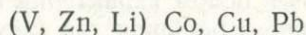
Гидрогеохимический облик однотипной (по формационному строению) структурно-металлогенической зоны Предуралья выражается несколько другим набором элементов:



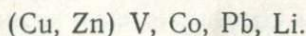
и



В упрощенном виде:



и



В водах зоны гипергенеза красноцветов Передового хребта, наряду с характерными для этой формации Cu, Zn, Pb, явно преобладает Ni, а также Ti и Cr. Эти элементы могли поступать в подземные воды из пород габбро-диабазовой и дунит-перидотитовой формаций, пространственно сопряженных с вулканитами спилит-кератофировой группы формаций нижнего палеозоя. С этими секущими комплексами генетически связана медно-никелевая, титаномагнетитовая и хромитовая минерализация (Беденский, Уруштен-Маркопиджский и другие районы) [6, 8]. Ураганные величины концентраций никеля в подземных водах (табл. 1) могут являться прямыми поисковыми критериями на скрытое никелевое оруденение в Уруп-Ацгаринском районе. Для изучения этой гидрогеохимической аномалии необходимо проведение детальных исследований.

В водах зоны гипергенеза красноцветных формаций Предуралья заметную роль играют Sr, Li, V, Co. Два первых элемента входят в состав солевого комплекса пермских отложений Предуралья. На отдельных участках известны скопления целестиновой минерализации [2, 8]. Другим источником Sr и Li, по видимому, являются соленые и рассольные воды зоны катагенеза, для которых характерны повышенные концентрации этих металлов. Накопление в водах зоны гипергенеза V и Co может происходить за счет разрушения скоплений природных битумов, залегающих в пермских отложениях. Отличительной чертой битумов этого региона является обогащенность их V, Co и другими металлами [9]. Кроме того, результаты сравнительного анализа гидрогеохимии структурно-металлогенических зон двух регионов позволяют говорить о большей перспективности пермских красноцветных формаций Предуралья в отношении скрытого оруденения типа медистых песчаников.

Проведенные исследования показали также, что гидрогеохимические характеристики даже однотипных (по формационному строению) структурно-металлогенических зон, но находящихся в разных тектонических обстановках, имеют существенные различия. На характер распределения элементов в подземных водах оказывают влияние геохимические, фациальные, физико-географические и другие факторы. Гидрогеохимические условия структурно-металлогенических зон геосинклинальных областей имеют свою специфику. Активное тектоническое развитие этих регионов, выраженное в напряженных пликативных дислокациях, многочисленных разрывных нарушениях, определяет своеобразие их гидрогеодинамической и гидрогеохимической обстановок. Кроме того, для геосинклинальных областей характерно пространственное сочетание согласных стратифицированных и секущих комплексов. В таких случаях гидрогеохимические данные будут отражать металлогеническую специализацию не какой-то одной конкретной, а нескольких пространственно взаимосвязанных структурно-металлогенических зон.

Изучение гидрогеохимии зоны гипергенеза рассмотренных структурно-металлогенических зон выявило дополнительные критерии для уточнения их специализации и потенциальной рудоносности. Дальнейшее развитие подобных работ в общем комплексе металлогенических исследований позволит повысить эффективность прогноза и поисков скрытого оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вересов С. А. Гидрогеохимия, палеогидрогеология северо-западной части Большого Кавказа. Автореф. канд. дис. Л., 1985. 22 с.
2. Геологические формации осадочного чехла Русской платформы/ Н. С. Иголкина, В. П. Кириков, Г. Г. Кочин и др. Л., Недра, 1981. 168 с.
3. Гидрогеохимические исследования (зона гипергенеза). Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций/Е. Е. Белякова, А. В. Зуев, Н. П. Никитина и др. Л., Недра, 1985. 252 с.
4. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/Ред. Д. В. Рундквист. Л., Недра, 1978. 607 с.
5. Палеогидрогеохимические исследования. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций/Е. А. Басков, С. А. Вересов, Н. А. Петрова и др. Л., Недра, 1985. 251 с.
6. Плоско В. В. Гипербазиты Карпато-Крымско-Кавказской складчатой системы. Киев, Наукова думка, 1986. 192 с.
7. Региональная геология и металлогения СССР/Ред. Д. В. Рундквист, А. А. Смыслов. Л., Недра, 1985. 275 с.
8. Рудоносность и геологические формации структур земной коры/К. А. Марков, В. А. Трофимов, Ю. Г. Старицкий и др. Л., Недра, 1981. 423 с.
9. Юдин Г. Т., Жабрева П. С., Атанасян С. В. Геологические условия залегания скоплений природных битумов. М., Наука, 1981. 138 с.

УДК 556.314 : 553.3.041

Л. Г. Учителева

ГИДРОГЕОХИМИЯ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА СКЛОНОВ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ, ПЕРСПЕКТИВНЫХ НА СКРЫТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Структурно-формационные комплексы склонов молодых платформ перспективны на различные виды полезных ископаемых. Известные здесь рудопроявления относятся к типу скрытых, эффективность обнаружения которых тесно связана с развитием и совершенствованием гидрогеохимического метода поисков. В этой связи изучение общей гидрогеохимической обстановки склонов платформ, особенностей их гидрогеохимической зональности и специализации (как части геохимической зональности и специализации пород) — один из возможных путей повышения эффективности гидрогеохимических исследований при выявлении структурно-металлогенических зон и рудоносных площадей на закрытых территориях.

Одним из наиболее перспективных по возможности обнаружения зон скрытого оруденения, а также наиболее интересным в гидрогеохимическом отношении является Приуральский склон Западно-Сибирской и Туранской эпигерцинских платформ. Складчатый фундамент склона представлен структурно-формационными комплексами палеозоя и протерозоя, с которыми в открытой части Урала связаны как стратифицированные, так и секущие (плутоногенные) структурно-металлогенические зоны с разнообразными рудными формациями и рудопроявлениями [7]. Ряд структурно-металлогенических зон (Убаганская, Восточно-Уральская, Валерьяновская) прослежен и в погребенной части склона, с ними связано скарново-магнетитовое оруденение. Структуры фундамента нарушены многочисленными разрывами различного времени заложения, многие из которых проявлены в отложениях покровного комплекса.

На породах фундамента, значительно денудированных и выветрелых в верхней части, несогласно залегает покровный структурно-формационный комплекс осадочных мезозойско-кайнозойских формаций; мощность его на большей части склона составляет 100—700 м. Вблизи Урала разрез комплекса полностью представлен континентальными фациями. Далее к востоку располагается «переходная зона», в пределах которой происходила частая смена континентальных и морских условий седиментации; она занимает основную площадь склона. И только вдоль его восточной границы преобладающее развитие в разрезе имеют отложения морского и прибрежно-морского генезиса. Следует отметить, что если палеозойские отложения формировались преимущественно в бассейнах нормальной или повышенной солености, то образование формаций чехла склона происходило в бассейнах пресноводных или слабосоленоватых, и лишь бассейн палеоген-верхнемеловой трансгрессии имел соленость вод, близкую к солености современного океана. На юге склона повышенной соленостью обладали также бассейны, в которых происходила седиментация отложений неогена. С осадочными формациями на склоне связаны погребенные месторождения марганцевых руд, оолитовые железорудные месторождения морского и континентального типа, россыпи титана и другие твердые полезные ископаемые, а также минеральные бальнеологические воды курьинского, сакского, эссендукского и других типов [9].

Подземные воды зоны гипергенеза Приуральского склона характеризуются разнообразной минерализацией и составом, что частично отражают его опорный гидрогеохимический разрез (с элементами палеогидрогеохимии) и гидрогеохимическая карта (рис. 1, 2). В северных и центральных районах склона для формаций, расположенных выше мел-палеогенового относительного водоупора, а вблизи Урала — для всего покровного комплекса и для верхних горизонтов фундамента характерны интен-

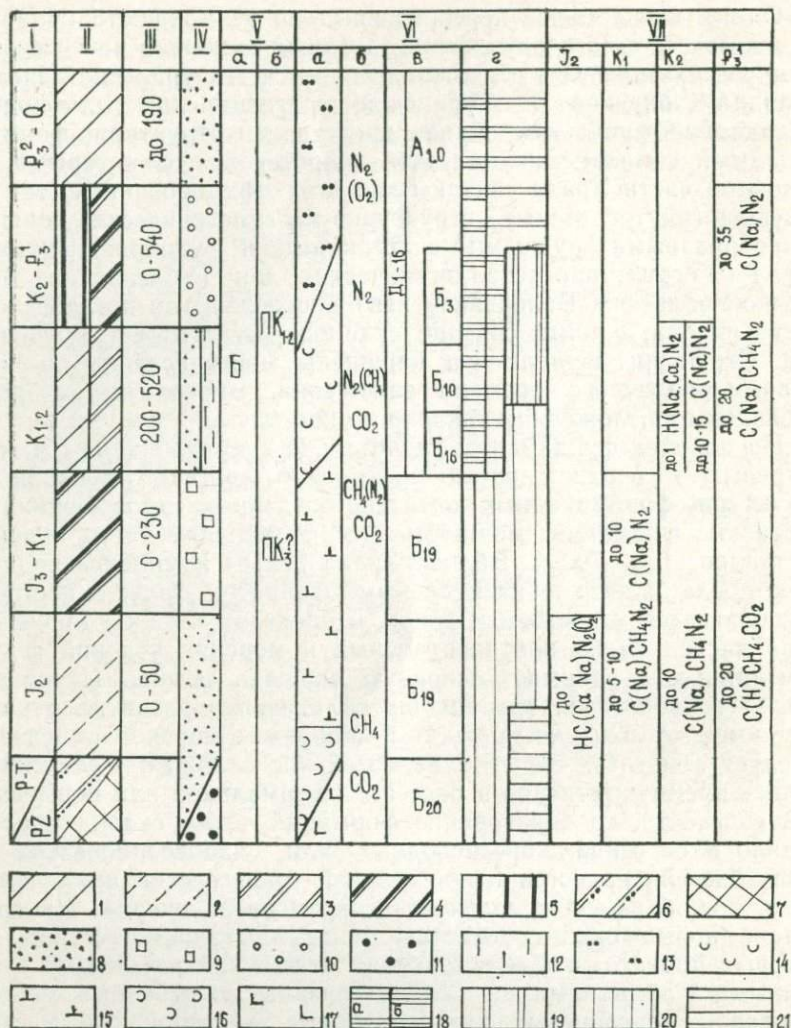


Рис. 1. Опорный гидрогеохимический разрез покровного структурно-формационного комплекса Приуральяского склона Западно-Сибирской и Туранской платформ. Составила Л. Г. Учителева, 1986 г.

I — возраст водовмещающих формаций. II — геологические формации (по Е. А. Баскову [1983 г.]): 1 — песчано-глинистая; 2 — песчано-глинистая угленосная; 3 — песчаная и песчано-глинистая; 4 — глинистая; 5 — кремнисто-глинистая (с опоквой и диатомитовой субформациями); 6 — вулканогенно-осадочная песчано-глинистая угленосная; 7 — метаморфические и магматические. III — глубины залегания кровли формаций, км. IV — условия седиментации (характер бассейнов осадконакопления): 8 — континентальные пресноводные; 9 — морские пониженной солёности; 10 — морские нормальной солёности; 11 — морские с солёностью до 70 г/кг; 12 — прибрежно-морские и лагунные пониженной солёности. V — стадии изменения рассеянного органического вещества (градации по Н. Б. Вассовичу и В. Н. Соколову): а — РОВ пород; б — РОВ минеральной составляющей пород. VI — современная термогидрогеохимическая обстановка: а — геотермические зоны (°С): 13 — до 20, 14 — до 35, 15 — до 50, 16 — до 75, 17 — до 100; б — газовый состав вод; в — гидрогеохимические зоны; з — преобладающий солевой

сивный промыв инфильтрогенными водами и окислительная обстановка [3, 9, 10]. Здесь до глубин 150 м и более развиты пресные, с минерализацией 0,2—1 г/л воды гидрокарбонатного кальциевого и натриевого состава с кислородно-азотным и азотным растворенными газами. На отдельных участках в водах отмечаются повышенные концентрации углекислоты (до 200 мг/л) при фоновом ее содержании не более 30 мг/л, повышенные концентрации гелия, а также сероводород (1—10 мг/л).

В пределах «переходной зоны» под пресными водами развиты солоноватые с минерализацией 1—10 г/л, при этом на большей части склона они встречаются вплоть до фундамента. Состав вод гидрокарбонатный, хлоридно-гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный, иногда сульфатно-гидрокарбонатный, а при минерализации более 5 г/л — преимущественно хлоридный натриевый. Состав растворенных газов в основном азотный, редко метаново-азотный, встречается сероводород (до 10 мг/л), на отдельных участках — повышенные концентрации гелия и углекислого газа. Характерно широкое развитие вод содового типа. В Среднем Приуралье выявлены три зоны развития содовых вод — Катайско-Анохинская, Далматово-Ирбитская, Щадринско-Туринская, приуроченные к одноименным зонам глубинных разломов [4]. В пределах последней зоны на глубине около 250 м вскрыты углекислые (CO₂ 75—95 %) содовые воды с минерализацией до 9 г/л, аналогичные ессентукским. В них обнаружено (мг/л): Fe до 18, I до 2, Вг до 7, F до 2, К до 26, Zn до 0,1, Ni до 0,007 и др.

Углекислые воды, а также залежи свободного углекислого газа были вскрыты в нижних горизонтах покровного комплекса за пределами склона, вблизи его восточной границы в зоне затрудненного водообмена (Самутнельская, Семивидовская и другие разведочные площади).

На востоке склона в его северных и центральных районах ниже зоны гипергенеза преимущественное развитие имеют солевые воды с минерализацией до 20 г/л, бессульфатные хлоридные натриевые метановые с I, Вг и другими микрокомпонентами. Эти воды обильно заселены микрофлорой, что отмечали О. В. Равдоникас, Л. Е. Крамаренко и другие исследователи. При этом характерно наличие сульфатвосстанавливающих и денитрофицирующих групп бактерий, которые исчезают вблизи Ханты-Мансийской синеклизы, где начинают преобладать бак-

состав вод (градации по И. К. Зайцеву [1979 г.]): 18 — гидрокарбонатный смешанный по катионам (а) и смешанный по катионам и анионам со значительным содержанием сульфатных соединений (б), 19 — смешанный по катионам и анионам практически без сульфатов, 20 — хлоридный натриевый с содержанием гидрокарбонат-иона более 10 %-экв. (реже гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридно-гидрокарбонатный), 21 — хлоридный натриевый с содержанием иона кальция более 3—5 %-экв. VII — палеогидрогеохимические реконструкции на конец этапов, указанных в графах индекса возраста; принятые сокращения для обозначения состава седиментационных вод: С — хлоридный, Н — гидрокарбонатный.

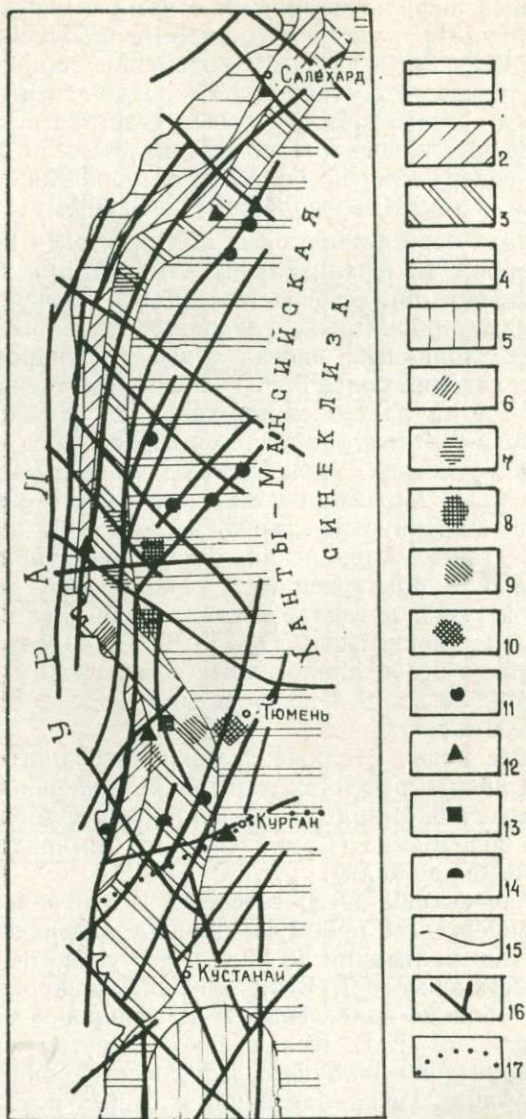


Рис. 2. Гидрогеохимическая карта Приуральяского склона. Составила Л. Г. Учителева, 1986 г.

1-10 — гидрогеохимические пояса: 1 — А, 2 — АБ₃, 3 — АБ₁₀, 4 — АБ₂₀, 5 — АБ₃₅В₁₀, 6 — Б₃, 7 — Б₁₀, 8 — Б₁₀Б₂₀, 9 — АБ₁₀Б₃, 10 — АБ₂₀Б₁₀; 11-13 — проявления минеральных вод: 11 — углекислых, 12 — железистых, 13 — сероводородных; 14 — озера с водой гидрокарбонатного типа; 15 — границы гидрогеохимических поясов; 16 — зоны глубинных разломов (по А. А. Смыслову и др. [1977 г.]); 17 — граница зоны континентального засоления. Гидрогеохимические зоны: А — воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые и натриевые, на юге склона с сульфатами, кислородно-азотные; Б₃ — воды с минерализацией до 3 г/л, смешанного солевого состава, на юге с сульфатами, часто встречаются содовые, состав газов азотный, редко метаново-азотный; Б₁₀ — воды с минерализацией до

терии, разлагающие нафтенновые кислоты (этот признак может служить одним из критериев установления границ между структурно-формационными комплексами склонов и синеклиз) [10].

В южных районах Приуральяского склона, расположенных в области недостаточного увлажнения, подземные воды зоны гипергенеза — пестрые по составу и минерализации, для них характерно значительное содержание сульфатных соединений. Минерализация вод изменяется от 0,4 до 15 г/л, а вблизи минерализованных озер — до 30 г/л и более. Широко развиты хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные натриевые воды, а также щелочные гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 5 г/л. Под водами континентального засоления в зоне гипергенеза здесь развиты воды солоноватые, реже соленые, а ниже, в условиях затрудненного водообмена — соленые и слабосолесные с минерализацией до 40 г/л (рис. 1).

Микрокомпонентный состав вод зоны гипергенеза северных и центральных районов Приуралья изучен весьма слабо, некоторые данные приведены в табл. 1. В водах часто фиксируются Ti, Zn, Mn и Cu, в основном в концентрациях, превышающих среднее содержание этих элементов в водах зоны гипергенеза платформенных областей СССР (среднее для вод зоны гипергенеза взято по С. Л. Шварцеву [1982 г.]). Кларки концентрации достигают для Cu — 10, Ti и Mn — 100. Среди других элементов в отдельных пунктах в повышенных концентрациях встречены As, Ni и Ba, кларки концентрации которых изменяются от 5 до 100. Ю. К. Смоленцев, изучая распределение ртути в пресных водах Западно-Сибирского артезианского бассейна, отмечал в Северном Приуралье (бассейны рек Северной Сосьвы и Конды), участки с аномально высокими ее концентрациями (до 10 мкг/л) при общем фоновом содержании 0,4—1 мкг/л, что близко к среднему содержанию Hg в водах зоны гипергенеза платформ. По данным того же автора, на локальных участках в Северном и Центральном Приуралье в водах зоны гипергенеза отмечаются высокие концентрации (мг/л): Mn (до 11), Zn (до 0,5), Al (до 2,6), Fe (до 40), As (до 0,0013), а также наличие Ag, Co, Sb, V, Ni и других металлов [8]. Повышенные концентрации металлов на этих участках Ю. К. Смоленцев связывает с влиянием глубинных вод, поступавших (поступающих) в зону гипергенеза по тектоническим нарушениям. Следует отметить, что это влияние выявляется и по особенностям газового состава вод зоны гипергенеза (повышение содержания CO₂ и He на локальных участках).

10 г/л, преимущественно хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридные, на юге с сульфатами, метаново-азотные и азотно-метановые, редко метановые; B₂₀ — воды с минерализацией до 20 г/л, хлоридные натриевые метановые, на юге преимущественно азотные; B₃₅ — воды с минерализацией до 35 г/л, хлоридные натриевые азотные и метаново-азотные; B₇₀ — воды с минерализацией до 70 г/л, хлоридные натриевые.

Содержание металлов в отдельных типах минеральных вод Приуральяского склона, мкг/л
(данные УНЦ АН СССР, 1983 г.)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ag	5	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
As	He обн.	8	12	14	»	12	»	5	»
Al	—	200	150	10	—	1	—	1	0,1
Sr	—	He обн.	330	6	1	—	—	1	—
Ti	5	32	27	6	91	10 200	15	3	20
Cr	—	5	53	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	—	—
Mn	48	He обн.	53	58	»	5 100	—	10	10
Co	—	5	Сл.	—	—	—	He обн.	—	—
Ni	1,4	8	12	2	He обн.	He обн.	»	—	—
Zr	5	—	—	—	—	—	15	—	—
Mo	—	He обн.	100	—	—	—	He обн.	He обн.	—
Cu	48	20	16	4	27	2	5	10	10
Pb	1	He обн.	He обн.	—	—	He обн.	—	—	1
Zn	10	100	10	He обн.	He обн.	—	30	40	10
Fe	—	1800	4000	5400	—	1 000	400	8000	4000
Ba	—	632	2650	He обн.	He обн.	—	He обн.	—	—
V	—	He обн.	—	»	—	—	—	—	He обн.
Минерализация, г/л	0,5	8,4	5,6	0,8	9,3	1,4	1,9	3,0	0,5

1 — с. Кондинка, 100—200 м, известняк С₁; 2 — с. Мыльниково, 300—323 м, пески К₂, СО₂ 2,1 г/л, К 26 мг/л, I 1,6 мг/л, Вг 7 мг/л; 3 — то же, 230—260 м, пески К₂, СО₂ 2,2 г/л, I 0,3 мг/л, Вг 8 мг/л; 4 — то же, 45—99 м, опока Р₂; 5 — г. Талица, с 375 м, пески К₁₋₂, I 6 мг/л, Вг 11 мг/л; 6 — то же, 102—140 м, опока Р₂, I 0,9 мг/л, Вг 1,2 мг/л; 7 — с. Обухово, 34—89 м, пески К₂, Н₂S 6 мг/л, СО₂ 12 мг/л, I 0,02 мг/л, Вг 1 мг/л; 8 — то же, Н₂S 2,5 мг/л, I 1 мг/л, Вг 5 мг/л, ОВ 3,3 мг/л (данные Э. М. Сродных [1975 г.]); 9 — курорт Курья, ист. Пантелеевский, битумы — 2,5 мг/л, гуминовые кислоты — 7,5 мг/л.

С глубинными водами, разгрузившимися в пределах склона в прошедшие геологические времена, ряд авторов связывают образование марганцевых и железорудных месторождений в отложениях покровного комплекса. Район развития марганцевых месторождений (Северо-Уральский марганцеворудный бассейн) характеризуется интенсивной постпалеогеновой разрывной тектоникой, а сами месторождения располагаются прерывистой полосой вдоль береговой линии палеогенового морского бассейна. Эти данные, а также факт наличия в фундаменте платформы содовых углекислых вод, обогащенных Mn, легли в основу гипотезы А. И. Ковальчука и А. В. Козлова об образовании марганцевых месторождений Приуралья в результате интенсивной разгрузки содовых вод в прибрежную часть раннепалеогенового морского бассейна. В процессе разгрузки изменялось углекислотное равновесие и возникали условия для выпадения карбонатов Mn и Fe в осадок [3]. Аналогичными могли быть условия образования и ряда осадочных железорудных месторождений склона.

Более полно изучена металлоносность вод зоны гипергенеза в южных районах Приуралья, на склоне Туранской платформы [1, 2, 5, 6, 11 и др.]. По данным В. М. Морозова, на севере Тургайского прогиба Туранской платформы в водах покровного комплекса спектральным анализом сухих остатков подземных вод определены: во всех пробах — Si, Al, Fe; во многих — Mn, Ti, Sr, Ni, Cu, Co, Cr, Mo, W, Ag, Zn, Ba, K; в небольшом количестве проб — Pb и Zr; в отдельных пробах — Sb, Ga, Sn, La, Cd [5]. При этом в водах песчаных прослоев миоценовой формации установлены повышенные концентрации Al, Cr, Zn, в песчаной формации среднего олигоцена — повышенные содержания Cu, Al, Cr, Zn, Sn, La, в песчаных горизонтах среднего эоцена — повышенные концентрации Ni, Co, Cu, V, Zn, K, P, Y, в верхнемеловой формации — Zn и Sb. Повышенные концентрации ряда металлов выявлены В. М. Морозовым и в водах палеозойских структурно-формационных комплексов: Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Cd, Ag в водах известняков нижнего карбона; Ni, Co, Cu, Ag, La в водах графитово-углистой формации нижнего карбона; Ni и Co в песчаной формации верхнего девона; Ni, Cr и Zn в водах трещиноватой зоны габбро-диабазов.

По данным В. Ф. Ковалева, А. В. Козлова и других исследователей [1, 2, 6, 11], в водах Южного Приуралья наиболее часто встречаются Cu, Zn, F, B, Bi, Si, Fe, Al (встречаемость 50—99 %), наименее распространены Ag, Ga, Co (встречаемость 3—5 %), а также Sb и Te (встречаемость 0,2—0,4 %) [6]. Концентрации металлов в водах составляют (мг/л): Zn 0,005—1,8, Pb 0,0025—0,32, Cu 0,002—0,7, В 0,1—0,5, Mo 0,0025—0,025, Bi 0,0003—0,005, Cr 0,003—0,1, As 0,003—0,03, V 0,002—0,1, Be 0,0001—0,005, Ga 0,001—0,005, Sn 0,001—0,008, Ag 0,0002—0,002. Кроме того, в водах зоны гипергенеза

Содержание металлов в водах зоны гипергенеза на юге Приуральяского склона, мкг/л [6]

Металл	Содержание металла			Среднее содержание в зоне гипергенеза СССР (по С. Л. Шварцеву [1982 г.])
	Фоновое	Повышенное	Аномальное	
<i>Химический анализ</i>				
Cu	До 10	10—30	>30	5
Zn	До 100	100—300	>300	34
Pb	До 3	3—7	>7	2
Mo	1—2,5	2,5—3	>3	2
<i>Спектральный анализ</i>				
Bi	До 1,5	1,5—3	>3	0,2
Cr	До 4	4—6	>6	2
As	До 4	4—6	>6	3
V	До 30	—	—	1
Be	До 2	—	>3	<2
Ag	До 1	—	—	2,9
Co	До 10	—	—	7
Sn	До 10	—	—	4

обнаружены In, Au, Te, Sb, Ni, P, Sr, Ba, Zr [1]. Выделены три интервала содержания металлов в водах зоны гипергенеза (табл. 2) и сделан вывод о том, что общий региональный фон содержания элементов соответствует их содержанию во вмещающих отложениях, повышенные концентрации связаны, по-видимому, с наличием первичных ореолов рассеяния и зон редкой вкрапленности сульфидной минерализации, аномальные концентрации взаимосвязаны с погребенными рудными телами или зонами густой вкрапленности минерализации рудного характера [6].

Специальные гидрогеохимические исследования с целью выработки поисковых признаков скрытого оруденения проводились на известных рудопроявлениях Южного Приуралья — Смирновском полиметаллическом и Джусинском медноколчеданном [1, 11]. Смирновское рудопроявление расположено в зоне Ливановского глубинного разлома и приурочено к осадочно-метаморфическому комплексу пород палеозоя, прорванному гранитной интрузией. Под влиянием последней породы в различной степени минерализованы, ороговикованы, пронизаны сетью жил и прожилок, с которыми и связана рудная минерализация, представленная пиритом, халькопиритом, молибденитом, вольфрамитом, магнетитом и другими минералами. Оруденелые породы

выветрены и выщелочены, мощность зоны окисления до 10—15 м [11]. Рудовмещающая толща перекрыта покровным комплексом мощностью до 80 м. В районе развиты воды гидрокарбонатного, хлоридного и сульфатного состава, в которых присутствует разнообразный комплекс металлов (табл. 3). На площади месторождения преобладающее развитие имеют сульфатно-хлоридные воды с минерализацией 0,1—4 г/л. В них совместно присутствуют (мг/л): Fe (0,1—1,8), Cu (0,02—0,04), Zn (0,1—5). В большинстве проб определены Mo (до 0,01 мг/л) и As (до 0,02 мг/л). Спектральными анализами также обнаружены Ag, Co, V, Bi, Sn [1, 11]. За пределами рудопроявления более широко распространены хлоридные воды с минерализацией 0,5—5 г/л. Они содержат (мг/л): Fe до 0,5, Cu до 0,03, Zn 0,1—1,5, Pb до 0,01, Mo до 0,1, As до 0,01, а также Bi, Co, Ag, Sn. Воды гидрокарбонатного состава развиты ограниченно. В них обнаружено (мг/л): Fe до 0,4, Cu до 0,02, Zn до 0,5, а также Pb, Mo, Bi, As, Sn, Ag, Co, La [11]. В целом по району фоновые концентрации Zn и Mn составляют десятые, Cu и V — сотые, остальных элементов — тысячные доли миллиграмма на литр [1, 6]. В пределах Смирновского рудопроявления, а также вблизи погребенной интрузии у пос. Комсомолец по повышенным против фоновых содержаниям Bi, Mo и других элементов — спутников редкометалльного оруденения намечены гидрогеохимические аномалии, подземные воды которых содержат характерные парагенетические ассоциации элементов полиметаллического и редкометалльного типа минерализации: Mo, Bi, Sn, Co, Ag, As, Pb [1].

Джусинское медноколчеданное рудопроявление расположено на стыке Магнитогорского синклинория и Тобольского антиклинория. Зона окисления на месторождении отсутствует, чем и обусловлено, по-видимому, незначительное развитие сульфатных вод и широкое — хлоридных и гидрокарбонатных. Сульфатные воды развиты лишь на участках, где мощность покровного комплекса не превышает 10 м. Они содержат (мг/л): Fe 0,1—0,5, Cu 0,008—0,13, Zn 0,1—1,0, Pb 0,03—0,1, Mo до 0,02, As до 0,0067. Спектральным анализом в этих водах также обнаружены Mn, Sr, Ag. Широко развитые на месторождении хлоридные воды с минерализацией до 3,5 г/л характеризуются следующим содержанием металлов (мг/л): Fe 0,1—0,5, Cu 0,002—0,008, Zn 0,05—0,2, Pb до 0,005, Mo до 0,003, As до 0,12. В гидрокарбонатных по составу водах, развитых в областях питания, присутствуют (мг/л): Fe до 0,4, Cu до 0,006, Zn до 0,2. Рудные поля отражаются ореолами повышенного содержания в водах Zn (0,1—0,3 мг/л) и Cu (0,01—0,1 мг/л) [11].

По аномальным концентрациям и соответствующим ассоциациям элементов на юге Приуралья было выделено еще несколько участков, возможно перспективных на рудное сырье (табл. 3). Аномальные зоны приурочены в основном к тектони-

Содержание металлов в водах зоны гипергенеза Южного Приуралья, мкг/л [1, 6]

Номер водопункта	Zn	Cu	Mo	Вl	As	Ag	Co	Pb	Be	Sn	V
<i>Смирновское рудопроявление</i>											
36	1000	10	10	2,5	10	2	4	0,3	1	—	40
76	1500	10	—	2	3	2	1	—	—	—	—
501	15	2	7	2,5	10	0,8	10	—	—	—	—
319	20	2	0,5	4	1	—	4	0,3	—	0,3	—
410	10	5	Сл.	2,5	10	0,3	1	0,3	0,3	0,3	20
428	1000	5	7	7	—	1	4	0,3	—	—	—
513	3000	2	Сл.	2,5	5	—	—	—	—	—	—
516	2500	2	—	7	10	0,1	2	—	—	—	—
512	15	10	10	4	—	—	3	—	—	—	—
519	4500	5	2	3,5	—	0,5	2	—	—	—	—
231	15	15	1	2,5	—	0,3	4	—	—	—	4
<i>Участок у пос. Комсомолец</i>											
117	—	20	3	2,5	—	—	5	—	—	—	10
116	150	20	20	2,5	—	2	4	0,3	—	—	40
114	35	20	—	2,5	30	—	50	0,3	1	0,3	50
111	40	10	2	7	30	—	50	1	3	0,3	50

110	35	2	5	10	20	—	8	—	—	—	50
101	100	15	—	10	20	3	8	—	1	—	50
104	150	40	—	5	—	3	20	—	—	—	20

Леонидовский участок

560	5000	35	10	4	6	1	2,5	He обн.	—	3	4
561	35	5	10	—	20	3	5	0,5	—	He обн.	2
562	50	12	10	2,5	He обн.	0,1	3	0,3	—	»	6
563	35	2	He обн.	0,3	100	3	5	0,3	0,3	0,3	2
566	25	10	10	4	He обн.	0,1	5	He обн.	—	He обн.	6
569	350	15	10	0,5	100	3	5	0,5	—	»	2
203	2000	400	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Степной участок (12 км восточнее с. Львовка)

2	320	45	He обн.	2	He обн.	2	7	10	—	0,3	50
1	15	10	»	2,5	10	1	2	He обн.	—	He обн.	40
8	450	50	1	He обн.	3	10	5	»	—	0,3	2,5
56	400	20	5	—	He обн.	He обн.	15	1	—	0,5	40
16	5000	60	He обн.	2	8	0,2	10	He обн.	—	He обн.	40
13	4500	10	1	2	8	1	8	»	1	»	40
12	600	12	He обн.	He обн.	He обн.	2	6	»	—	»	6

Примечание. Содержания Zn, Cu, Mo — по данным химического анализа, остальных металлов — по данным спектрального анализа проб воды.

ческим нарушениям: Степная — к Ливановскому, Лернидовская — к Тобольскому глубинным разломам. В водах этих участков аномальные содержания Cu и Zn ассоциируют с редкометалльными элементами — V, Co, Mo, Bi, Be, что указывает на возможность обнаружения здесь скрытого оруденения, аналогичного Смирновскому [1, 6].

Имеющийся материал по геохимии подземных вод Приуральского склона Западно-Сибирской и Туранской платформ позволил создать общую гидрогеохимическую модель покровного комплекса склона и уточнить особенности газового, солевого, в том числе металлоносного, состава подземных вод зоны гипергенеза. Эта модель достаточно сложна. С одной стороны, на склоне четко прослеживается нормальная гидрогеохимическая зональность со сменой гидрогеохимических зон с запада на восток по мере изменения формационных характеристик разреза и увеличения мощности покровного комплекса; при этом в зоне гипергенеза регионально развиты гидрогеохимические поля пресных и солоноватых вод (на юге — и соленых) разного солевого и преимущественно азотного газового состава. В то же время гидрогеохимическая зональность нарушена многочисленными аномалиями, которые проявляются в зоне гипергенеза по изменению минерализации, газового и солевого, в том числе микрокомпонентного, состава вод. Основная причина появления аномальных гидрогеохимических полей — гидрогеодинамические особенности склона. В его пределах происходит (и происходила) интенсивная разгрузка седиментогенных вод глубоких горизонтов платформ. Механизм этой разгрузки неоднократно обсуждался в печати, и мы на нем не останавливаемся [3, 9, 11]. Очаги разгрузки приурочены к ослабленным тектоническим зонам и чаще всего фиксируются в зоне гипергенеза по долинам рек, в местах их пересечения с тектоническими нарушениями. Кроме того, по разломам от Урала происходит внедрение пресных инфильтрогенных вод в глубь склона, часто под солоноватые и соленые, что ведет к разбавлению последних, уменьшению их минерализации и изменению состава. И наконец, по разломам в покровный комплекс из пород фундамента внедряются глубинные воды, обогащенные разнообразными компонентами, в том числе углекислотой, гелием, металлами.

Таким образом, материалы изучения газового, общего солевого и микрокомпонентного состава вод зоны гипергенеза Приуральского склона Западно-Сибирской и Туранской платформ, особенно его южных районов, показывают, что здесь может успешно применяться гидрогеохимический метод поисков для выявления глубинных разрывных структур, очагов магматизма и вулканизма, для установления погребенных структурно-металлогенических зон, рудоносных формаций и рудопроявлений. Дальнейшее развитие работ по детальному изучению гидрогеохимических полей склонов платформ, выявлению фоновых и

аномальных концентраций металлов в водах будет способствовать повышению эффективности поисков зон скрытого оруденения в наименее изученных районах, в частности на севере Приуральского склона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ковалев В. Ф., Козлов А. В., Кралин Г. А. Геохимическая характеристика природных вод западной части Тургайского прогиба. — Труды Ин-та геологии УФАН СССР (Свердловск), 1964, вып. 69, с. 37—49.
2. Ковалев В. Ф., Козлов А. В., Кралин Г. А. Геохимия природных вод и поисковые признаки редкометалльных рудопроявлений в северо-западной части Кустанайской области. — Труды Ин-та геологии УФАН СССР (Свердловск), 1964, вып. 69, с. 79—86.
3. Ковальчук А. И., Козлов А. В. Геологическая роль разгрузки пластовых вод осадочного чехла Зауралья. — Ежегодник УФАН СССР за 1976 г. Свердловск, 1977, с. 32—34.
4. Ковальчук А. И., Нечаев Ю. С., Вдовин Ю. П. Перспектива обнаружения месторождений углекислых щелочных вод в Зауралье. — В кн.: Гидрогеология и инженерная геология Урала. Свердловск, 1976, с. 21—26.
5. Морозов В. М. Микрокомпоненты в подземных водах северной части Тургайского прогиба. — В кн.: Материалы годичной сессии ученого совета ВСЕГЕИ по работам 1958 г. Л., 1960, с. 113—115.
6. Опыт применения гидрогеохимических методов поисков полезных ископаемых на восточном и западном бортах Тургайского прогиба/В. Ф. Ковалев, А. В. Козлов, Г. А. Кралин, Л. Е. Черняева. — В кн.: Формирование химического состава и запасов подземных вод Урала. Свердловск, 1968, с. 3—17.
7. Рудоносность и геологические формации структур земной коры/Ред. Д. В. Рундквист. Л., Недра, 1984. 420 с.
8. Смоленцев Ю. К. Основные закономерности распределения ртути в пресных подземных водах Западно-Сибирского артезианского бассейна. — Труды Тюменск. индустр. ин-та, 1975, вып. 42, с. 63—71.
9. Учителева Л. Г. Минеральные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна. М., Недра, 1974. 168 с.
10. Учителева Л. Г., Пустовалова Г. И. Типы структурно-формационных комплексов эпигерцинских плит и их гидрогеохимические модели. — В кн.: Подземные воды и эволюция литосферы. М., Наука, 1985, с. 342—345.
11. Черняев А. М., Черняева Л. Е. Очерки по гидрогеохимии подземных вод. Свердловск, 1973. 194 с.

УДК 556.314 : 553.2(574.3)

В. В. Петров, Т. А. Мишина

ХИМИЧЕСКИЙ, ГАЗОВЫЙ СОСТАВ И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ПРИРОДНЫХ ВОД ЖАИЛЬМИНСКОЙ МУЛЬДЫ, СОДЕРЖАЩЕЙ СКРЫТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ (АТАСУЙСКИЙ РАЙОН ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА)

Жайльминская мульда расположена в южной части Центральноказахстанского мелкосопочника. Абсолютные отметки местности колеблются от 370 до 430 м. Ландшафт сухостепной.

Количество атмосферных осадков достигает 300 мм/год при испаряемости порядка 1000 мм/год. Малочисленная речная сеть слабо врезана в равнину (единицы метров). Небольшие реки имеют сток в период снеготаяния, в другое время они представляют собой системы разобщенных плесов, питающихся в основном подземными водами. Воды в плесах преимущественно соленые сульфатно-хлоридные и хлоридные натриевые и магниевые.

В геологическом отношении мульда является депрессионной тектонической структурой Центральнокзахстанского девонского вулканического пояса*. В ее основании залегают сильно дислоцированные вулканогенные образования нижнего — среднего девона. Их перекрывают верхнедевонские и нижнекаменноугольные морские кремнисто-карбонатные и терригенные отложения, смятые в линейные и брахискладки и разбитые разломами. Субвулканические и интрузивные породы представлены средне-верхнедевонскими диабазами, небольшими телами диоритов того же возраста, а также межпластовыми интрузиями габбро и диабазов нижнего карбона. На породах палеозоя развита глинистая кора выветривания мощностью до 20—60 м и более. Верхнюю часть разреза слагают существенно глинистые гипсоносные отложения неогена (до 10—40 м) и песчаные, супесчаные и суглинистые четвертичные образования мощностью до 10 м.

В гидрогеологическом отношении мульда представляет собой адартезианский бассейн, в основании которого расположен фундамент — водоносный комплекс вулканогенных пород нижнего — среднего девона мощностью 1—2 км и более. Комплекс содержит регионально-трещинные и трещинно-жильные типы вод. Регионально-трещинные воды распространены главным образом в прибортовых частях мульды и на ее обрамлении. Они залегают на глубинах от 3—5 до 25 м, минерализация их не превышает 1 г/л. Сведения о трещинно-жильных водах комплекса отсутствуют.

Чехол бассейна сложен водоносными комплексами среднего палеозоя и мезозоя — кайнозоя. Водоносные комплексы пород фамена и нижнего карбона содержат трещинно-пластовые и трещинно-жильные воды. Глубина их залегания составляет 10—20 м и более, уровни устанавливаются на глубинах от первых метров до 10 м и более. Воды соленые (до 10—30 г/л) хлоридные натриевые и магниевые-натриевые; рН их 6,0—7,9; Eh, по полученным нами данным, меняется от —200 до +285 мВ. Газовый состав вод азотный, углекисло-азотный (N₂ до 95 об. %, CO₂ до 15 об. %, газонасыщенность 10—15 мл/л).

Залегающие выше образования коры выветривания и глины неогена практически безводны. В верхней части разреза в пе-

* Стратиформные месторождения Атасуйского района/А. А. Рожнов, Е. И. Бузмаков, Н. М. Митряева и др. — В кн.: Вопросы генезиса стратиформных месторождений цветных металлов. Алма-Ата, 1983, с. 27—45 (КазИМС).

сках, супесях и суглинках водоносного комплекса четвертичных образований распространены порово-пластовые грунтовые воды. Глубина зеркала вод составляет 1—5 м, редко более. Они в основном пресные и слабосоленые, реже более минерализованные, состав преимущественно хлоридно-сульфатный, сульфатно-хлоридный либо смешанный по анионам натриевый и смешанный по катионам. Воды нейтральные и слабощелочные, Eh изменяется от +200 до +400 мВ. Состав растворенных газов азотный и углекисло-азотный, редко с примесью кислорода (до 4,6 об. %), газонасыщенность 9,4—22,2 мл/л.

В пределах региона выявлено большое количество месторождений и рудопроявлений железо-марганцевых и барит-полиметаллических руд. Рудовмещающими являются морские глинисто-кремнисто-карбонатные отложения фаменского яруса верхнего девона. Основная часть месторождений расположена в прибортовых частях мульды, где продуктивные толщи, включая коры выветривания, выходят на поверхность либо перекрыты маломощными песчано-глинистыми образованиями кайнозоя. На этих участках водоносные комплексы покровных отложений и верхняя часть разреза продуктивных отложений находятся выше местных базисов дренирования.

Воды зоны гипергенеза наиболее подробно изучались нами в районе месторождения Жумарт, приуроченного к юго-западному замыканию Жаильминской мульды. Воды пресные и слабосреднесоленые (до 10 г/л), редко более минерализованные. Пресные воды преимущественно гидрокарбонатные, смешанные по катионам, а соленые — хлоридные, сульфатно-хлоридные натриевые, магниевые-натриевые. Газовый состав вод углекисло-кислородно-азотный и углекисло-азотный без примесей кислорода, метан отсутствует (определение производилось с чувствительностью 0,01 %). Концентрация инертных компонентов обычная для газов воздушного происхождения. Обращает на себя внимание низкое содержание в растворенных газах кислорода и даже полное его отсутствие как в скважинах, так и в колодцах, вскрывающих воды зоны гипергенеза (табл. 1). Газонасыщенность низкая — до 14—16 мг/л, редко более; Eh вод от +200 до +400 мВ.

Весьма разнообразна металлоносность природных вод зоны гипергенеза (табл. 2). Наиболее широко распространены в них такие элементы, как Si, K, Al, Fe, Mn, Ti, Ni, Mo, Ag, Cu, Pb, Zn, B, Ba, Sr, F, Li; реже встречаются Cr, Zr, Co, Ge, Be, Sc, Sn; в единичных пробах обнаружены Y, Yb, La, Ga, Cd, P.

При обработке данных методом кларков концентраций, разработанным Е. Е. Беляковой*, в минеральной составляющей

* Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып. 10. Гидрогеохимические исследования/Е. Е. Белякова, А. В. Зуев, Н. П. Никитина и др. Л., Недра, 1970. 376 с.

Состав газов, растворенных в подземных водах рудного поля месторождения Жумарт и сопредельных территорий

Тип и местоположение водопункта	Возраст водовмещающих отложений	Газонасыщенность, мл/л*	Состав газа, об. %						
			H ₂ S	CO ₂	O ₂	CH ₄	N ₂ +редк.	В том числе	
								Ar	He
Колодец у уроч. Надырсор	Q _{III}	13,7	0	19,2	0	0	80,8	1,835	0,003
Колодец на зимнике северо-западнее оз. Бозколь	Q ¹ _{IV}	11,7	0	24,0	0	0	76,0	1,752	0,004
Колодец на зимнике Коктенколь	Q _{III-IV}	9,4	0	15,9	0	0	84,1	1,919	0,003
Колодец на зимнике у западной оконечности оз. Бозколь	Q ¹ _{IV}	10,1	0	16,8	0	0	83,2	1,881	0,002
Колодец у оз. Бозколь	Q ¹ _{IV}	15,7	0	18,8	0	0	81,2	1,621	0,005
Колодец в пос. Жумарт	Q _{II-III}	14,4	0	28,5	1,8	0	69,7	1,521	0,001
		16,4	0	23,4	3,6	0	73,0	1,604	0,001
Колодец в 2,5 км от месторождения Атайка	Q _{II-III}	12,5	0	19,3	4,6	0	76,1	1,828	0,002
Колодец в 1 км к югу от месторождения Атайка	Q _{II-III}	13,6	0	23,1	0	0	76,3	1,543	0,005
Колодец на зимнике Шойбас	Q _{II-III}	21,5	Сл.	34,4	0	0	65,6	1,379	0,001
Колодец в уроч. Шоптыколь	Q _{II-III}	22,2	0	48,6	0	0	51,4	1,259	0,005
Колодец у кладбища Алашпай	Q _{III}	11,9	0	9,8	0	0	90,2	2,125	0,004

* Приведено к 0 °С и 760 мм рт. ст.

вод (МСВ) аномальных гидрогеохимических полей района, фиксирующих известные месторождения и рудопроявления, были обнаружены гидрогеохимические ассоциации, которые отражают минеральные комплексы руд и пород, характерные для рассматриваемого района (табл. 3).

Месторождение Жумарт представлено марганцевыми и железорудными пластами, минералогический состав которых следующий: марганцевые руды — браунит-гаусманитовые, железные — гематитовые и магнетитовые с прослоями красных железистых яшм. В коре выветривания руды представлены пиролюзитом, псиломеланом и лимонитом. На участке опробования рудовмещающие пачки (включая кору выветривания) лежат под слоем глины неогена мощностью порядка 20 м и маломощным (единицы метров) горизонтом эоловых песков четвертичного возраста.

В МСВ четвертичных отложений месторождение проявлено ассоциациями элементов, отражающих минеральные комплексы известковых метасоматитов (В, Ва, Sr), щелочных метасоматитов (F, K, Li) и рассеянной редкометалльной минерализации (Mo, Sn). Ведущими элементами руд (Fe, Mn) месторождение не зафиксировано. В МСВ продуктивных образований месторождение проявлено целым комплексом элементов, образующих гидрогеохимические ореолы и аномалии. Оно охвачено ореолом рассеяния химических элементов с сочетанием ассоциаций элементов, фиксирующих руды (Fe, Mn), с ассоциациями элементов, отражающих свинцово-цинковое оруденение (Pb, Zn) и известковые метасоматиты (В, Ва, Sr). Этот ореол переходит в ореол рассеянной минерализации, фиксирующий щелочные метасоматиты. На фоне этих ореолов выделяется гидрогеохимическая аномалия. В максимально аномальных концентрациях в МСВ находится бор, а в среднеаномальных — ассоциации ведущих рудных элементов (Mn, Fe), а также цветных и редких металлов. Названная группа ассоциаций фиксирует железо-марганцевую руду, вскрытую на глубине 25 м в коре выветривания и глубже, в неизмененных породах D₃fm.

Довольно четко в МСВ образований фамена фиксируется гидротермально-метасоматическое месторождение Рифовое. Это полиметаллическое месторождение; его минеральный состав представлен галенитом, сфалеритом, баритом, а в корах выветривания — церруситом, смитсонитом, англезитом. В МСВ оно фиксируется аномальными и максимально аномальными концентрациями ассоциаций элементов, отвечающих рудам полиметаллов, барита, железа и марганца. Гидрогеохимическими аномалиями в зоне гипергенеза отражаются и другие изученные рудопроявления.

В целом проведенные исследования показали, что в пределах Жаильминской мульды зона гипергенеза характеризуется своеобразными гидрогеохимическими условиями: низкими содержаниями либо полным отсутствием кислорода в составе растворен-

Микрокомпонентный состав подземных вод покровных (1, 2) и продуктивных

Компонент	Колодец в пос. Жумарт			Скв. 7895	Скв. 7874	Скв. 7881
	1	2	3	4	5	6
Al, $n \cdot 10^{-2}$	1	2	10	30	3	1
Si, n	0,19	0,27	0,4	3	0,1	0,1
Ti, $n \cdot 10^{-3}$	2	2	7	5	1	1
Cr, $n \cdot 10^{-3}$	Не обн.	Не обн.	0,3	5	Не обн.	Не обн.
V, $n \cdot 10^{-4}$	1	1	2	5	2	1
Zr, $n \cdot 10^{-3}$	Не обн.	Не обн.	2	7	Не обн.	Не обн.
K, n	0,36	0,26	0,34	—	0,37	1,45
Li, $n \cdot 10^{-3}$	2	3	3	2	3	2
Sp, $n \cdot 10^{-4}$	10	1	Не обн.	10	1	Не обн.
Mo, $n \cdot 10^{-4}$	10	7	1	20	5	5
Ag, $n \cdot 10^{-4}$	0,3	Не обн.	Не обн.	2	0,3	0,7
Cu, $n \cdot 10^{-3}$	0,7	0,7	2	3	2	1
Pb, $n \cdot 10^{-3}$	0,3	Не обн.	1	20	1	1
Zn, $n \cdot 10^{-2}$	0,3	5	1	7	0,3	0,3
Ni, $n \cdot 10^{-3}$	Не обн.	0,3	0,3	1	Не обн.	0,5
Co, $n \cdot 10^{-4}$	»	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	3
Fe, $n \cdot 10^{-2}$	0,3	0,3	7	500	30	30
B, $n \cdot 10^{-2}$	3	4	3	16	0,6	2
Ba, $n \cdot 10^{-2}$	1	1	1	1	5	1
Sr, $n \cdot 10^{-2}$	20	10	10	2	5	1
Mn, $n \cdot 10^{-3}$	0,3	0,3	10	300	50	10
F, $n \cdot 10^{-2}$	5	12	—	20	1,2	2
Ga, $n \cdot 10^{-4}$	Не обн.	Не обн.	Не обн.	3	Не обн.	Не обн.
Sc, $n \cdot 10^{-4}$	»	»	»	Не обн.	1	»
Be, $n \cdot 10^{-5}$	»	»	3	7	Не обн.	»
Сухой остаток, мг/л	2040	1408	1630	48	4020	980

(3—13) отложений Жумартского рудного поля, вес. %

Скв. 7885	Скв. 569г	Скв. 7890	Скв. 568г	Скв. 7887	Скв. г/г	Скв. 7889
7	8	9	10	11	12	13
70	100	20	30	0,3	500	100
3	3	0,64	0,1	0,1	10	5
10	100	10	2	1	300	50
3	3	0,7	0,3	Не обн.	8	1
7	10	2	2	1	30	3
7	10	5	7	Не обн.	10	7
2	1,73	2,4	3,03	—	—	—
2	Не обн.	2	2	0,4	—	—
3	30	Не обн.	3	Не обн.	3	1
10	10	2	10	7	10	10
3	2	1	2	0,3	5	20
7	Не обн.	30	3	5	10	300
10	10	10	20	Не обн.	100	100
10	7	5	3	»	8	20
10	2	2	3	0,7	10	3
10	10	5	5	Не обн.	20	2
500	400	200	500	30	500	300
Не обн.	Не обн.	3,2	—	—	—	—
1	1	1	1	Не обн.	1	1
3	2	1	—	0,4	—	3
300	100	100	10	2	200	150
—	—	6,7	93	—	—	—
3	70	2	1	Не обн.	1	Не обн.
5	7	1	Не обн.	»	10	»
10	10	5	»	»	20	3
104	100	240	78	3450	—	—

Гидрогеохимические ассоциации в МСВ аномальных гидрогеохимических полей Атаусуйского района

Элементный состав ассоциации	Отражаемый минеральный комплекс (по Е. Е. Беляковой [1985 г.])
Pb, Zn, Ag, Cu	Полиметаллический, существенно свинцово-цинковый
Zn, Pb, Ba, Sr (при отсутствии В) Mn, Fe, Co, V, Ti, Cr, Ni	Барит-свинцово-цинкового оруденения Железо-марганцевой рудной формации атаусуйского типа
В, Ba, Sr	Известковых метасоматитов
Mo, Sn, Be, Sc	Редкометалльный
F, K, Li	Щелочных метасоматитов
Si, Al, Ga, Zr, Y, Yb, La	Редкоземельный

ных в воде газов и, как следствие, восстановительной направленностью геохимических процессов, при которых условия для миграции ряда рудных элементов не благоприятны. Тем не менее приведенные выше данные свидетельствуют, что элементы — индикаторы оруденения и рудовмещающих пород в пределах рудных месторождений и рудопроявлений содержатся в МСВ продуктивных отложений в аномальных концентрациях. Для выяснения информативности подземных вод покровных отложений требуются дальнейшие исследования.

Таким образом, в районах с сухостепным ландшафтом, в том числе в Жаильминской мульде, при прогнозировании барит-полиметаллического и железо-марганцевого оруденения целесообразно проводить гидрогеохимические исследования продуктивных образований, находящихся в зоне гипергенеза. Критериями прогноза будут являться ассоциации элементов — индикаторов оруденения, содержащихся в минеральной составляющей вод в аномальных и максимально аномальных концентрациях.

УДК 556.314 : 553.3.041 (571.511)

М. А. Чуйко

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ
НАДМЕРЗЛОТЫХ ВОД БАСЕЙНА Р. БООТАНКАГА
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАЙМЫР) В СВЯЗИ С ПРОГНОЗОМ
РУДОНОСНОСТИ НЕДР**

Практический интерес к территории Горного Таймыра определяется его полиформационной металлогенической специализацией [2]. В 1983 г. в верховьях р. Боотанкага нами были про-

ведены поисковые геолого-гидрогеохимические исследования, гидрохимическому опробованию подвергались воды рек, ручьев, озер, мочажин.

Бассейн р. Боотанкага расположен в центральной части горного массива Бырранга. Территория характеризуется холмистым, слабо расчлененным рельефом с абсолютными отметками 150—200 м, тундровым ландшафтом с горными и тундровыми почвами. Повсеместно распространены многолетнемерзлые породы; мощность промороженной зоны достигает сотен метров. Сезонное оттаивание грунта не превышает 1 м. Гидросеть участка развита слабо, плотность ее невелика, русла рек и ручьев почти не врезаны, водотоки незначительны по ширине и протяженности, маловодны, в зимний период полностью промерзают.

В своих верховьях р. Боотанкага дренирует осадочные, вулканогенно-осадочные отложения и эффузивные образования пермо-триаса. Большая часть участка закрыта четвертичными делювиально-почвенными отложениями. Коренные выходы пород приурочены к долине реки. Тектонический план участка определяется разломами северо-восточного простирания. С разломами связаны кальцитнизация и силификация пермо-триасовых пород.

Воды поверхностных водотоков очень пресные и пресные с минерализацией от 62 до 217 мг/л, гидрокарбонатные магниевые-кальциевые, слабощелочные ($pH=7,4-8,1$), характеризуются весьма малыми содержаниями хлор-иона и натрия, фоновые содержания сульфатного иона изменяются от 1 до 5 мг/л.

На участке выявлены три рудные зоны, приуроченные к наиболее крупным разломам. Рудная минерализация первой зоны представлена киноварью и самородной ртутью, пропитавшими алевролиты мамоновой свиты (T_2), второй зоны — пирролизитовой минерализацией в виде примазок и трещин выполнения в глыбах брекчированных алевролитов той же свиты; для третьей зоны характерны базальтовые брекчии, цементированные сфалерит-галенитовыми рудами с незначительным содержанием киновари.

Состав руд и вмещающих их пород проявился в надмерзлотных водах широким спектром химических элементов. Повсеместно обнаружены Sn, Ag, Cu, Pb, Zn, Ni, Fe, Mn, Cr, V, Ti, Ga, Al, Si, K, Sr, встречаются Bi, Mo, Co, Ba, Be, Zr, La (табл. 1). Не обнаружены в водах района такие элементы, как As и Sb. Вполне вероятно, что при подготовке проб к спектральному полуквантитативному анализу их летучие соединения были удалены.

Наиболее равномерно по площади бассейна распределились концентрации Si, Al, Ga, Ti, V, Zr, K, Ba, Sr, Fe, т. е. в основном элементов, характерных для породообразующих и акцессорных минералов. Значительные же вариации содержаний наблюдаются у Zn (от $4 \cdot 10^{-3}$ до 0,11 мг/л), Cu (от $8 \cdot 10^{-4}$ до 0,07 мг/л), Sn (от $5 \cdot 10^{-5}$ до $6 \cdot 10^{-3}$ мг/л) и Mn (от $5 \cdot 10^{-4}$ до 0,012 мг/л), т. е. элементов, специфичных для рудных минерализаций участ-

Общий ионный и микрокомпонентный состав природных вод

Номер водо-источника на рисунке	pH	Минерализация	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺
58	7,39	87	55	0,5	4	9	6,1	0,6
59	7,4	68	51	0,5	1	0,9	5	0,7
60	7,8	106	72	0,5	1	16	4	1
61	7,8	135	92	1	3	22	4	1
62	7,7	124	87	<0,5	5	19	5	1
63	7,55	111	79	<0,5	<1	17	5	1
64	7,4	79	55	<0,5	1	14	3	0,3
65	7,6	114	79	<0,5	<1	18	5	1,2
66	7,9	98	65	0,5	2	14	7	1,2
67	7,6	48	31	<0,5	2	7	2	1,2
68	7,8	217	126	0,5	5	30	9	0,7
69	8,1	135	90	1	5	22	7	0,7
70	7,8	142	101	1	5	26	5	0,6
71	8,05	126	87	1	3	17	9	0,8
72	7,5	62	43	1	1	8	3	0,7
73	7,5	68	46	1	2	9	4	0,7
74	7,6	60	39	1	3	8	3	0,6
75	7,8	113	81	1	<1	14	7	1,1
76	7,6	81	56	1	<1	10	5	0,6
77	7,85	170	128	1	<1	22	12	1

бассейна р. Боотанкага (Центральный Таймыр), мг/л

Таблица 1

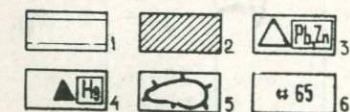
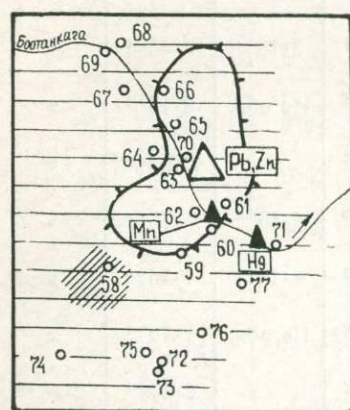
Si	Al	Tl	Cr	V	Zr	K	Be
4,0	—	—	—	—	—	—	—
2,5	0,14	7·10 ⁻³	7·10 ⁻³	2·10 ⁻⁴	5·10 ⁻³	0,03	3·10 ⁻⁵
3,3	0,32	0,01	3·10 ⁻³	7·10 ⁻⁴	Не обн.	0,14	5·10 ⁻⁵
3,3	0,95	0,01	0,01	4·10 ⁻⁴	»	0,07	7·10 ⁻⁵
1,8	0,12	0,04	9·10 ⁻³	4·10 ⁻⁴	4·10 ⁻³	0,08	4·10 ⁻⁵
1,9	0,78	0,03	0,03	2·10 ⁻⁴	6·10 ⁻³	0,1	8·10 ⁻⁵
1,3	0,06	8·10 ⁻³	8·10 ⁻⁴	2·10 ⁻⁴	2·10 ⁻³	0,04	Не обн.
2,0	0,80	0,03	0,01	2·10 ⁻⁴	3·10 ⁻⁴	0,1	»
2,1	0,98	0,03	0,05	7·10 ⁻⁴	3·10 ⁻³	0,23	1·10 ⁻⁴
1,4	0,03	5·10 ⁻³	3·10 ⁻³	3·10 ⁻³	1·10 ⁻³	0,03	Не обн.
1,3	1,52	0,06	0,02	4·10 ⁻⁴	6·10 ⁻³	0,13	6·10 ⁻⁵
1,2	0,41	9·10 ⁻³	1·10 ⁻³	3·10 ⁻⁴	3·10 ⁻³	0,27	Не обн.
1,6	0,04	4·10 ⁻³	Не обн.	3·10 ⁻³	7·10 ⁻³	0,2	»
1,7	0,06	1·10 ⁻³	2·10 ⁻³	2·10 ⁻⁴	Не обн.	0,25	»
1,5	0,62	6·10 ⁻³	2·10 ⁻³	1·10 ⁻⁴	6·10 ⁻³	0,2	2·10 ⁻⁵
1,6	0,03	3·10 ⁻³	7·10 ⁻⁴	1·10 ⁻⁴	Не обн.	0,15	Не обн.
1,5	0,03	2·10 ⁻³	6·10 ⁻⁴	2·10 ⁻⁴	2·10 ⁻³	0,17	2·10 ⁻⁵
2,3	0,79	0,01	3·10 ⁻³	3·10 ⁻⁴	3·10 ⁻³	0,12	6·10 ⁻⁵
2,2	0,57	2·10 ⁻³	8·10 ⁻⁴	2·10 ⁻⁴	Не обн.	0,02	Не обн.
1,3	0,34	0,01	2·10 ⁻⁴	3·10 ⁻⁴	»	0,31	»

Номер водо-источника на рисунке	Ba	Sr	Sn	Mo	Ag	Cu	Pb
58	—	—	—	—	—	—	—
59	$7 \cdot 10^{-3}$	0,02	$2 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
60	0,01	0,05	$3 \cdot 10^{-4}$	He обн.	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
61	$< 0,01$	0,04	$4 \cdot 10^{-3}$	»	$1 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$
62	$< 0,01$	0,06	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
63	$< 0,01$	0,06	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$
64	$8 \cdot 10^{-3}$	0,04	$2 \cdot 10^{-4}$	He обн.	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$
65	$< 0,01$	0,06	$1 \cdot 10^{-4}$	»	$2 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$
66	$< 0,01$	0,03	$7 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
67	$< 5 \cdot 10^{-3}$	0,02	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
68	0,02	0,07	$6 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	0,07	$2 \cdot 10^{-4}$
69	$< 0,01$	0,04	$1 \cdot 10^{-3}$	He обн.	$4 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
70	$< 0,01$	0,04	$4 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
71	$< 0,01$	0,04	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$
72	$6 \cdot 10^{-3}$	0,02	$6 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$
73	$6 \cdot 10^{-3}$	0,02	$2 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$
74	0,01	0,03	$6 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$
75	$8 \cdot 10^{-3}$	0,03	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
76	0,02	0,02	$8 \cdot 10^{-5}$	He обн.	$8 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$
77	$< 0,01$	0,05	$5 \cdot 10^{-4}$	»	$3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$

Zn	Ni	Co	Fe	Mn	Bi	Ga	La
—	—	—	—	—	—	—	He обн.
0,03	$7 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	0,2	$7 \cdot 10^{-3}$	He обн.	$1 \cdot 10^{-4}$	»
0,11	0,02	$< 3 \cdot 10^{-4}$	0,53	$5 \cdot 10^{-3}$	»	$2 \cdot 10^{-4}$	»
0,01	$4 \cdot 10^{-3}$	He обн.	0,4	$9 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	»
0,02	$4 \cdot 10^{-3}$	»	0,25	0,012	$4 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	»
0,01	$8 \cdot 10^{-3}$	»	0,33	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	»
$8 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$< 2 \cdot 10^{-4}$	0,24	$2 \cdot 10^{-3}$	He обн.	$8 \cdot 10^{-5}$	»
0,06	$3 \cdot 10^{-3}$	$< 3 \cdot 10^{-4}$	0,34	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	»
0,01	$7 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	0,49	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	»
0,01	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	0,24	$5 \cdot 10^{-4}$	He обн.	$9 \cdot 10^{-5}$	»
0,01	$6 \cdot 10^{-3}$	He обн.	0,2	$2 \cdot 10^{-3}$	»	$< 2 \cdot 10^{-4}$	»
0,07	$1 \cdot 10^{-3}$	»	0,13	$1 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	»
0,03	$1 \cdot 10^{-3}$	»	0,28	$3 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	»
$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	»	0,12	$2 \cdot 10^{-3}$	He обн.	$1 \cdot 10^{-4}$	»
$4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	»	0,06	$1 \cdot 10^{-3}$	»	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$
0,01	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	0,07	$7 \cdot 10^{-4}$	»	$7 \cdot 10^{-5}$	He обн.
0,02	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	0,6	$6 \cdot 10^{-3}$	»	$6 \cdot 10^{-5}$	»
0,02	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	0,23	$2 \cdot 10^{-3}$	»	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$
$8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	He обн.	0,16	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-3}$
$8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	»	0,34	$3 \cdot 10^{-3}$	He обн.	$< 2 \cdot 10^{-4}$	He обн.

Средние концентрации химических элементов в надмерзлотных водах Западного и Центрального Таймыра, мг/л

Элемент	Бассейн оз. Нялудо-Турку (Западный Таймыр), 115 проб	Бассейн р. Боотанкага (Центральный Таймыр), 20 проб
Si	1,8	1,9
Al	0,2	0,4
Ga	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$
Ti	$8 \cdot 10^{-3}$	0,01
Cr	$4 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
V	$5 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$
Zr	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$
K	0,3	0,1
Sr	0,01	0,04
Mn	0,013	$3 \cdot 10^{-3}$
Fe	0,2	0,27
Zn	$6 \cdot 10^{-3}$	0,03
Cu	$4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Ni	$7 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Pb	$8 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$
Ag	$6 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Sn	$3 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$



Гидрогеохимическая схема верховьев р. Боотанкага (Центральный Таймыр). Составила М. А. Чуйко, 1987 г.

1, 2 — состав вод: 1 — гидрокарбонатный кальциевый, 2 — гидрокарбонатный магниевый; 3—5 — рудная минерализация: 3 — сфалерит-галенитовая, 4 — пирролюзитовая, 5 — кинноварь и самородная ртуть; 6 — водопункт и его номер.

ка. Для вод верховьев р. Боотанкага, по сравнению с надмерзлотными водами Западного Таймыра, характерны повышенные концентрации Zn и Sn, их средние содержания составили соответственно 0,03 и $8 \cdot 10^{-4}$ мг/л. В то же время по средним концентрациям Si, Al, Ga, Ti, Cr, V, K, Fe при невысоких коэффициентах вариации воды этих районов сопоставимы между собой (табл. 2).

Аномальные концентрации Cu (проба 68), Cr (проба 66), Ni (проба 60) и Ag (пробы 75, 76) проявляются лишь в виде точечных аномалий; последние пространственно тяготеют к рудной зоне, минерализация которой представлена самородной ртутью и кинноварью (рисунок). В пробе 68 кроме Cu обнаружены в значительных концентрациях Al и Ti, в пробах 66 и 67 — Ga и V, т. е. элементы-гидролизаты, связанные с гидротермальными образованиями [4]. Повышенные концентрации Mn (до 0,012 мг/л) в

пробах 59, 60, 62, 74 четко фиксируют рудную зону с пирролюзитовой минерализацией. Следует отметить появление в водах В₁ (до $4 \cdot 10^{-4}$ мг/л), который встречен вблизи сфалерит-галенитового рудопроявления.

При обработке аналитических данных методом кларков концентраций [1] рудопоявление верховьев р. Боотанкага выделилось обширным водным ореолом с висмут-цинковой гидрогеохимической ассоциацией: В₁, Zn, Pb, Sn, Ag, Mo, Fe, Ni, Ba, Sr (рисунок). Последняя отражает минеральные парагенезисы висмутсодержащего касситерит-сульфидного оруденения [3]. Гидрогеохимическая формула водного ореола следующая:

$$(Zn) \frac{Pb, Sn, Ag, Cr, Ni, Sr}{Si, Al, Ti, Cr, V, Zr, Fe, Ba, Ni, Bi} ,$$

где в скобках показаны элементы в надкларковых среднеаномальных концентрациях, в числителе — в надкларковых минимально аномальных концентрациях, в знаменателе — в докларковых избыточных концентрациях.

Из приведенных данных следует, что минеральный состав руд верховьев р. Боотанкага хорошо фиксируется гидрогеохимическими показателями. Это позволяет сделать вывод об эффективности применения гидрогеохимического метода поисков зон оруденения на территориях с мерзлотно-тундровым ландшафтом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрогеохимические исследования (зона гипергенеза). Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций/Е. Е. Белякова, А. В. Зуев, Н. П. Никитина и др. Л., Недра, 1985. 252 с.
2. Кавардин Г. И. Металлогенетическая зональность рудно-магматических систем норильского типа. — В кн.: Рудно-магматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л., 1985, с. 52—63.
3. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/Ред. Д. В. Рундквист. Л., Недра, 1978. 607 с.
4. Основы гидрогеохимических поисков рудных месторождений/Б. А. Колотов, С. Р. Крайнов, В. В. Рубейкин и др. М., Недра, 1983. 199 с.

УДК 556.314 : 553.2(571.5)

Б. В. Боровицкий

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОГЕОХИМИИ И ГИДРОГЕОДИНАМИКИ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Рассматриваемая территория расположена в бассейнах верхних течений Нижней и Подкаменной Тунгусок и среднего течения Лены. Она характеризуется преимущественно увалистым

рельефом с глубиной эрозионных врезов от 50—200 до 300—500 м. Мерзлота мощностью 50—200 м имеет прерывистое распространение.

Территория включает северную часть Ангаро-Ленского прогиба, где широко развиты карбонатно-галогенные отложения нижнего кембрия мощностью до 3—4 км, вскрытые эрозией в долинах крупных рек. В Тунгусской синеклизе эти галогенные образования погружены до глубин 4—7 км и сверху перекрыты терригенно-карбонатными отложениями среднего кембрия — силура, терригенно-галогенными — девона, угленосными терригенными толщами карбона — перми, а также вулканогенно-осадочными образованиями триаса.

Гидрогеохимическая зональность региона в общем виде характеризуется распространением пресных и солоноватых вод в верхней части геологического разреза и вод соленых и рассольных — в нижней. В верхней части воды имеют преимущественно инфильтрационное происхождение, их солевой состав формируется за счет выщелачивания вмещающих пород. В нижней преобладают седиментогенные воды, состав и минерализация которых связаны с процессами метаморфизма вод древних бассейнов осадконакопления [1—5].

Такой характер зональности резко меняется в районах активных современных тектонических поднятий, с которыми связано образование зон разломов, служащих каналами разгрузки глубинных подземных вод. При этом намечается два типа аномалий. Аномалии первого типа распространены в бассейне Нижней Тунгуски (ниже пос. Тура), где по зонам новейших разломов происходит интенсивная разгрузка хлоридных натриево-кальциевых вод, генетически связанных с отложениями нижнего палеозоя [1—3]. Повышенные давления в рассолоносных горизонтах в этом районе обусловлены новейшими блоковыми поднятиями, сопровождающимися современным рельефообразованием и углублением эрозионных врезов речных долин. Большинство скважин, пробуренных здесь, вскрыли самоизливающиеся седиментогенные хлоридные натриево-кальциевые рассолы с минерализацией до 300 г/кг в отложениях верхнего палеозоя и мезозоя на глубинах 80—300 м [4, 5]. В зимнюю межень их разгрузка на поверхность приводит к сильному засолению хлоридами кальция (до 1 г/кг и более) вод Нижней Тунгуски и ее притоков. Здесь также известно большое количество источников соленых и пресных вод, образующихся за счет смешения весьма крепких рассолов с водами атмосферного происхождения. Существенно, что при снижении минерализации от 300 до 1 г/кг и меньше эти воды сохраняют хлоридный натриево-кальциевый состав, а концентрация в них гидрокарбонат-иона и сульфат-иона практически не меняется, оставаясь в интервалах соответственно 0,01—0,1 и 0—0,08 г/кг [1, 2, 4]. Это, безусловно, свидетельствует

о том, что здесь рассолы по зонам разломов поднимаются почти к самой поверхности, где и разбавляются ультрапресными и пресными инфильтрационными водами.

Второй тип аномалий выделяется в северной части Ангаро-Ленского прогиба, где соленосные отложения нижнего — среднего кембрия выходят на поверхность либо залегают близко от нее. Здесь наряду с пресными широко распространены источники соленых и рассольных хлоридно-натриевых вод (10—40 г/кг, в редких случаях до 150 г/кг), состав которых формируется за счет выщелачивания каменной соли из нижне-среднекембрийских отложений. По газовому составу они азотные, иногда кислородно-азотные. Отношение гелия к аргону изменяется в широком интервале — от 0,001 до 0,1 и более [2 и др.]. Условия локализации таких вод в зонах разломов наиболее полно изучены на юге Непско-Ботуобинской погребенной антеклизы (бассейны Непы, Чоны, верховья Лены и Нижней Тунгуски). Судя по опробованию многих скважин, до глубин 200—300 м минерализация воды обычно составляет 10—140 г/кг. Ниже, в интервале 250—1500 м, она достигает 180—250 г/кг. Среди газов, независимо от глубин, преобладает азот, часто повышено содержание метана и сероводорода. В отдельных скважинах на Усть-Кутском, Марковском, Непском и других сводовых поднятиях наблюдались самоизливы крепких рассолов выщелачивания с глубин до 1500 м и более. Важно отметить, что повышенные давления в этих районах свойственны также и пластовым горизонтам, содержащим весьма крепкие и сверхкрепкие седиментогенные хлоридные натриево-кальциевые рассолы в соленосных отложениях кембрия и в подстилающих образованиях венда.

Формирование жильных хлоридных натриевых рассолов зон глубинных разломов обычно связывают с локальной циркуляцией современных инфильтрационных вод за счет разного соотношения их областей питания на водораздельных плато и разгрузки в долинах рек. Однако такая схема фильтрации представляется спорной по следующим соображениям.

В области прерывистой мерзлоты в данном регионе размеры водораздельных плато между долинами неперемежающихся рек, оцененные путем геометризации по квадратной сетке, составляют от 16 до 28 км. При такой протяженности разломы, пересекающие водоразделы, даже при глубине их раскрытия до 800—1500 м (как это наблюдается на Усть-Кутском, Марковском и других разломах) представляются относительно тонкими квазиизотропными линейными потоками с открытой пьезометрической поверхностью. В таких условиях процесс вымывания рассолов, по существу, происходит по схеме формирования пресных линз, «плавающих» на более тяжелых соленых и рассольных водах. При этом максимальная глубина залегания $h_{0\max}$ неподвижных

вод с плотностью γ_p определяется выражением [7]

$$h_{0 \max} = \frac{1 - \bar{\gamma}}{\bar{\gamma}} L \sqrt{\frac{\omega}{k} \bar{\gamma}} \left| \bar{\gamma} = \frac{\gamma_p - \gamma_0}{\gamma_0} \right.,$$

где $\bar{\gamma}$, γ_p , γ_0 — плотности соответственно относительная, вытесняемых и вытесняющих вод; ω — интенсивность инфильтрационного питания; k — коэффициент фильтрации; L — ширина водораздельного пространства.

Входящая в это уравнение величина инфильтрационного питания ω может быть принята равной модулю подземного стока. Это допущение обосновано И. Ротэ [1930 г.] для оценки дренажного воздействия гидромелиоративных каналов. В данной задаче этот прием позволяет избежать сложных расчетов, связанных с искривлением линий тока при фильтрации по пластам и с неоднородностью распределения инфильтрационного питания в условиях прерывистой мерзлоты.

Важно отметить, что в южной части рассматриваемого региона величина отношения $\frac{\omega}{k}$, рассчитанная по данным Б. И. Писарского, Б. М. Шанькмана, М. Ю. Куликова и др. [1976 г., 1978 г.], изменяется в достаточно незначительных пределах: для пород юры — $(1-3) \cdot 10^{-5}$, триаса — $2,8 \cdot 10^{-5}$, карбона — перми — $(1,4-8) \cdot 10^{-5}$, девона — $(4,5-4,8) \cdot 10^{-5}$, силура — $(1-7) \times 10^{-5}$, ордовика — среднего кембрия — $(6,1-6,8) \cdot 10^{-5}$. Или в среднем — $(1,5-6,4) \cdot 10^{-5}$. Близость этих значений свидетельствует о пропорциональности подземного стока проницаемости пород, находящихся в сходных геоморфологических и климатических условиях, и позволяет использовать их также для зон открытых разломов. С учетом этих замечаний нетрудно сделать вывод, что при изливе хлоридных натриевых рассолов с минерализацией до 150 г/кг ($\gamma_p = 1,11-1,12$ г/см³), при величине L от 8 до 14 км глубина залегания неподвижных вод под водоразделом в трещине составит:

$$h_{0 \max} = (8 \dots 9) \cdot (8 \dots 14) \cdot 10^{-3} \sqrt{10^{-1} \cdot (1 \dots 6) \cdot 10^{-5}} = 64 \dots 346 \text{ м.}$$

Несмотря на сугубо оценочный характер, эти величины показывают, что потенциальная энергия пресных вод на водораздельном пространстве может обеспечить вымывание минерализованных вод с глубин, измеряемых первыми сотнями метров ниже местных базисов эрозии. К аналогичным выводам ранее приходил Н. А. Журавель [1974 г., 1977 г., 1981 г.], определяя мощность зоны интенсивного водообмена в южных районах Иркутского амфитеатра.

Учитывая сходимость этих величин с глубинами разбавления седиментогенных рассолов атмосферными водами в аномалиях первого типа (бассейн Нижней Тунгуски), можно сделать вывод об их региональном значении.

В более глубоких частях разреза фильтрация вод, обусловленная атмосферным питанием, строго говоря, допустима. Однако здесь она будет определяться главным образом уклонами местных базисов эрозии, которые в регионе не превосходят $n \cdot 10^{-4}$. При коэффициентах фильтрации, измеряемых сотыми и тысячными долями метров в сутки, такие градиенты не могут ощутимо повысить подземный сток.

Некоторое значение для активизации циркулирования глубинных вод выщелачивания, вероятно, имеет тепловая конвекция. Но очевидно, что при коэффициентах теплового расширения природных вод, составляющих $n \cdot 10^{-5}$ град $^{-1}$, и отсутствии в регионе контрастных геотермических аномалий указанный фактор не может являться решающим в возникновении аномалий напоров в тяжелых хлоридных натриевых рассолах.

В связи с этим представляется, что жилые рассолы на глубинах более 300—350 м ниже местных базисов эрозии являются преимущественно древними инфильтрогенными, сформированными при погружении в недра атмосферных вод на ранних стадиях раскрытия разломов. В пользу этого свидетельствует также установленная многими исследователями тенденция к возрастанию с глубиной гелий-аргонового коэффициента в хлоридных натриевых водах.

Современная разгрузка на поверхность рассолов обусловлена, скорее всего, элизионными процессами, вызванными новейшими тектоническими поднятиями. Перемещаясь к поверхности, «древние» инфильтрогенные рассолы смешиваются с современными водами разной минерализации и дают начало пестрым по химическому и газовому составу источникам.

Важно отметить, что такая гидрогеодинамическая схема не исключает развития современных гипергенных процессов, в частности выщелачивания каменных солей на значительных глубинах в зонах разломов. Однако, в нашем представлении, здесь основное значение имеют процессы молекулярной диффузии.

В порядке предположения значение этого фактора можно оценить, используя основное уравнение диффузии

$$q_m = -D_m \frac{dc}{dz},$$

где q_m — удельный расход соли через единичное сечение; $\frac{dc}{dz}$ — градиент концентрации; D_m — коэффициент молекулярной диффузии.

Принимая для трещиноватых пород в зоне разломов D_m от $5 \cdot 10^{-6}$ до $5 \cdot 10^{-4}$ м 2 /сут [6, 7], получим, что диффузионный вынос соли в неподвижной среде с глубины до 1000 м при максимальной минерализации 270 г/кг (320 г/л) и минимальной — 150 г/кг (165 г/л) составит (с 1 км 2):

$$q_m = 0,8 \dots 62 \text{ кг}/(\text{сут} \cdot \text{км}^2).$$

Сопоставляя эти цифры с величиной стока хлоридов натрия, который, по данным А. А. Дзюбы [1984 г.], составляет 16—204 кг/(сут·км²), приходим к выводу о реальной значимости диффузии в выщелачивании солей в пределах зон разломов. Важно оговорить, что в ненарушенных породах этот процесс предельно ослаблен с связи с весьма низкими величинами D_m .

Приведенные расчеты, несмотря на их определенную абстрактность, позволяют сделать вывод о том, что в зонах тектонических разломов современное гипергенное выщелачивание соленосных пород (и формирование рассолов выщелачивания) может достигать значительных глубин (до 1000 м и более), но при этом активная циркуляция инфильтрогенных вод ограничивается первыми сотнями метров ниже местных базисов эрозии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабошина О. А. Рассолы центральной части Тунгусского артезианского бассейна.—Труды ВНИГРИ, 1972, вып. 308, с. 102—111.
2. Басков Е. А. Минеральные воды и палеогеогеология Сибирской платформы. М., Недра, 1977. 148 с.
3. Басков Е. А., Зайцев И. К. Основные черты гидрогеологии Сибирской платформы. М., Недра, 1968, с. 57—106.
4. Борисов В. Н. К истории хлоридных вод Тунгусского артезианского бассейна.—В кн.: Региональная гидрогеология и инженерная геология Восточной Сибири. Новосибирск, 1978, с. 35—70.
5. Вожов В. И. Подземные воды Тунгусского бассейна. М., Недра, 1977. 80 с.
6. Смирнов С. И. Региональная динамика подземных вод седиментационных бассейнов. М., Недра, 1978. 104 с.
7. Шестаков В. М. Динамика подземных вод. М., Изд-во МГУ, 1979. 368 с.

УДК 556.314 : 553.3.041 (571.5)

А. В. Зуев

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАДОНОВЫХ ВОД ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА)

Известно, что атмогеохимические методы поисков способствуют повышению эффективности прогнозирования и поисков скрытых, погребенных месторождений и перекрытых с поверхности зон разломов. Эти методы применяются в настоящее время для выявления и трассировки разрывных структур (особенно в закрытых районах), при поисках глубокозалегающих месторождений и при решении ряда других геологических вопросов [5, 9, 10].

Особенно перспективно применение атмогеохимических методов при региональных исследованиях, при выявлении и трассировке крупных тектонических нарушений. Это можно видеть, в частности, на примере Северного Кавказа, где зоны крупных разломов глубокого заложения достаточно четко фиксируются аномальными концентрациями углекислого газа, водорода, углеводородных газов и в ряде случаев гелия [10].

Отмечается и связь подземных вод, насыщенных радоном (до 36 000 эман), с зонами глубоких тектонических нарушений на Кавказе, Урале, Тянь-Шане [11]. Приведенные сведения подтверждают важный вывод о необходимости при прогнозировании глубокозалегающих рудных месторождений уделять особое внимание изучению гидрогеохимии региональных зон разломов глубокого заложения (особенно образованных или обновленных новейшими тектоническими движениями) [3, 4, 7 и др.].

При изучении гидрогеохимии зоны гипергенеза Енисейского кряжа с целью прогнозирования территории на рудные полезные ископаемые автором было обращено внимание на распределение радона в подземных водах, связанных с разрывными структурами. Известно, что в размещении рудных месторождений Енисейского кряжа большую роль играют глубинные разломы, с которыми связаны разнообразные гидротермальные месторождения рудных полезных ископаемых, что явилось следствием процессов тектоно-магматической активизации региона в послелайкальское время [1, 6]. Именно поэтому изучение гидрогеохимических особенностей зон разрывных структур глубокого заложения имеет здесь первостепенное значение.

В пределах Енисейского кряжа выделяются две группы радоновых вод, отличающихся по характеру распределения и генезису. Первая группа, получившая на данной территории достаточно широкое распространение, представлена радоновыми водами (с содержанием радона обычно от 50 до 300 эман), связанными с зоной выветривания кислых интрузивных пород. В зоне региональной трещиноватости массивов развиты холодные радоновые воды, слабокислые, очень пресные и пресные (с минерализацией до 0,1—0,3 г/л, иногда до 0,5 г/л), гидрокарбонатного кальциевого (хасуртаевский тип) и гидрокарбонатного натриевого (знаменский тип) состава [2]. Эта группа радоновых вод, образующая площадные аномалии, хорошо известна в пределах Енисейского кряжа.

Вторая группа вод — высокорадоновые воды (с содержанием радона до 1000 эман и более) — имеет здесь локальное развитие. Полученные автором данные позволили выявить определенные закономерности в распределении подземных вод с высокими концентрациями радона. Установлено, что высокорадоновые воды связаны с зонами тектонических нарушений. Эти тектонические нарушения, являющиеся, по существу, эмануирующими коллекторами, обуславливают

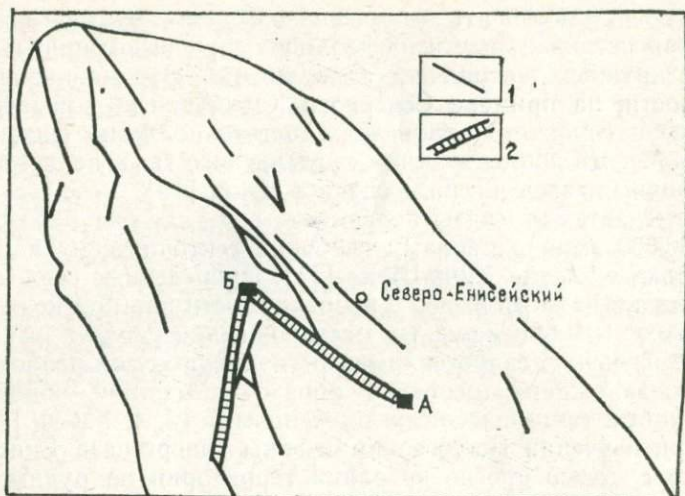


Схема распределения линейных зон выходов высокорадоновых вод в северной части Енисейского края.

А — устье р. Индолы; Б — бассейн р. Оленьей.

1 — зоны разломов; 2 — линейные зоны выходов высокорадоновых вод.

сильное обогащение вод радоном (за счет вторичных концентраций радия).

Выходы высокорадоновых вод, нередко напорных, протягиваются прерывистыми полосами, образуя определенно направленные линейные зоны (иногда не совпадающие с известными на краже зонами разломов), вытянутые на десятки километров (до 100 км, а возможно, и более) при ширине до 2—4 км (рисунок). Подземные воды с наиболее высокими содержаниями радона (тысячи и более эман) приурочены к зонам пересечения тектонических нарушений.

Выявленные закономерности позволяют, несмотря на сравнительно слабую изученность радоновых вод, наметить в пределах Енисейского края глубинно-разрывные структуры с системами оперяющих разломов. Наиболее четко выделяется зона, протягивающаяся от устья р. Индолы (рисунок, участок А) в северо-западном направлении к бассейну р. Оленьей (участок Б). Вторая зона, выраженная менее отчетливо, протягивается от верховьев р. Сурнихи в субмеридиональном направлении.

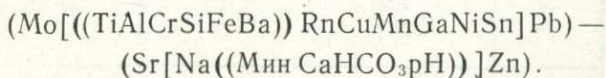
Высокорадоновые воды являются слабокислыми, очень пресными (с минерализацией менее 0,1 г/л), гидрокарбонатными и сульфатно-гидрокарбонатными магниево-кальциевыми и кальциево-магниевыми, холодными (с температурой до 5 °С), содержащими широкий спектр микрокомпонентов, в том числе рудных. В этих водах обнаруживается и бор (до 1,1 мг/л), возможно, являющийся показателем геохимической обстановки глубо-

ких частей разрывных структур. Некоторые сведения о высоко-радоновых водах Енисейского кряжа приведены в табл. 1 и 2. В ряде случаев содержание микрокомпонентов в высокорадоновых водах превышает, иногда весьма значительно, региональный гидрогеохимический фон, сведения о котором приведены в табл. 3.

Заслуживает особого внимания в поисковом отношении район бассейна р. Оленьей (участок Б), где намечается пересечение двух разнонаправленных линейно-вытянутых зон развития высокорадоновых вод. Автором выполнена статистическая обработка гидрогеохимического материала с целью уточнения условий миграции химических элементов в подземных водах бассейна р. Оленьей. При статистической обработке гидрогеохимических данных использовано 36 анализов (химических, спектральных) воды. Определения средних значений элементов в водах, среднеквадратичных отклонений, корреляционный анализ выполнены на ЭВМ по программам, разработанным в отделении математических методов ВСЕГЕИ [Бурков Ю. К., 1968 г., и др.].

Статистические данные для различных компонентов подземных вод рассматриваемого района приведены в табл. 4. На основании матриц общих (парных) коэффициентов корреляции устанавливаются корреляционные связи между различными компонентами. Почти полная связь намечается между Al и Ti ($r = +0,946$), Ni и Cr ($r = +0,901$). Частичная прямая связь устанавливается между Fe и Ni ($r = +0,821$), Si и Ti ($r = +0,789$), Si и Al ($r = +0,770$), Si и Fe ($r = +0,760$), Al и Ba ($r = +0,763$), Pb и Zn ($r = +0,747$), Ti и Ba ($r = +0,733$), Fe и Ti ($r = +0,724$), Fe и Cr ($r = +0,734$). Эти корреляционные связи обусловлены геохимическим сродством компонентов и отражают общность условий их миграции в водах района.

Методом многократной корреляции были обработаны материалы по химическому составу подземных вод бассейна р. Оленьей и выделены геохимические ассоциации, обладающие сходными миграционными свойствами. Установлена формула структурных связей между компонентами подземных вод рассматриваемого района:



Как видно из представленной формулы, наиболее высокими положительными связями характеризуются в левой части ассоциации Ti, Al, Cr, Si, Fe, Ba (4-й этап корреляции). Радон положительно связан с Cu, Sn, Mn, Ga, Al, Ti, Cr, Si, Fe, Ba, Ni (5-й этап корреляции), а также с Pb и Mo (6-й этап корреляции). В правой части — наиболее высокие положительные связи про-

Данные о высокорадонных (1000—2000 эман и более) водах
в бассейнах рек Индолы (участок А) и Оленьей (участок Б)

Водопункт	Водовмещающие породы	Дебит водопункта, л/с $t_{\text{воды}}, ^\circ\text{C}$	pH	Химический состав
Участок А:				
ист. 308	Кварц-полевошпатовые сланцы, PR	$\frac{0,2}{5,0}$	6,1	$M_{0,016} \frac{\text{HCO}_3 100}{\text{Ca } 50 \text{ Mg } 50}$
ист. 309	То же	$\frac{0,1}{3,5}$	6,3	$M_{0,04} \frac{\text{HCO}_3 100}{\text{Ca } 70 \text{ Mg } 30}$
Участок Б:				
скв. 1 (само- изливающаяся)	Кварцевые порфиры, PR	$\frac{0,1}{3,5}$	6,9	$M_{0,09} \frac{\text{HCO}_3 81 \text{ SO}_4 19}{\text{Ca } 52 \text{ Mg } 41 \text{ Na } 7} \text{ H}_3\text{BO}_3 - 0,5 \text{ мг/л}$
скв. 3 (само- изливающаяся)	То же	$\frac{0,2}{2,5}$	6,6	$M_{0,1} \frac{\text{HCO}_3 91 \text{ SO}_4 9}{\text{Mg } 53 \text{ Ca } 45} \text{ H}_3\text{BO}_3 - 1,1 \text{ мг/л}$
скв. 5 (само- изливающаяся)	»	$\frac{0,1}{3,0}$	6,6	$M_{0,1} \frac{\text{HCO}_3 90 \text{ SO}_4 10}{\text{Mg } 52 \text{ Ca } 45} \text{ H}_3\text{BO}_3 - 0,5 \text{ мг/л}$
ист. 465	»	$\frac{0,2}{2,5}$	6,1	$M_{0,03} \frac{\text{HCO}_3 100}{\text{Ca } 50 \text{ Mg } 38 \text{ Na } 12}$

Примечание. Химические анализы воды выполнены в гидрохимической лаборатории ВСЕГЕИ.

Микрокомпонентный состав высокорадоновых вод в бассейнах рек Индолы
(участок А) и Оленьей (участок Б)

Водопункт	Si	Al	Fe	Ba	Be	Tl	Cr
Участок А:							
ист. 308	$\frac{1,6}{10}$	$\frac{0,32}{2}$	$\frac{0,32}{2}$	$\frac{4,8 \cdot 10^{-4}}{3 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{1,6 \cdot 10^{-5}}{1 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{9,6 \cdot 10^{-3}}{6 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{8 \cdot 10^{-4}}{5 \cdot 10^{-3}}$
ист. 309	$\frac{4}{10}$	$\frac{2}{5}$	$\frac{2}{5}$	$\frac{8 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{8 \cdot 10^{-5}}{2 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{4 \cdot 10^{-2}}{0,1}$	$\frac{2 \cdot 10^{-3}}{5 \cdot 10^{-3}}$
Участок Б:							
скв. 1	$\frac{9}{10}$	$\frac{0,9}{1}$	$\frac{3,6}{4}$	$\frac{1,8 \cdot 10^{-2}}{2 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{4,5 \cdot 10^{-4}}{5 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{9 \cdot 10^{-2}}{0,1}$	$\frac{1,8 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-3}}$
скв. 3	$\frac{7}{7}$	$\frac{1,5}{1,5}$	$\frac{3}{3}$	$\frac{3 \cdot 10^{-2}}{3 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{1 \cdot 10^{-4}}{1 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{0,15}{0,15}$	$\frac{4 \cdot 10^{-3}}{4 \cdot 10^{-3}}$
скв. 5	$\frac{10}{10}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{3}{3}$	$\frac{2 \cdot 10^{-2}}{2 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{2 \cdot 10^{-4}}{2 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{8 \cdot 10^{-2}}{8 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{1 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 10^{-3}}$
ист. 465	$\frac{3,3}{10}$	$\frac{2,3}{7}$	$\frac{0,99}{3}$	$\frac{1,6 \cdot 10^{-2}}{5 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{3,3 \cdot 10^{-5}}{1 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{3,3 \cdot 10^{-2}}{0,1}$	$\frac{4,9 \cdot 10^{-2}}{0,15}$

Водопункт	Pb	Mn	Ni	Ga	V	Sn	Cu
Участок А:							
ист. 308	$\frac{6,4 \cdot 10^{-4}}{4 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{1,6 \cdot 10^{-2}}{0,1}$	$\frac{4,8 \cdot 10^{-4}}{3 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{1,6 \cdot 10^{-4}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{4,8 \cdot 10^{-4}}{3 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{1,6 \cdot 10^{-4}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{3,2 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-2}}$
ист. 309	$\frac{8 \cdot 10^{-4}}{2 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{2,8 \cdot 10^{-2}}{7 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{4 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{8 \cdot 10^{-4}}{2 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{2 \cdot 10^{-3}}{5 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{4 \cdot 10^{-4}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{4 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 10^{-2}}$
Участок Б:							
скв. 1	$\frac{9 \cdot 10^{-4}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{0,45}{0,5}$	$\frac{9 \cdot 10^{-4}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{9 \cdot 10^{-4}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{2,7 \cdot 10^{-3}}{3 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{9 \cdot 10^{-4}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{5,4 \cdot 10^{-4}}{6 \cdot 10^{-4}}$
скв. 3	—	$\frac{0,5}{0,5}$	—	$\frac{1 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{2 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{1 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{8 \cdot 10^{-4}}{8 \cdot 10^{-4}}$
скв. 5	$\frac{1 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{0,3}{0,3}$	—	$\frac{1 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{1 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{1 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{2 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-3}}$
ист. 465	$\frac{9,9 \cdot 10^{-2}}{0,3}$	$\frac{2,3 \cdot 10^{-2}}{0,07}$	—	$\frac{3 \cdot 10^{-4}}{1 \cdot 10^{-3}}$	—	—	$\frac{3,3 \cdot 10^{-3}}{0,01}$

Водопункт	Zn	Zr	Co	Y	Yb	Mo	Bi
Участок А:							
ист. 308	$\frac{4,8 \cdot 10^{-3}}{3 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{1,1 \cdot 10^{-3}}{7 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{1,6 \cdot 10^{-4}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{4,8 \cdot 10^{-4}}{3 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{< 4,8 \cdot 10^{-4}}{< 3 \cdot 10^{-3}}$	—	$\frac{< 1,6 \cdot 10^{-4}}{< 1 \cdot 10^{-3}}$
ист. 309	$\frac{8 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{4 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{4 \cdot 10^{-4}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{2 \cdot 10^{-3}}{5 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{2 \cdot 10^{-3}}{5 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{2 \cdot 10^{-4}}{5 \cdot 10^{-4}}$	—
Участок Б:							
скв. 1	$\frac{2,7 \cdot 10^{-2}}{3 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{5,4 \cdot 10^{-3}}{6 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{9 \cdot 10^{-4}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{9 \cdot 10^{-4}}{1 \cdot 10^{-3}}$	—	$\frac{1,8 \cdot 10^{-4}}{2 \cdot 10^{-4}}$	—
скв. 3	—	$\frac{3 \cdot 10^{-3}}{3 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{2 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 10^{-3}}$	—	—	—	—
скв. 5	$\frac{1 \cdot 10^{-2}}{1 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{5 \cdot 10^{-3}}{5 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{1 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{3 \cdot 10^{-3}}{3 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{< 3 \cdot 10^{-4}}{< 3 \cdot 10^{-4}}$	—	—
ист. 465	$\frac{0,99}{3,0}$	$\frac{9,9 \cdot 10^{-4}}{3 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{3,3 \cdot 10^{-4}}{1 \cdot 10^{-3}}$	—	—	—	—

Примечания. 1. Спектральные анализы сухих остатков воды выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ.
2. В числителе — в миллиграммах на литр, в знаменателе — в процентах к сухому остатку.

Средние содержания (\bar{x}) химических элементов в подземных водах Енисейского края (по данным 6000 проб), мг/л [2]

Элемент	\bar{x}	Элемент	\bar{x}	Элемент	\bar{x}	Элемент	\bar{x}
Cu	$9 \cdot 10^{-4}$	Mn	$8,9 \cdot 10^{-3}$	Ba	$6,6 \cdot 10^{-3}$	Sb	$1 \cdot 10^{-4}$
Pb	$7 \cdot 10^{-4}$	V	$7 \cdot 10^{-4}$	As	$4 \cdot 10^{-4}$	Cd	$3 \cdot 10^{-5}$
Zn	$7,5 \cdot 10^{-3}$	Ni	$1 \cdot 10^{-3}$	Mo	$5 \cdot 10^{-4}$	Zr	$5 \cdot 10^{-4}$
Ag	$8 \cdot 10^{-5}$	Cr	$1,7 \cdot 10^{-3}$	Bi	$8 \cdot 10^{-5}$	Co	$1 \cdot 10^{-4}$
Ti	$6,6 \cdot 10^{-3}$	Sn	$1 \cdot 10^{-4}$	Be	$7 \cdot 10^{-5}$		

являются между общей минерализацией, Ca, HCO_3 , pH (4-й этап корреляции). С этими компонентами положительно, хотя и более слабо, связаны Na (5-й этап корреляции), Zn и Sr (6-й этап корреляции). Слева в формуле видно согласованное распределение элементов сложной гидрогеохимической ассоциации (полиметаллической и др.) с радоном; справа — согласованное распределение Zn и Sr с общей минерализацией воды, pH, ионным составом, что определяет возможность накопления этих элементов в водах по мере повышения минерализации водного раствора, изменения его химического состава. Установленное согласованное распределение радона с широким комплексом элементов рудной минерализации подтверждается данными по микрокомпонентному составу высокорадоновых вод (табл. 1) при сопоставлении их с региональным гидрогеохимическим фоном (табл. 2).

Широкий комплекс элементов рудной минерализации (Pb, Zn, Sn, Co, Ti, Mn, Cr, Zr), контрастно выделяющихся на региональном гидрогеохимическом фоне (превышая более чем в 10 раз региональный фон), содержится в высокорадоновых водах бассейна р. Оленьей и отражает металлогеническую специализацию пород данного участка (рисунок, участок Б), сложенного кварцевыми порфирами верхнего протерозоя.

Следует отметить весьма высокие содержания Pb — до 0,1 мг/л (до 0,3 %) и Zn — до 1 мг/л (до 3 %) в высокорадоновых водах рассматриваемого участка (табл. 1, ист. 465), что позволяет говорить о возможном нахождении здесь свинцово-цинкового оруденения. Об этом свидетельствует и наличие в водах (скв. 5) весьма активной специфической микрофлоры *Thiobacillus ferrooxidans*. Такая высокая активность *Th. ferrooxidans* обычно отмечается в рудничных водах сульфидных месторождений [8].

Таким образом, предлагаемый метод картирования региональных разломов глубокого заложения представляется весьма перспективным в условиях Енисейского края, учитывая заболоченность и слабую обнаженность региона. Этот метод карти-

Статистические характеристики химического состава подземных вод бассейна
р. Оленьей (объем выборки — 36 проб)

Параметр	рН	Минерализация	HCO ₃	Na	Ca	Si	Al	Fe	Mn	Ni	Cu
		мг/л					вес. % от сухого остатка				
\bar{x}	5,96	36,02	24,95	3,68	4,48	6,04	1,51	2,27	7·10 ⁻²	3·10 ⁻³	3·10 ⁻³
σ	5,70	34,02	22,33	4,27	7,09	3,76	1,72	1,79	6·10 ⁻²	2·10 ⁻³	3·10 ⁻³

Продолжение табл. 4

Параметр	Pb	Tl	Ba	Zn	Sr	Cr	Sn	Mo	Ga	Rn
	вес. % от сухого остатка									эман
\bar{x}	1·10 ⁻³	6·10 ⁻²	1·10 ⁻²	3·10 ⁻²	3·10 ⁻²	1,7·10 ⁻³	5·10 ⁻⁴	4·10 ⁻⁴	2·10 ⁻³	60,5
σ	2·10 ⁻³	7·10 ⁻²	1·10 ⁻²	7·10 ⁻²	1·10 ⁻²	3·10 ⁻³	6·10 ⁻⁴	2·10 ⁻⁴	5·10 ⁻³	168,4

Примечание. \bar{x} — среднее содержание, σ — среднеквадратичное отклонение. Среднеквадратичные отклонения, превышающие средние значения, отмечаются для Al, Pb, Zn, Cr, Sn, Ga и особенно для Rn, что свидетельствует о большом разнообразии значений этих компонентов.

рования разрывных структур следует применять при поисковых работах на Енисейском кряже и на других закрытых горнотаежных территориях, принимая во внимание важную роль тектонических нарушений в локализации гидротермальных рудных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Новая серия. Объясн. зап. Лист О-47(48), Усть-Кут/Ред. Е. К. Ковригина. Л., 1984. 171 с.
2. Гидрогеология СССР. Т. 18. Красноярский край и Тувинская АССР/Ред. И. К. Зайцев. М., Недра, 1972. 479 с.
3. Гидрогеохимические исследования (зона гипергенеза). Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций/Е. Е. Белякова, А. В. Зуев, Н. П. Никитина и др. Л., Недра, 1985. 252 с.
4. Гидрогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых. Тез. докл./Отв. ред. С. Л. Шварцев. Томск, 1986. 168 с. (Томск. политехн. ин-т).
5. Досанова Б. А., Колосников В. Н., Воробьев С. А. Атмохимические поиски погребенных месторождений.— Разведка и охрана недр, 1979, № 1, с. 19—24.
6. Кузнецов В. А. Центральноеазиатский пояс мезозойской тектономагматической активизации и ртутного оруденения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М., Наука, 1975, с. 190—200.
7. Металлоносность термальных вод складчатых областей СССР/Ред. И. К. Зайцев. Л., 1979. 123 с.
8. О деятельности тионовых бактерий в подземных водах Западного Саяна и Западного Тунну-Ола/О. М. Гирфанова, А. В. Зуев, Л. Е. Крамаренко и др.— В кн.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1967, с. 185—187.
9. Фридман А. И. Газовая съемка при поисках твердых полезных ископаемых, минеральных вод и решении отдельных геологических вопросов.— В кн.: Природные газы Земли и их роль в формировании земной коры и месторождений полезных ископаемых. Матер. II Всесоюз. совещ. Киев, Научно-ва думка, 1985, с. 164—171.
10. Фридман А. И. Применение метода газовой съемки при поисках твердых полезных ископаемых, современное состояние метода и развитие.— В кн.: Теоретические основы геохимических методов поисков рудных месторождений. М., Наука, 1986, с. 119—139.
11. Швец В. М. Газовый состав подземных вод.— В кн.: Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия. Новосибирск, Наука, 1985, с. 33—39.

УДК 556.314 : 553.3.04 : 551.732(571.54)

Н. К. Федорова, Д. В. Слободинский

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЕРАВНИНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО РАЙОНА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Еравнинский железорудный район расположен в юго-западной части Витимского плоскогорья [1]. Рельеф района среднегорный, ландшафт горнотаежный, абсолютные отметки вершин колеблются от 900 до 1200 м, относительные превышения над

днищами долин 150—300 м. Многолетняя мерзлота имеет сплошное распространение, мощность ее колеблется от 50 до 100 м.

В районе рассматриваемого месторождения, расположенного в верховьях р. Зазы, были проведены методические гидрогеохимические исследования с целью выявления признаков скрытого оруденения для территорий сходного геологического строения. Рудомещающие структуры месторождения представлены зонами брекчирования, трещиноватости и расщелачивания в вулканогенно-осадочных формациях раннего кембрия. На месторождении выявлены три рудных тела линзовидной формы с глубиной залегания от 12 до 300 м. Простираение тел северо-восточное. Это зоны скарнированных и окварцованных известняков с вкрапленностью и прожилками руды. Главные рудные минералы: магнетит — 15—60 % и сульфиды — до 20 % (пирит, пирротин, реже халькопирит, барит, халькозин и др.). Отмечено повышенное содержание в рудах марганца (до 2,69 %). В районе месторождения были опробованы источники надмерзлотных вод, поверхностные водотоки и болота. Всего отобрано 25 проб воды на площади около 10 км² (рис. 1). Полный химический анализ, а также приближенный количественный анализ сухих остатков вод, приготовленных на сернокислой основе, были выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ химиками И. Н. Шарыхиной и Л. В. Лепковой. В ряде проб определялась активность тионовых и сульфатвосстанавливающих бактерий.

Исученные подземные надмерзлотные и поверхностные воды района пресные с минерализацией от 60 до 400 мг/кг, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и смешанные по катионам, нейтральные и слабощелочные (рН=7,2—8,2). Содержания кремния в воде колеблются от 2 до 8 мг/кг. На этом фоне выделяется участок развития аномальных кислых вод сульфатного кальциевого состава с величиной рН до 4,03. Этот тип вод формируется, по-видимому, в околорудной зоне за счет интенсивных процессов окисления сульфидов. Здесь же обнаружены активные тионовые бактерии, которые указывают на наличие хорошо развитой зоны окисления и на возможную перспективность участка в отношении сульфидных руд.

С целью выявления поисковой значимости данных по металлоносности подземных и поверхностных вод изученной территории фактический материал был обработан с помощью различ-

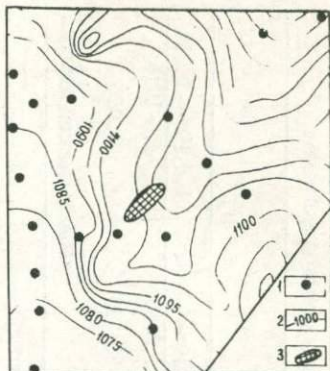


Рис. 1. Схема гидрохимического опробования.

1 — водосточник (ручей, родник, болото); 2 — горизонталь рельефа; 3 — гидрогеохимическая аномалия.

Характеристика содержаний микроэлементов в подземных и поверхностных водах месторождения

Показатель	Fe	Mn	Ni	Ti	Mo	Cu
Содержание, мг/кг	$\frac{0,14-4,0^*}{0,891}$	$\frac{0,01-12,0}{0,833}$	$\frac{8 \cdot 10^{-4}-0,02}{6,9 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{0,01-0,28}{0,114}$	$\frac{4,2 \cdot 10^{-4}-4 \cdot 10^{-3}}{1,6 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{1,8 \cdot 10^{-4}-0,014}{3,3 \cdot 10^{-3}}$
Коэффициент вариации	1,025	3,375	0,722	0,983	0,729	1,095

Продолжение таблицы

Показатель	Zn	Ag	Pb	Co	Cr
Содержание, мг/кг	$\frac{7 \cdot 10^{-3}-0,04}{1,7 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{1 \cdot 10^{-4}-1,2 \cdot 10^{-3}}{3,1 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{1,5 \cdot 10^{-4}-0,01}{2,1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{4,2 \cdot 10^{-4}-0,02}{3,4 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{4,2 \cdot 10^{-4}-4 \cdot 10^{-3}}{2,4 \cdot 10^{-3}}$
Коэффициент вариации	0,665	0,897	1,264	1,501	0,74

* В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — средние содержания.

ных математических методов (программа «Бурмкор» и тренд-анализ). Средние, минимальные и максимальные содержания рудообразующих элементов приведены в таблице.

Наиболее сильно варьируют содержания таких рудных элементов, как Mn, Fe, Ti, Cu, Pb, Co. Самые высокие концентрации металлов обнаружены в водах сульфатного состава (мг/кг): Mn 12, Ti 0,28, Ni 0,02.

По характеру корреляционной связи (с использованием программы «Бурмкор») выделяются три группы элементов.

1. Ga, Ni, Ti, Si, Al, Cr, Fe, Y, V, Yb, K — элементы, связанные между собой высокими положительными значениями коэффициентов корреляции. Эти элементы характеризуются слабой миграционной способностью [3, 5], поскольку одни из них (Al, Fe, Ti, V и др.) обладают свойством гидролизываться, а другие входят в состав устойчивых к химическому выветриванию минералов (магнетит, пирит, слюды, хлориты и др.). Поэтому наиболее высокие содержания этих

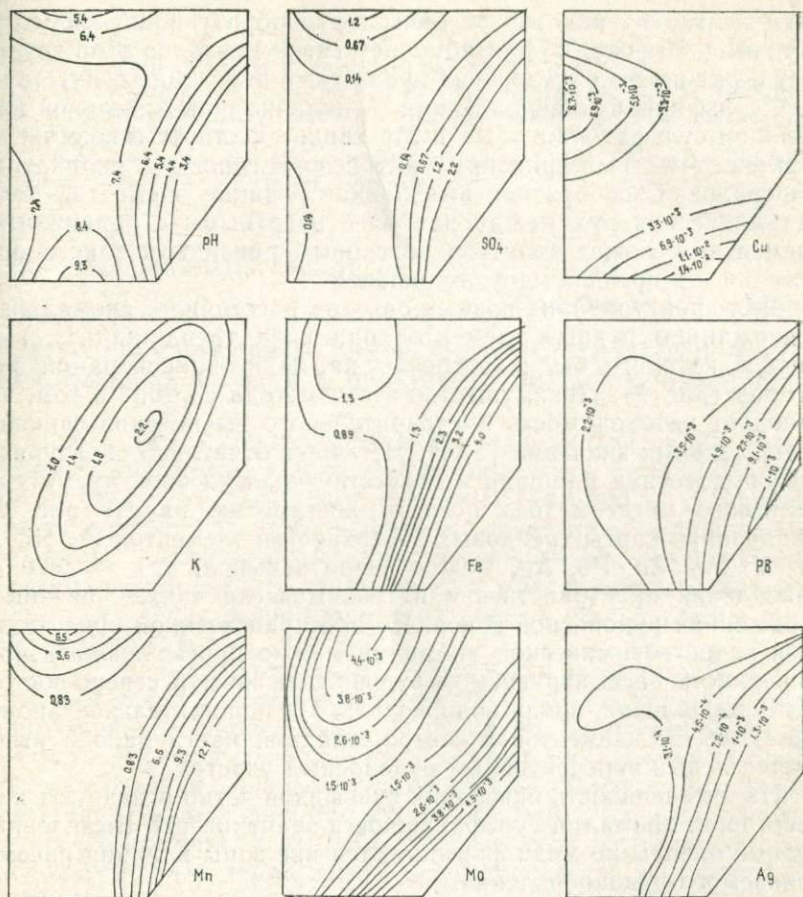


Рис. 2. Карты поверхностей трендов. Изолинии отражают изоконцентрации элементов (мг/кг) и величину водородного показателя.

элементов фиксируются в околорудной зоне и снижаются за ее пределами.

2. Ca, Ba, HCO_3 , Si, Cl. Эта группа занимает антагонистическую позицию по отношению к первой группе, имеет с ней отрицательную корреляционную связь. Наличие прочной корреляции между HCO_3 и Ca свидетельствует о ведущей роли процесса углекислотного выветривания карбонатных пород.

3. Co, Pb, Zn, Mo, SO_4 , Mn, Na, Mg, Ag, Cu. Эти элементы занимают промежуточное положение между первой и второй группами. Обращает на себя внимание то, что большинство из них являются компонентами полиметаллического оруденения. Поскольку они ассоциируют с Mn, можно предположить, что в рудах, которые дренируются изученными водами, они являются

элементами-спутниками основных рудообразующих элементов (Fe, Mn). Высокая корреляционная связь металлов этой группы с сульфат-ионом обусловлена процессами окисления сопутствующей сульфидной минерализации. А наличие положительной корреляции сульфат-иона с Na и Mg свидетельствует о возможном сернокислом выветривании натриево-магниевого силикатных минералов. Своеобразная выявленная позиция элементов полиметаллических руд между наиболее инертными и подвижными элементами может являться поисковым признаком такого оруденения и в пределах других районов.

Для оконтуривания водных ореолов рассеяния с аномальным содержанием рудных элементов применен тренд-анализ, с помощью которого были построены карты изоконцентраций элементов (рис. 2). Преимущество этого метода состоит в том, что отпадает необходимость предварительного вычисления фоновых и аномальных значений [2, 4]. Наиболее отчетливо оконтуривается рудоносная площадь и сопутствующая ей зона кремниво-калиевого метасоматоза по изоконцентрациям калия (рис. 2). Анализируя карты трендовых поверхностей элементов Fe, Ni, Ti, Cr, V, Mo, Zn, Pb, Ag, можно сделать вывод, что области их накопления пространственно и геохимически также связаны с выявленной рудоносной зоной. По пространственной ориентации этой гидрогеохимической аномалии можно прогнозировать протяженность рассматриваемой рудоносной зоны в северо-восточном направлении, вдоль водораздела. По положительной аномалии этих же элементов в северо-западной части района выделяется новый перспективный рудоносный участок.

На интенсивность окисления сульфидов четко реагируют контрастность аномалий сульфат-ионов и значения pH. Выявленные водные ореолы по меди формируются вне зоны влияния рассматриваемого рудопроявления.

На основании вышеизложенного можно сделать вывод, что при поисках скрытого железорудного оруденения помимо гидрогеохимических аномалий основных рудообразующих элементов (Fe, Mn) большое поисковое значение приобретают водные ореолы, связанные с элементами сопутствующей сульфидной минерализации (Cu, Zn, Pb, Ag, Mo и др.). По изоконцентрациям калия фиксируется зона околорудных изменений. Результаты математической обработки гидрогеохимической информации не только подтвердили наличие рудоносной зоны, но и позволили наметить новые перспективные участки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрогеология СССР. Т. 22. Бурятская АССР/Ред. А. И. Ефимов. М., Недра, 1970. 432 с.
2. Голева Г. А. Гидрогеохимические поиски скрытого оруденения. М., Недра, 1968. 292 с.

3. Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып. 10. Гидрогеохимические исследования/Е. Е. Белякова, А. В. Зуев, Н. П. Никитина и др. Л., Недра, 1970. 376 с.

4. Певзнер В. С., Бурков Ю. К. Система обработки геохимической информации с целью прогноза месторождений полезных ископаемых. Л., Недра, 1976. 16 с.

5. Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). Изд. 3-е. М., Недра, 1968. 330 с.

УДК 556.314 : 553.3.041 (571.54/56)

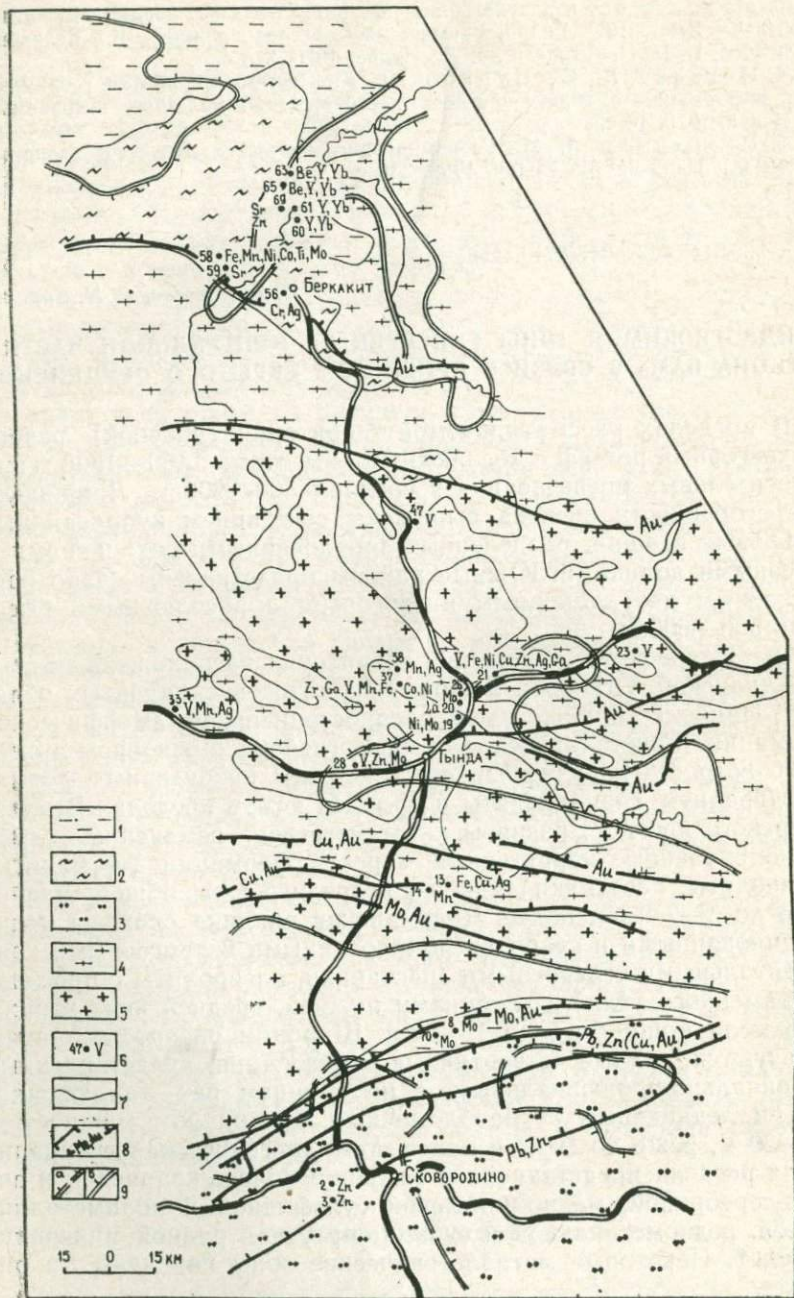
С. А. Версов, С. Н. Суриков

ГИДРОГЕОХИМИЯ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РЕГИОНА БАМа В СВЯЗИ С ПРОГНОЗОМ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В пределах рассматриваемой территории (рисунок) развит среднегорный рельеф с абсолютными высотами 1400—1500 м при относительных превышениях в среднем 500—600 м. Ландшафтные особенности региона выражены сочетанием куполовидных гольцовых вершин, разделенных заболоченными седловинами и сквозными долинами. Южные районы представлены слабо расчлененным денудационным низкогорьем с абсолютными высотами 500—600 м.

В тектоническом отношении территория расположена на стыке Алданской, Становой и Монголо-Охотской складчатых областей. Наиболее широко здесь распространены метаморфические формации (кристаллические сланцы, гнейсы) в основном архейского возраста и разновозрастные породы интрузивных формаций (граниты, гранодиориты и др.). На юге, в пределах Верхнеамурского прогиба, развиты катагенетически измененные слабо дислоцированные терригенные морские формации (аргиллиты, алевролиты, песчаники) нижней и средней юры общей мощностью до 5—7 км и более. Чульманская впадина сложена недислоцированными и слабо дислоцированными терригенными континентальными угленосными (песчаники, алевролиты с прослоями каменного угля) формациями нижней, средней юры и нижнего мела мощностью до 1—3 км. Широким распространением пользуются рыхлые четвертичные образования, представленные делювиально-пролювиальным, а по долинам рек — аллювиальным и ледниковым грубообломочным материалом мощностью 0,5—20 м, реже до 80 м и более. Металлогеническая специализация региона представлена в основном золото-кварцевой и золото-серебряной, медно-никелевой сульфидной и полиметаллической, редкометалльной и сурьмяно-ртутной рудной минерализацией*. Некоторые металлогенические зоны показаны на рисунке.

* Металлогеническая карта региона БАМа. Масштаб 1:1 500 000/Гл. ред. Ю. В. Богданов. Л., 1981. 3 л.



На гидрогеологические условия данной территории существенное влияние оказывает широко распространенная многолетняя мерзлота. Мощность мерзлых пород колеблется в широких пределах. В Верхнеамурском прогибе развита островная мерзлота. На большей части региона преобладает сплошная многолетняя мерзлота, прерывающаяся в долинах крупных рек (Гиллой, Тимптон, Иенгра и др.). Мощность сплошной мерзлоты достигает 300—400 м и более*.

В результате комплексных исследований изучены общий химический, газовый, микробиологический состав и металлоносность подземных надмерзлотных (реже межмерзлотных) и тесно взаимосвязанных с ними поверхностных вод в районах распространения осадочных, метаморфических и интрузивных формаций. Преимущественным распространением в регионе пользуются пресные и ультрапресные воды. Наименее минерализованные воды характерны для метаморфических (22—60 мг/кг, реже до 130—230 мг/кг) и интрузивных (28—90 мг/кг, реже до 130—180 мг/кг) формаций. В терригенной морской формации минерализация вод зоны гипергенеза повышается до 80—160 мг/кг, а в терригенных континентальных формациях — до 36—210 мг/кг, реже до 280—360 мг/кг. Для вод метаморфической формации характерна положительная корреляция сульфат-иона с величиной минерализации, а для наиболее минерализованных вод терригенных континентальных формаций — положительная корреляция гидрокарбонат-иона с минерализацией. В ультрапресных водах многих исследованных водопунктов среди основных микрокомпонентов преобладает кремниевая кислота (до 16—26 мг/кг), что позволяет относить эти воды к кремнистым.

Состав растворенных газов вод зоны гипергенеза кислородно-азотный, реже углекисло-азотный. Азот на 70—90 % (иногда до 100 %) воздушного происхождения. Аргон-азотное отношение изменяется от 1,8 до 5,2. Для вод зоны активного водообмена характерны низкие значения гелий-аргонового отношения — от 0,0005 до 0,0008. В кислородно-азотных межмерзлотных водах сквозных таликов это отношение может увеличиваться до 0,001—0,003.

В результате изучения бактериального состава подземных вод обнаружены, при разной степени активности, физиологиче-

* Некрасов И. А., Климовский И. В. Вечная мерзлота зоны БАМа. Новосибирск, Наука, 1978. 120 с.

Схема распространения геологических формаций, металлогенических зон и опробованных водопунктов центрального участка региона БАМа (с использованием материалов Ю. В. Богданова и др., 1981 г.).

1—5 — группы геологических формаций: 1 — терригенные континентальные, 2 — терригенные континентальные угленосные, 3 — терригенные морские, 4 — метаморфические, 5 — интрузивные; 6 — водопункты с максимальными содержаниями металлов в воде; 7—9 — границы: 7 — геологических формаций, 8 — металлогенических зон, 9 — многолетней мерзлоты (а — прерывистой, б — сплошной).

ские группы тионовых бактерий: *Thiobacillus thiooxidans*, *Th. ferrooxidans*, *Th. thioparus*, *Th. denitrificans*. Бактерии вида *Th. thiooxidans* установлены только в трех водопунктах (ист. 13, 44, 47), расположенных в районах развития метаморфических и интрузивных формаций. Активность бактерий вида *Th. thioparus* положительно коррелирует с содержанием в воде сульфат-иона и концентрацией меди. Определенной закономерности в распределении бактерий *Th. ferrooxidans* по степени активности в водах зоны гипергенеза не установлено. Вместе с тем в водах интрузивных формаций активность бактерий, выраженная в условных единицах, составляет 14—21, т. е. несколько выше, чем в водах метаморфических формаций (10—13 усл. ед.). В подземных водах осадочных формаций она снижается до 12—4 усл. ед. По всей видимости, активность *Th. ferrooxidans* связана с процессами окисления рассеянной сульфидной минерализации в породах интрузивных и метаморфических формаций. Сульфатвосстанавливающие бактерии средней активности установлены только в водах ист. 13. Формирование вод этого водопункта происходит, по-видимому, за счет смешения надмерзлотных и подмерзлотных подземных вод. В данном случае это проявляется в наличии здесь восстановительных биохимических процессов.

Металлоносность подземных вод зоны гипергенеза изучалась методом полуколичественного спектрального анализа сухих остатков. Характер распределения металлов в подземных водах в целом одинаков для всех геологических формаций данного региона (табл. 1, 2). Как правило, в количественном отношении и по встречаемости в водах разных формаций преобладают металлы группы породообразующих. Во всех группах формаций в водах зоны гипергенеза наиболее высокие пределы средних концентраций (от 0,01 до 1 мг/кг) у Al, Sr, Fe. Кроме них в водах терригенных континентальных формаций в этих пределах находятся Mn и Zn. Последний в таких же высоких концентрациях обнаружен в подземных водах интрузивных формаций. Относительно высокие средние концентрации Pb (до 0,002 мг/кг) встречены в водах терригенной морской формации, Ni и Cu (до 0,001 мг/кг) — в водах терригенных морской и континентальных формаций. В подземных водах всех изученных формаций отмечена низкая встречаемость Ag. Несколько повышены средние концентрации этого металла в водах терригенной морской формации (до 0,0001 мг/кг).

Расчет коэффициентов концентрации (КК) металлов относительно их средних содержаний в водах зоны гипергенеза области многолетней мерзлоты (по С. Л. Шварцеву [1978 г.]) показал, что в подземных водах рассматриваемого региона подавляющее большинство металлов находится в рассеянном состоянии. Коэффициенты концентрации (рассчитанные по средним

Металлоносность вод зоны гипергенеза терригенных морской и континентальных формаций

Элемент	Терригенная морская формация				Терригенные континентальные формации			
	Средние концентрации, мг/кг (5 проб)	КК _{ср}	Максимальные концентрации, мг/кг	КК _{тах}	Средние концентрации, мг/кг (15 проб)	КК _{ср}	Максимальные концентрации, мг/кг	КК _{тах}
Al	0,4	1,3	1,2	4	0,2	0,7	2,8	9
Sr	0,1	4	1,1	48	0,05	2	1,0	43
Ti	0,004	1	0,008	2	0,002	0,5	0,07	17
V	0,0004	0,6	0,001	1,4	0,0007	1	0,004	6
Cr	0,0008	0,3	0,003	1	0,001	0,4	0,02	9
Mn	0,003	0,2	0,006	0,4	0,01	0,7	0,1	7
Fe	0,07	0,2	0,15	0,5	0,08	0,3	1,0	3
Co	Не обн.	—	—	—	0,0002	0,6	0,01	31
Ni	0,001	0,6	0,004	2	0,001	0,6	0,02	11
Cu	0,001	0,4	0,005	2	0,001	0,4	0,005	2
Zn	0,002	0,07	0,16	6	0,03	1,1	0,3	11
Ag	0,0001	0,3	0,0004	1,4	Не обн.	—	—	—
Pb	0,002	1,3	0,008	5,3	0,0005	0,3	0,002	1,3
Ga	Не обн.	—	—	—	Не обн.	—	—	—
Mo	0,0004	0,5	0,001	1,3	0,00007	0,09	0,007	9
Zr	0,0007	0,7	0,002	2	Не обн.	—	—	—
La	Не обн.	—	—	—	»	—	—	—
Y	»	—	—	—	0,00006	—	0,0004	—
Yb	»	—	—	—	0,00005	—	0,0004	—

Металлоносность вод зоны гипергенеза метаморфических и интрузивных формаций

Элемент	Метаморфические формации				Интрузивные формации			
	Средние концентрации, мг/кг (18 проб)	КК _{ср}	Максимальные концентрации, мг/кг	КК _{тах}	Средние концентрации, мг/кг (22 пробы)	КК _{ср}	Максимальные концентрации, мг/кг	КК _{тах}
Al	0,2	0,7	1,5—2	7	0,2	0,7	1,4—2,5	8
Sr	0,09	4	1—7,7	335	0,04	1,7	1,4	61
Ti	0,001	0,2	0,04	10	0,002	0,5	0,015	3,7
V	0,0002	0,3	0,002	3	0,0003	0,4	0,002	3
Cr	0,0003	0,1	0,002	0,9	0,0003	0,1	0,001	0,4
Mn	0,008	0,5	0,2	13	0,006	0,4	0,1—0,45	30
Fe	0,07	0,2	1,1	3	0,1	0,3	2,8	9,6
Co	0,0002	0,6	0,002	6	0,00006	0,2	0,001	3
Ni	0,0009	0,5	0,002—0,005	2,8	0,0009	0,5	0,004	2
Cu	0,0006	0,3	0,01	4	0,0005	0,2	0,015	6,5
Zn	0,007	0,3	0,2	7,4	0,01	0,4	0,25	9
Ag	0,00001	0,03	0,0001	0,3	0,00003	0,1	0,0003	1
Pb	0,0007	0,5	0,007	5	0,0004	0,3	0,002	1,3
Ga	0,00001	0,02	0,0006	1,4	0,00004	0,1	0,0003	0,7
Mo	0,0008	1	0,006	7,7	0,0001	0,1	0,002	2,6
Zr	0,0002	0,2	0,01	10	0,0001	0,1	0,07	71
La	0,00002	—	0,001	—	0,0002	—	0,002	—
Y	0,00005	—	0,0006	—	0,00002	—	0,0002	—
Yb	0,00002	—	0,0002	—	0,00001	—	0,00007	—

содержаниям) лишь отдельных металлов — более единицы. К таким металлам относятся Al, Sr, Ti, Pb в подземных водах терригенной морской формации, Sr, V, Zp в водах терригенных континентальных формаций, Sr и Mo в водах метаморфических формаций, а также Sr в водах интрузивных формаций. В отдельных водопунктах обнаружены максимальные концентрации некоторых рудных элементов, превышающие их средние содержания на один-два порядка (рисунок). Наиболее высокие концентрации Zp (до 0,2—0,3 мг/кг) встречены в воде источников, приуроченных к терригенным морской и континентальным формациям (ист. 2, 3, 69). С подземными водами терригенной угленосной формации (водопункты 60, 61, 63, 65) связаны относительно высокие концентрации Y и Yb (до 0,0004 мг/кг), а также Be (до 0,001 мг/кг).

В воде некоторых водопунктов обнаружены максимальные концентрации нескольких металлов. Так, скв. 58, пройденной в таликовой зоне р. Холодникан в терригенных угленосных породах нижней — средней юры, вскрыты межмерзлотные воды с максимальными содержаниями Fe, Mn, Ni, Co, Mo. При этом Fe, Co и Mo присутствуют здесь в аномальных количествах, на два порядка превышающих их средние концентрации. В 40 км восточнее г. Тынды скв. 21 в гнейсах нижнего протерозоя вскрыла межмерзлотные и подмерзлотные воды с максимальными содержаниями Fe, Ni, Cu, Zn, Ag, Ga. В аномальных концентрациях обнаружены Fe, Cu и Zn. В воде ист. 37, приуроченного к делювию гнейсов протерозоя, содержатся максимальные концентрации V, Co, Ni, Ga, а в аномальных количествах — Mn, Fe, Zr. Подобные водопункты, представляющие собой комплексные гидрогеохимические аномалии, установлены и в районах распространения интрузивных формаций (ист. 13, 14, 28, 33, 38 и др.). Накопление металлов в водах отмеченных водопунктов подтверждается также и повышенными (по сравнению с фоновыми значениями) величинами коэффициентов концентрации: V, Cu — до 6, Fe, Ni, Zn — до 10—11, Mn, Co — до 30 и др. (табл. 1, 2).

Проведенные комплексные гидрогеохимические исследования в центральной части региона БАМа позволили уточнить специфику ионного, газового, микробиологического состава подземных вод, распространенных в условиях многолетней мерзлоты и в пределах разных формационных и металлогенических зон. Изучение металлоносности вод зоны гипергенеза показало сопоставимость гидрогеохимических данных с характером специализации известных металлогенических зон в изученном регионе. Вместе с тем в ряде случаев данные о содержаниях металлов в подземных водах расширяют информацию о потенциальной рудоносности исследуемой территории, а установленные здесь гидрогеохимические аномалии являются дополнительными критериями для прогнозирования и поисков в этом регионе скрытого оруденения.

МИКРОФЛОРА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА ДЕПРЕССИОННЫХ СТРУКТУР СО СКРЫТЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ И ЕЕ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

С деятельностью микрофлоры в зоне гипергенеза связаны процессы миграции и аккумуляции различных элементов (в том числе и рудных), что позволяет использовать микробиологический фактор в общем комплексе гидрогеохимического поиска [1, 2, 4 и др.]. В частности, Л. Е. Крамаренко был разработан и внедрен в практику микробиологический метод поисков сульфидных руд, основанный на специфике распределения и активности определенных видов и групп микроорганизмов, обитающих в подземных водах различных биогидрогеохимических зон: аэробной, смешанной и анаэробной [1, 2].

На рудных месторождениях наиболее широко распространены и достаточно изучены тионовые и сульфатовосстанавливающие (СВ) бактерии, физиология и биохимия которых подробно описаны в работах М. В. Иванова, Г. И. Каравайко, Н. Н. Ляликовой (Медведевой) и других исследователей. По раздельному и совместному нахождению тионовых и СВ бактерий и их активности можно судить о направленности окислительно-восстановительных процессов и соответственно о связи вод с оруденением, приуроченным к участкам с различными геологическими и гидрогеохимическими условиями [1, 2].

В настоящей статье излагаются результаты изучения распространения активных форм СВ бактерий в зоне гипергенеза двух рудных районов. Исследовался Жайремский район Центрального Казахстана, где в палеозойской осадочной толще Жаильминской мульды распространены железо-марганцевое и сульфидное полиметаллическое оруденения, представленные сульфидными рудами Fe, Zn, Pb, окисными рудами Fe и Mn, содержащими такие минералы, как галенит, сфалерит, гематит, пирит, манганокальцит и др. Кроме того, исследования проводились в одном из районов активизированной молодой платформы, где в осадочных породах кайнозойского возраста на геохимическом сероводородном барьере локализуется редкометалльное оруденение. Данные по гидрогеохимии этих районов были любезно предоставлены В. В. Петровым и И. В. Федуловым.

СВ бактерии относятся к роду *Desulfovibrio* (неспорообразующие). Они развиваются в условиях восстановительной среды: низкий окислительно-восстановительный потенциал (от +200 до -200 мВ), нейтрально-щелочные условия при наличии органического вещества, поступающего с нефтяными водами с поверхности, из вмещающих пород. В случае автотрофного образа жизни эти бактерии используют молекулярный водород

и углекислоту [2, 5]. Они встречаются в активном состоянии на больших глубинах (до 3—4 км), а по типу дыхания являются анаэробами, т. е. развиваются в бескислородных и малоокислородных условиях [5]. Метаболизм этих бактерий требует присутствия сульфатов как акцептора электронов. В результате своей жизнедеятельности СВ бактерии восстанавливают сульфатную серу в природной обстановке с образованием сероводорода и сульфидов (ковеллина, халькозина, сфалерита, пирита и др.), что связано с формированием крупных осадочных сульфидных месторождений [2]. Наиболее активно деятельность СВ бактерий на рудных месторождениях проявляется на слабо аэрируемых участках зоны гипергенеза, отвечающих процессам вторичного сульфидного обогащения [4, 5]. Кроме того, эти микроорганизмы играют большую роль в эпигенетическом рудообразовании, создавая сероводородный восстановительный барьер на выклинивании рудоконтролирующих зон пластовой лимонитизации [3].

В данной работе при выявлении СВ бактерий использовался метод учета активности микроорганизмов, разработанный ранее при микробиологическом методе поисков сульфидных руд [1].

Объектом исследования Жайремского рудного района были в основном грунтовые воды из покровных отложений четвертичного возраста, перекрывающих продуктивные (рудоносные) отложения верхнего девона (D_3fm). Воды отбирались из неглубоких скважин (2—3 м), колодцев и шурфов. Был опробован также ряд глубоких скважин, вскрывших непосредственно рудоносные карбонатно-терригенные переслаивающиеся толщи верхнего девона, вмещающие сульфидное полиметаллическое оруденение. Всего исследовано 60 проб вод на наличие и активность сульфатвосстанавливающих, а также некоторых видов тионовых микроорганизмов.

По химическому составу воды в основном хлоридно-сульфатные или сульфатно-хлоридные, преимущественно натриевые. Минерализация грунтовых вод составляет 2—3 г/л, а вод глубоких скважин, вскрывших отложения D_3fm , — 10—30 г/л. Все воды характеризуются близнеутральным или щелочным значением рН, а содержание кислорода в них составляет от 1,5 до 5 мг/л. Величина Eh колеблется от —50 до +200 мВ. По своей геохимической характеристике эти воды являются весьма благоприятной средой для обитания СВ бактерий, что подтвердилось микробиологическими исследованиями. В 80 % проб обнаружены активные формы бактерий этого рода. Лишь в единичных пробах были выявлены тионовые бактерии, что позволяет отнести воды исследуемого района в целом к смешанной гидробиохимической зоне. Однако по своим условиям они отражают восстановительную гидрогеохимическую обстановку среды.

Для выявления зависимости микробиологической активности вод от наличия оруденения составлена схема распространения

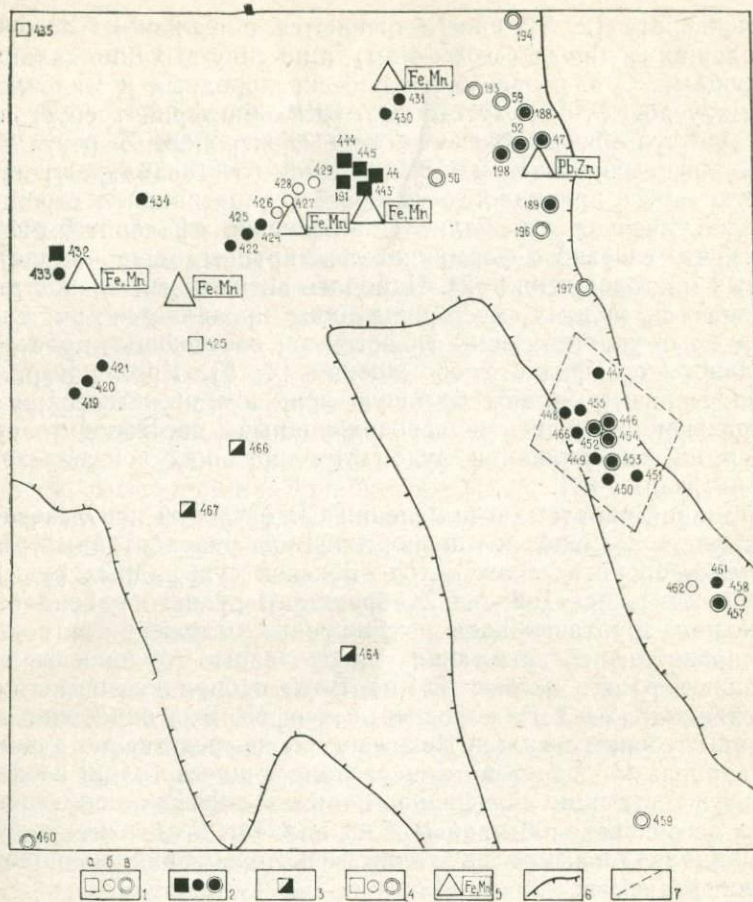


Схема распространения СВ бактерий в подземных водах Жомартского рудного поля.

1 — типы водопунктов: а — колодцы или шурфы, б — скважины, вскрывшие четвертичные отложения, в — скважины, вскрывшие отложения верхнего девона; 2—4 — активность СВ бактерий: 2 — высокая, 3 — средняя, 4 — бактерии отсутствуют; 5 — установленные рудопроявления; 6, 7 — границы: 6 — распространения продуктивных отложений верхнего девона, 7 — предполагаемого по микробиологическим данным развития рудной минерализации.

и активности СВ бактерий в водах наиболее детально опробованного Жомартского рудного поля (рисунок). Установлено, что в местах известных рудопроявлений СВ бактерии наиболее активны. В водопунктах, расположенных в пределах рудного поля, но несколько удаленных от рудопроявлений, эти микроорганизмы проявляют меньшую активность (водопункты 464—467) или вовсе отсутствуют (водопункты 50, 59, 193, 194, 196, 425, 435). Микробиологическое опробование водопунктов, находящихся в зоне непродуктивных отложений, за границей рудоносных пород

(459, 460 и ряд других, расположенных за пределами рисунка), показало, что в так называемой зарудной зоне СВ бактерии отсутствуют.

Необходимо отметить, что микробиологические исследования, проведенные в поисковом районе на перспективном участке (водопункты 446—456), показали наличие весьма активных форм СВ бактерий, обнаруженных как в грунтовых водах, так и в более глубоко залегающих горизонтах D_3fm (водопункты 446, 452—454). Можно предполагать, что данный участок характеризуется наличием оруденения, аналогичного известным рудопроявлениям Жайремского района (рисунок). Это позволяет сделать вывод, что наряду с другими геохимическими критериями СВ бактерии могут служить одним из поисковых признаков наличия сульфидных и полиметаллических руд в том случае, если среда их обитания (подземные воды) по своим геохимическим показателям будет для них благоприятной.

Следует отметить также, что СВ бактерии были обнаружены не только в водах девонских отложений, связанных непосредственно с оруденением, но и в водах перекрывающих четвертичных пород (которые были основным объектом исследований). Это свидетельствует о том, что грунтовые воды четвертичных образований, по-видимому, имеют связь с глубокими водами девонских рудоносных пород.

Объектом исследований на месторождении редкометалльного типа были пластовые слабо минерализованные (минерализация менее 1 г/л) воды кайнозойских отложений. Исследовано более 80 проб вод, отобранных в основном из самонизливающихся скважин. Значительная часть этих проб анализировалась сразу же после их отбора в стационарной полевой лаборатории.

Пробы подземных вод по отношению к рудному телу могут быть подразделены на три группы: 1) воды рудной зоны, 2) воды, отобранные вне рудной зоны (зарудная зона), 3) воды из зоны пластового окисления.

По химическому составу воды являются гидрокарбонатно-сульфатными, реже сульфатно-гидрокарбонатными кальциево-магниевыми, практически нейтральными ($pH=7,0-7,4$). Величина Eh этих вод изменяется от -200 до $+200$ мВ. Воды, отобранные в рудной зоне, характеризуются отсутствием кислорода, в водах же зоны пластового окисления установлено его наличие.

Микробиологические исследования вод показали, что тионовые и СВ бактерии при их совместном развитии проявили в большинстве проб высокую и среднюю активность, и это позволяет отнести исследуемые воды района к смешанной гидробиогеохимической зоне. Наибольший процент встречаемости активных форм СВ бактерий приходится на бескислородные воды рудной зоны. Значительно меньшую активность эти микроорганизмы проявили в водах, отобранных в зарудной зоне, а в зоне пластового окисления они отсутствуют совсем. Тионовые бакте-

Распределение СВ бактерий в подземных водах вблизи рудопроявлений

Зона	Количество опробованных водопунктов	Количество проб. в которых обнаружены активные формы СВ бактерий	Процент встречаемости активных форм СВ бактерий
------	-------------------------------------	--	---

Подземные воды Жайремского рудного района

Рудная	51	45	88
Зарудная	8	3*	37
Окисленная	1**	0	0

Подземные воды вблизи редкометалльного оруденения

Рудная	38	32	85
Зарудная	7	3	50
Пластового окисления	12	0	0

* Пробы отобраны не в зарудной зоне, а на участке, удаленном от рудопроявления, но входящем в рудную зону (рисунок). Активность СВ бактерий в них более низкая (водопункты 464, 466, 467).

** Проба отобрана в аэробных условиях на забое шахты, где есть подток кислорода.

рии были установлены во всех этих зонах, но зонального их распределения относительно оруденения пока не выявлено. Это требует дополнительных исследований.

Полученные данные о распределении СВ бактерий в обоих рудоносных районах сведены в таблицу, из которой видно, что бескислородные воды рудной зоны являются наиболее благоприятной средой для развития СВ бактерий (таблица). Активизация их деятельности в рудной зоне указывает на интенсивные восстановительные биохимические процессы в водах, связанных как с редкометалльным оруденением, которое формируется на сероводородном геохимическом восстановительном барьере, создаваемом СВ бактериями [3], так и с полиметаллическим сульфидным оруденением, формирующимся также в восстановительных условиях среды. Приведенные в таблице данные позволяют также сделать вывод о том, что высокий процент встречаемости активных форм СВ бактерий, обнаруженных в подземных водах при опробовании большого количества водопунктов, может служить одним из поисковых регионально проявленных признаков оруденения, скрытого на глубине, если оно сформировано в восстановительной гидрогеохимической обстановке. Необходимыми условиями этого являются: наличие в водах сульфатов, низкие значения Eh, нейтрально-щелочные значения pH, отсутствие или незначительное количество кислорода, присутствие органического вещества, т. е. среда должна быть благоприятной для жизнедеятельности СВ бактерий.

Полученные микробиологические данные наряду с гидрогеохимическими могут быть использованы в качестве показателя оруденения, скрытого на глубине.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Крамаренко Л. Е. Микробиологический метод поисков сульфидных руд. М., 1974. 53 с. (ВИЭМС).
2. Крамаренко Л. Е. Геохимическое и поисковое значение микроорганизмов подземных вод. Л., Недра, 1983. 181 с.
3. Лисицын А. К., Кузнецова Э. Г. О роли микроорганизмов в образовании восстановительных геохимических барьеров на выклинивании зон пластовой лимонитизации.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 1, с. 31.
4. Медведева Н. Н. Микроорганизмы месторождений сульфидных руд и их роль в разрушении и образовании минералов. Автореф. докт. дис. М., 1980. 48 с.
5. Яхонтова Л. К., Нестерович Л. Г. Зона гипергенеза рудных месторождений как биокосная система. М., Изд-во МГУ, 1983. 59 с.

УДК 556.314.6.082 : 543 (470.22)

*О. Д. Горбунов, В. Б. Поярков,
О. Г. Григорьева*

ДЕТАЛЬНОЕ КАРТИРОВАНИЕ В ЗАКРЫТЫХ РАЙОНАХ ПО СОСТАВУ ПОЧВЕННО-ГРУНТОВЫХ ВОД МЕТОДОМ ДИАЛИЗНЫХ ВЫТЯЖЕК

Роль гидрохимического анализа подземных и поверхностных вод при региональных геологических исследованиях общеизвестна [2, 4 и др.]. По мере укрупнения масштабов картировочных и поисковых работ основной проблемой гидрогеохимического метода становится обеспечение кондиционной сети отбора проб. При использовании шурфов и скважин, вскрывающих пластовые и трещинные воды по регулярной сети, метод из опережающего становится дополнительным и в большинстве случаев не приводит к существенному экономическому эффекту. В предлагаемой статье рассмотрен опыт изучения макрокомпонентного состава вод и водных вытяжек из верхнего горизонта аллохтонных отложений без проходки картировочных выработок и показаны возможности использования полученных гидрогеохимических данных при решении поисково-картировочных задач в масштабах 1 : 50 000—1 : 10 000.

Исследования проведены в юго-восточной части Балтийского щита, на Заонежском полуострове, закрытом сплошным чехлом современных рыхлых отложений ледникового и озерно-болотного происхождения. Вся территория полуострова принадлежит к области развития нижнепротерозойской доломит-сланцево-диабазовой формации [3], причем на поверхности встречаются только редкие выходы диабазов, а подчиненные составляющие этой

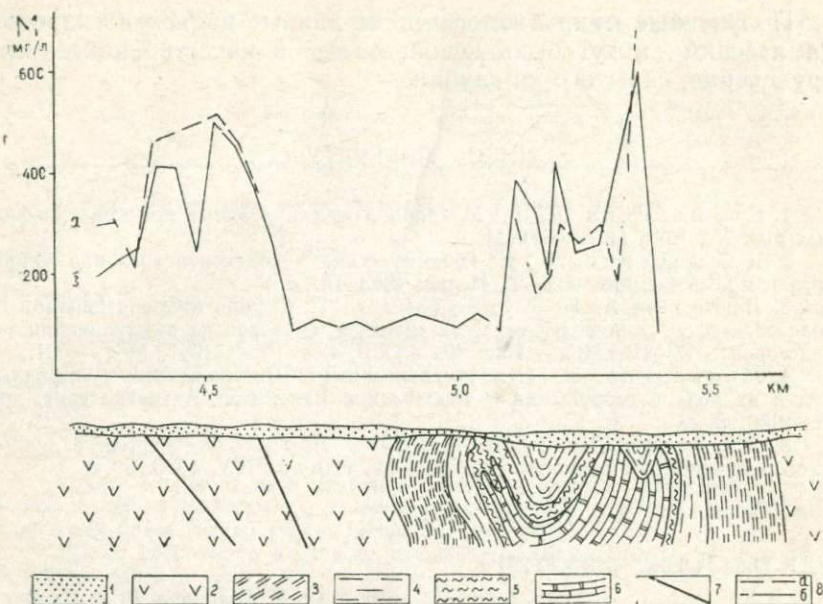


Рис. 1. Сопоставление величин общей минерализации в почвенно-грунтовых водах и в диализных вытяжках по профилю над разрывно-складчатой зоной.

1 — рыхлый чехол; 2 — диабазы; 3 — глинистые сланцы; 4 — шунгитовые сланцы; 5 — алевролиты; 6 — доломиты; 7 — тектонические нарушения; 8 — величина общей минерализации: а — почвенно-грунтовых вод в закопках, б — в диализных накопителях.

формации установлены либо по скважинам, либо по ограниченному числу валунов и обломков. Мощность ледниковых отложений, по данным бурения, колеблется от 1,5 до 50 м, составляя в среднем 15 м. Моренные образования на 15—20 % перекрыты торфяно-болотными осадками мощностью 0,5—4 м.

По геоморфологическим и геофизическим данным в пределах Заонежского полуострова устанавливается ряд разрывно-складчатых структур северо-западного простирания протяженностью до 70 км и шириной 2—4 км, с которыми связано полиметаллическое оруденение скрыто-погребенного характера (рис. 1). Использование методов структурной геофизики для локализации наиболее перспективных участков не дает однозначных результатов. Опробованием поверхностных вод густой озерно-речной сети в масштабах 1 : 200 000—1 : 50 000 значительных гидролитохимических аномалий не выявлено. По всей территории полуострова поверхностные воды характеризуются низкой, около 50 мг/л, общей минерализацией и гидрокарбонатным кальциевым составом.

На заболоченных участках в пределах установленных и предполагаемых рудоконтролирующих структур по профилям с шагом 40—100 м определена общая минерализация поверхностных вод застойного и слабopрочного характера. Минерализация оценивалась по величине электропроводности, измеряемой портативным резистивиметром с низким порогом чувствительности (10 мг/л). Минерализация болотных вод колеблется от 25 до 200 мг/л и более, при этом аномальные значения распределены не случайным образом, а тяготеют к антиклинальным структурам, ядра которых сложены доломитами и сланцами с габбро-диабазами на крыльях. Подток подземных вод с повышенной минерализацией обнаруживается даже в неблагоприятных условиях сплошной заболоченности.

На менее увлажненных участках отбор почвенно-грунтовых вод по профилям через указанные интервалы осуществлялся из закопшек и шурфов глубиной 0,5—1 м, пройденных для литохимического опробования. В зависимости от погодных условий (количества дождевой воды) фоновые значения общей минерализации колебались в пределах 20—60 мг/л, а аномальные достигали величин 800—1000 мг/л, располагаясь над зонами прослеженных или предполагаемых разрывно-складчатых нарушений.

Анионно-катионный состав вод изучен в полевой лаборатории типовым гидрохимическим анализом [5]. Большинство точек, где вскрыты воды с повышенной минерализацией, характеризуется гидрокарбонатным кальциево-магниевым составом вод, причем среднее отношение ионов кальция к магнию близко к 1,5, что характерно для вод, циркулирующих по доломитам. Отдельные аномалии отличаются хлоридным натриевым составом и могут свидетельствовать о поступлении более глубоких вод. Содержания сульфат-иона изменяются от 2 до 80 мг/л, совпадения повышенных значений по другим анионам и катионам позволяют предполагать для них общий источник на глубине.

Одним из доказательств глубинного происхождения гидрогеохимических аномалий служат результаты режимных наблюдений (рис. 2). На пяти опорных точках одного из участков выполнен четырехкратный отбор и анализ почвенно-грунтовых вод в течение двух летних месяцев при значительных колебаниях общей увлажненности за счет погодных условий. Удовлетворительная воспроизводимость как фоновых, так и аномальных значений общей минерализации и анионно-катионного состава обеспечена, по всей вероятности, постоянным подтоком глубоких вод, циркулирующих по разрывно-складчатым структурам.

При достаточно высокой степени увлажненности Карелии в целом отмечаются площади и участки, в том числе и на Заонежском полуострове, на которых непосредственный отбор водных проб из верхнего горизонта рыхлых отложений невозможен или сопряжен с техническими трудностями. Детальные масштабы

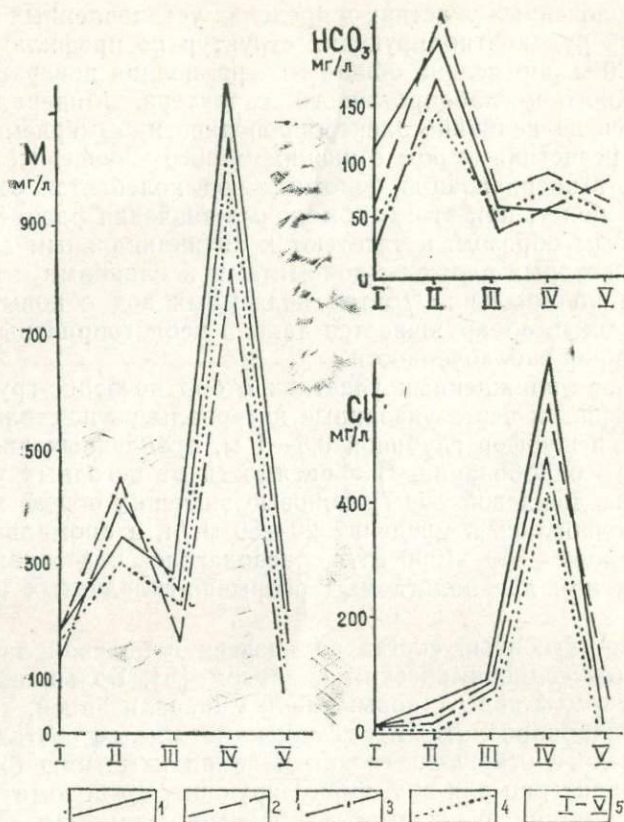


Рис. 2. Результаты режимных наблюдений состава почвенно-грунтовых вод.

1—4— даты опробования: 1—15.07.85 г., 2—30.07.85 г., 3—6.08.85 г., 4—15.08.85 г.; 5— пункты опробования.

исследования не допускают исключения таких участков из сферы опробования. Поэтому для характеристики состава почвенно-грунтовых вод в условиях недостаточной обводненности мы воспользовались так называемым диффузионным, или диализным, способом извлечения подвижных элементов, разработанным для поисков скрытого оруденения [1]. Отличие заключалось в том, что элементоприемники-накопители заполнялись не кислотным или щелочным раствором, а дистиллированной водой. Установленная опытным путем экспозиция в 20—24 ч позволяет достичь равновесного состояния накопителя с жидкой фазой окружающей среды по концентрациям макрокомпонентов, о чем свидетельствуют корреляционные графики на рис. 3.

Использованные нами устройства накопителей для изучения ионного состава почвенно-грунтовых вод представляют собой

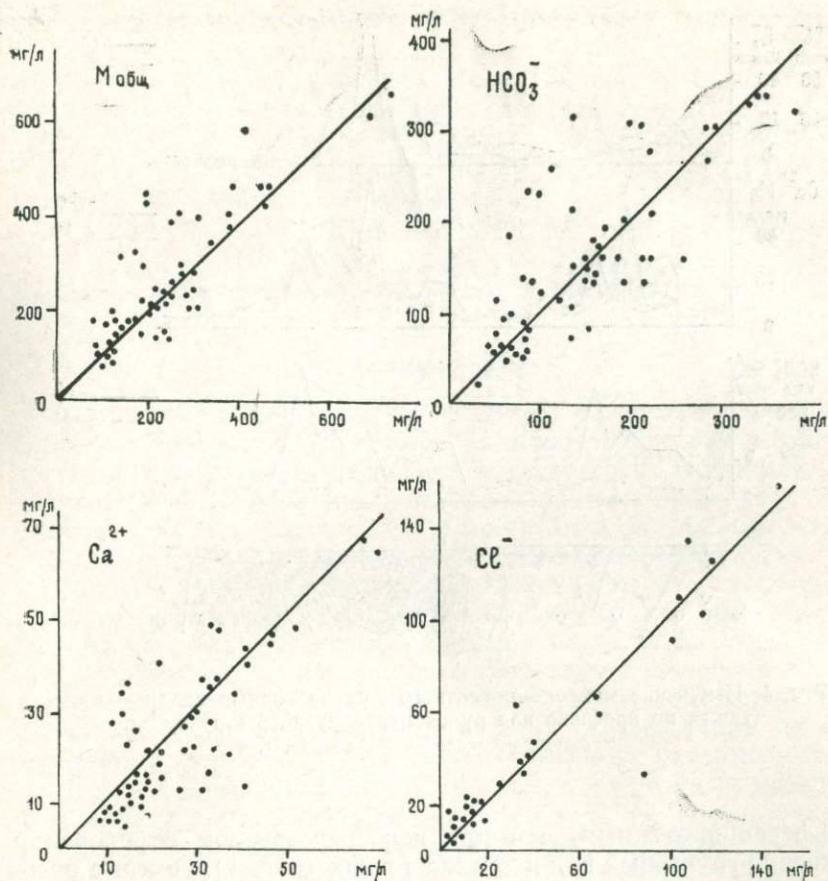


Рис. 3. Сопоставление анализов водных вытяжек (ось ординат) и почвенно-грунтовых вод (ось абсцисс).

отрезки гидратцеллюлозной пленки, приобретающие при заполнении водой форму цилиндров диаметром 2—2,5 см и длиной 15—50 см, что обеспечивало для анализа объем раствора от 100 до 500 мл. Сохранность раствора во время экспозиции достигается завязыванием узлов на концах цилиндров. Накопители укладывались в закопашки глубиной 0,4—0,6 м и засыпались вынутым грунтом. Расположение закопашек не зависело от степени увлажненности и соответствовало прямоугольной сети наблюдений, принятой при поисково-картировочных работах в масштабах 1 : 50 000—1 : 10 000.

Методом диализных вытяжек на нескольких участках Заонежского полуострова получено распределение общей минерализации и ряда макрокомпонентов, которое оказалось не менее

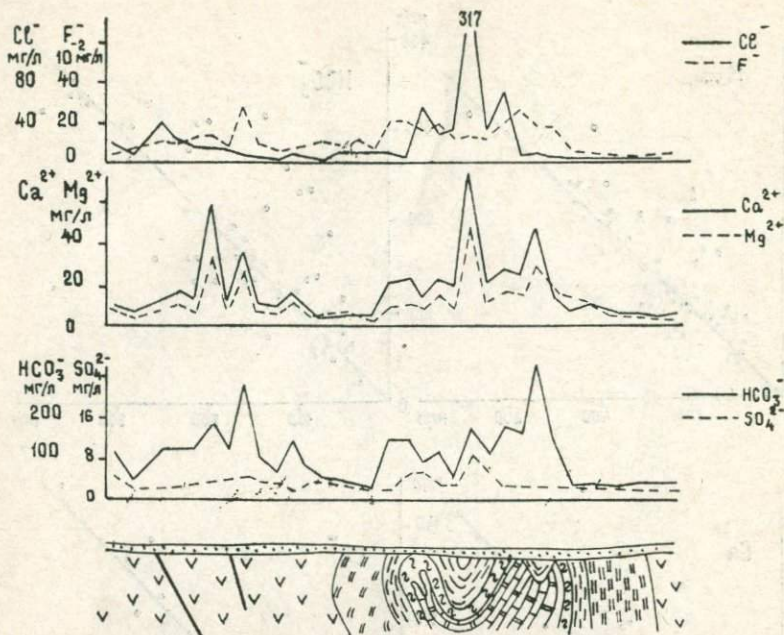


Рис. 4. Изменение макрокомпонентного состава водных диализных вытяжек по профилю над рудоконтролирующей структурой.

Условные обозначения см. на рис. 1.

дифференцированным, чем при непосредственном опробовании почвенно-грунтовых вод в тех же точках (рис. 4). Помимо ореолов над известными рудоконтролирующими структурами, выявлены перспективные по составу компоненты аномалии, заслуживающие изучения на глубину бурением.

Наряду с возможностью изучения состава почвенных вод в детальных масштабах по регулярной сети, водные диализные вытяжки обладают и другим преимуществом: органические соединения и коллоидные частицы не проникают в накопитель сквозь полупроницаемую оболочку, что создает более благоприятные условия для анализов ионных растворов. В этих же растворах при достаточных размерах накопителей можно с помощью высокочувствительных методов определять концентрации воднорастворимых форм многих микроэлементов и наряду с картировочными задачами решать и прямые поисковые. Как показывает опыт работ, по производительности и стоимости метод водных диализных вытяжек сопоставим с литохимической съемкой того же масштаба, но выгодно отличается упрощением процедуры подготовки проб для анализа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев С. Г., Виноградов В. Н., Милков Г. В. Способ поисков месторождений полезных ископаемых. Авт. свид. № 894660.— Открытия, изобретения, товарные знаки, 1981, № 48, с. 14.
2. Коротков А. И. Гидрогеохимический анализ при региональных геологических и гидрогеологических исследованиях. Л., Недра, 1983. 231 с.
3. Металлогения восточной части Балтийского щита/Ред. А. В. Сидоренко, Т. В. Билибина. Л., Недра, 1980. 274 с.
4. Проблемы региональной гидрогеохимии/Ред. Е. А. Басков. Л., 1979. 234 с.
5. Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю. Методы анализа природных вод. М., Госгеолтехиздат, 1963. 403 с.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статьях, помещенных в сборнике, рассмотрены вопросы гидрогеохимии зоны гипергенеза закрытых территорий и особенности металлоносности отдельных геологических формаций, находящихся в различных ландшафтно-климатических условиях, с целью поиска рудного сырья и прогнозной оценки перспектив закрытых территорий по гидрогеохимическим показателям.

Статьи сборника убедительно показывают, что гидрогеохимические исследования в зоне гипергенеза весьма эффективны. Они могут с успехом использоваться для решения разнообразных вопросов, прямо или косвенно связанных с оценкой перспектив закрытых территорий на различные виды минерального сырья. С помощью гидрогеохимических исследований можно выявлять погребенные зоны активизированных разломов, очаги интрузий и вулканической деятельности, наличие рудоносных формаций и рудопроявлений на глубинах до 100 м и более. По ассоциациям различных элементов солевого и газового состава в зоне гипергенеза над упомянутыми объектами довольно отчетливо фиксируются аномальные гидрогеохимические поля. Выявленные в районах известных рудопроявлений (полиметаллических, железо-марганцевых и др.) гидрогеохимические аномалии могут быть использованы при поисках погребенных орудений аналогичного типа.

Статьи сборника содержат также интересные методические разработки (гидрогеохимическое картирование методом диализных вытяжек, применение тренд-анализа для обработки фактического материала, биогеохимические исследования), направленные на совершенствование гидрогеохимического метода поиска и разведки полезных ископаемых. Эти разработки заслуживают широкого внедрения в практику гидрогеохимических исследований.

Материалы сборника показывают, что использование гидрогеохимических данных при геологосъемочных работах будет способствовать повышению эффективности прогнозирования зон скрытого оруденения.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>С. А. Вересов.</i> Гидрогеохимия зоны гипергенеза структурно-металлогенических зон Большого Кавказа и Предуралья	5
<i>Л. Г. Учителева.</i> Гидрогеохимия зоны гипергенеза склонов молодых платформ, перспективных на скрытое оруденение	14
<i>В. В. Петров, Т. А. Мишина.</i> Химический, газовый состав и металлоносность природных вод Жаильминской мульды, содержащей скрытое оруденение (Атасуйский район Центрального Казахстана)	27
<i>М. А. Чуйко.</i> Химический состав и металлоносность надмерзлотных вод бассейна р. Боотанкага (Центральный Таймыр) в связи с прогнозом рудоносности недр	34
<i>Б. В. Боровицкий.</i> Особенности гидрогеохимии и гидрогеодинамики зоны гипергенеза разрывных нарушений в западной части Сибирской платформы	41
<i>А. В. Зуев.</i> Использование радоновых вод при прогнозировании глубокозалегающих рудных месторождений (на примере Енисейского кряжа)	46
<i>Н. К. Федорова, Д. В. Слободинский.</i> Гидрогеохимические признаки скрытого оруденения в кембрийских отложениях Еравнинского железорудного района (Западное Забайкалье)	56
<i>С. А. Вересов, С. Н. Суриков.</i> Гидрогеохимия зоны гипергенеза центральной части региона БАМа в связи с прогнозом скрытого оруденения	61
<i>Н. Н. Алексеева.</i> Микрофлора подземных вод зоны гипергенеза депрессионных структур со скрытым оруденением и ее прогнозно-поисковое значение	68
<i>О. Д. Горбунов, В. Б. Поярков, О. Г. Григорьева.</i> Детальное картирование в закрытых районах по составу почвенно-грунтовых вод методом диализных вытяжек	73
Заключение	79

ГИДРОГЕОХИМИЯ РУДОНОСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
СТРУКТУР СССР (ЗОНА ГИПЕРГЕНЕЗА)

Сборник научных трудов

Редактор *В. А. Митракова*. Техн. редактор *А. А. Иванова*.
Корректор *Н. Р. Гигиберия*.

Сдано в набор 03.11.87. Подп. в печать 31.12.87. М-21300. Формат бумаги 60×90¹/₁₆.
Печ. л. 5¹/₄. Уч.-изд. л. 5,38. Тираж 350 экз. Заказ 610. Цена 80 коп.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

УДК 556.314:553.3.041 (479+470.5)

Гидрогеохимия зоны гипергенеза структурно-металлогенических зон Большого Кавказа и Предуралья. Вересов С. А. — В кн.: Гидрогеохимия рудоносных геологических структур СССР (зона гипергенеза). Л., 1987, с. 5—14.

Проведен сравнительный анализ и выявлены особенности гидрогеохимии и металлоносности подземных вод структурно-металлогенических зон согласных стратифицированных комплексов красноцветных формаций Большого Кавказа и Предуралья с целью повышения эффективности прогнозно-поисковых исследований на скрытое оруденение. Потенциальная рудоносность структурно-металлогенических зон выражена через их гидрогеохимическую специализацию. Сделан вывод о том, что в геосинклинальных областях гидрогеохимические данные отражают металлогеническую специализацию не одной, а нескольких пространственно взаимосвязанных структурно-металлогенических зон.

Табл. 4, список лит. 9 назв.

УДК 556.314:553.3.041

Гидрогеохимия зоны гипергенеза склонов молодых платформ, перспективных на скрытое оруденение. Учителева Л. Г. — В кн.: Гидрогеохимия рудоносных геологических структур СССР (зона гипергенеза). Л., 1987, с. 14—27.

На основе структурно-формационного районирования рассмотрены особенности гидрогеохимического поля зоны гипергенеза Приуральского склона Западно-Сибирской и Туранской эпигерцинских платформ. Предложена общая гидрогеохимическая модель склона, рассмотрена взаимосвязь подземных вод аномальных гидрогеохимических полей, установленных в зоне гипергенеза, с известными зонами скрытого оруденения, отражена роль разломов в формировании химического состава подземных вод краевых районов платформ.

Табл. 3, ил. 2, список лит. 11 назв.

УДК 556.314:553.2(574.3)

Химический, газовый состав и металлоносность природных вод Жайильминской мульды, содержащей скрытое оруденение (Атасуйский район Центрального Казахстана). Петров В. В., Мишнина Т. А. В кн.: Гидрогеохимия рудоносных геологических структур СССР (зона гипергенеза). Л., 1987, с. 27—34.

В статье охарактеризован состав вод и газов водоносных комплексов песчано-глинистых пород четвертичного возраста и терригенно-карбонатных образований девона, отражены их гидрогеохимические особенности, обусловленные наличием в недрах скрытого полиметаллического и железо-марганцевого оруденения. Даны рекомендации по использованию этих особенностей при поисковых работах.

Табл. 3, список лит. 2 назв.

УДК 556.314:553.3.041(571.511)

Химический состав и металлоносность надмерзлотных вод бассейна р. Бостанкага (Центральный Таймыр) в связи с прогнозом рудоносности недр. Чуйко М. А. — В кн.: Гидрогеохимия рудоносных геологических структур СССР (зона гипергенеза). Л., 1987, с. 34—41.

Рассмотрены общий солевой состав и металлоносность надмерзлотных вод вулканогенно осадочных образований пермо-триаса. Предложены возможные гидрогеохимические показатели скрытого оруденения для районов мерзлотно-тундрового ландшафта.

Табл. 2, ил. 1, список лит. 4 назв.

УДК 556.314 : 553.2(571.5)

Особенности гидрогеохимии и гидрогеодинамики зоны гипергенеза разрывных нарушений в западной части Сибирской платформы. Боровицкий В. В. — В кн.: Гидрогеохимия рудоносных геологических структур СССР (зона гипергенеза). Л., 1987, с. 41—46.

Дан сравнительный анализ гидрогеохимической зональности в очагах разгрузки седиментогенных и инфильтрогенных подземных рассолов. Гидрогеодинамическая модель их формирования и разгрузки предусматривает активное проявление молекулярной диффузии в современном выщелачивании пород в зонах тектонических разломов.

Список лит. 7 назв.

УДК 556.314:553.3.041(571.5)

Использование радоновых вод при прогнозировании глубокозалегающих рудных месторождений (на примере Енисейского кряжа). Зуев А. В. — В кн.: Гидрогеохимия рудоносных геологических структур СССР (зона гипергенеза). Л., 1987, с. 46—56.

Дана характеристика радоновых вод Енисейского кряжа. Выделены две группы вод, различающихся по химическому составу и условиям формирования. Рассмотрены закономерности распределения высокорадоновых, обогащенных металлами вод, позволяющие наметить глубинно-разрывные структуры, перспективные для поисков рудных месторождений. Данный метод картирования разрывных структур предлагается применять при поисковых работах на закрытых территориях, принимая во внимание важную роль тектонических нарушений в локализации гидротермальных рудных месторождений.

Табл. 4, ил. 1, список лит. 11 назв.

УДК 556.314:553.3.04:551.732(571.54)

Гидрогеохимические признаки скрытого оруденения в кембрийских отложениях Еравнинского железорудного района (Западное Забайкалье). Федорова Н. К., Слободинский Д. В. — В кн.: Гидрогеохимия рудоносных геологических структур СССР (зона гипергенеза). Л., 1987, с. 56—61.

Приводятся данные о содержании химических элементов в подземных водах месторождения, указывается их ионный состав, химический тип, описываются выделяемые аномальные гидрогеохимические поля. Ставится вопрос, является ли установленная гидрогеохимическая ассоциация индикаторной и может ли она служить признаком соответствующего оруденения в данном регионе.

Табл. 1, ил. 2, список лит. 5 назв.

УДК 556.314:553.3.041 (571.54/56)

Гидрогеохимия зоны гипергенеза центральной части региона БАМа в связи с прогнозом скрытого оруденения. Вересов С. А., Суриков С. Н. — В кн.: Гидрогеохимия рудоносных геологических структур СССР (зона гипергенеза). Л., 1987, с. 61—67.

По результатам комплексных гидрогеохимических исследований в центральной части региона БАМа выявлены особенности общего химического, газового, микробиологического состава и металлоносности вод зоны гипергенеза различных групп геологических формаций: терригенных континентальных и морских, метаморфических, интрузивных. Показано, что распределение металлов в подземных водах в целом согласуется с рудной специализацией металлогенических зон. Выявленные гидрогеохимические аномалии могут служить дополнительными критериями при поисках скрытого оруденения в рассматриваемом регионе.

Табл. 2, ил. 1, список лит. 2 назв.

УДК 556.315:582:553.2

Микрофлора подземных вод зоны гипергенеза депрессионных структур со скрытым оруденением и ее прогнозно-поисковое значение. Алексеева Н. Н. — В кн.: Гидрогеохимия рудоносных геологических структур СССР (зона гипергенеза). Л., 1987, с. 68—73.

Рассмотрены особенности распределения и активность микроорганизмов подземных вод зоны гипергенеза структур со скрытым оруденением, а также их роль в процессах миграции и аккумуляции химических элементов. Показано зональное по отношению к рудным телам распределение сульфатвосстанавливающих бактерий. Выявлены биоценозы этих микроорганизмов, характеризующие скрытое оруденение на глубине.

Табл. 1, ил. 1, список лит. 5 назв.

УДК 556.314.6.082:543 (470.22)

Детальное картирование в закрытых районах по составу почвенно-грунтовых вод методом диализных вытяжек. Горбунов О. Д., Поярков В. Б., Григорьева О. Г. — В кн.: Гидрогеохимия рудоносных геологических структур СССР (зона гипергенеза). Л., 1987, с. 73—79.

При изучении общей минерализации и микрокомпонентного состава почвенно-грунтовых вод и диализных вытяжек из верхнего горизонта аллохтонных рыхлых отложений показана связь гидрогеохимических аномалий с погребенными структурами, контролирующими оруденение в районах Карелии и Северного Казахстана.

Ил. 4, список лит. 5 назв.

80 коп.

5063