

ГЕЛИЕВЫЙ КРИТЕРИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОМИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

© 2015 г. Р. Ф. Абдрахманов*, В. Г. Попов**

*Институт геологии Уфимского научного центра РАН,
450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2
E-mail: hydro@ufaras.ru

**Южно-Российский государственный политехнический университет (НПИ)
346428, г. Новочеркасск, ул. Просвещения, 132
E-mail: popovvg@novoch.ru

Поступила в редакцию 01.02.2014 г.

Принята к печати 05.11.2014 г.

На базе теоретических разработок в области геологии и геохимии гелия дается обоснование использования водно-гелиевого метода в общем комплексе гидрогеохимических и геотермических исследований для выяснения закономерностей формирования месторождений минеральных вод. Рассматриваются геохимические особенности Красноусольского, Ассинского и Мулдаккульского месторождений и ряда проявлений минеральных вод на Южном Урале. Доказывается их инъекционное происхождение в результате восходящей разгрузки по зонам тектонических нарушений в разной степени глубинных, преимущественно талассогенных газово-жидких флюидов и их смешения с маломинерализованными водами зоны гипергенеза.

Ключевые слова: Южный Урал, гидроминеральные месторождения, геохимия, гелий, формирование, генезис.

ВВЕДЕНИЕ

Формирование и размещение минеральных вод (МВ) контролируются многими факторами, среди которых главную роль играют литолого-фациальный состав вмещающих пород, геолого-структурные и гидрогеодинамические условия. При всем разнообразии природных обстановок орогенических и платформенных областей в их недрах заключены два основных типа гидроминеральных месторождений: 1) пластовые, приуроченные к относительно выдержанным по площади и разрезу осадочным коллекторам фанерозоя, и 2) инъекционные, связанные с разгрузкой в зоне гипергенеза глубинных газово-жидких флюидов из трещинно-жильных систем, сложенных образованиями различного возраста и происхождения.

Пластовые месторождения МВ свойственны платформенным, предгорным и межгорным седиментационным бассейнам. Они имеют относительно простые геолого-гидрогеологические условия, постоянный гидрогеохимический режим, значительные эксплуатационные запасы МВ, обеспечиваемые главным образом емкостными параметрами водовмещающих толщ. Для некоторых месторождений этого типа недостаточно выяснены вопросы формирования химического состава МВ (природа водорастворенных солей, газов, органического вещества (ОВ) и др.).

Инъекционные месторождения МВ, напротив, имеют сложные геолого-структурные и гидрогеологические условия, локальное распространение в зонах восходящей разгрузки глубинных вод по зонам тектонических нарушений. Они являются основным типом месторождений орогенических областей, но нередко встречаются в сильно осложненных дизъюнктивными дислокациями предгорных частях краевых прогибов, иногда – в платформенных условиях. Вследствие структурных особенностей и геометрии обводненных трещинно-жильных зон гидроинъекционные месторождения в ресурсном отношении значительно уступают месторождениям пластового типа. Гидрогеохимический режим их непостоянен, особенно в условиях интенсивной разработки.

В результате процессов смешения в разной степени глубинных вод с водами вышележащих комплексов на гидроинъекционных месторождениях обычно образуется геохимическая гамма МВ, различающихся по макро-, микрокомпонентному и газовому составу. При выяснении их происхождения часто возникают вопросы относительно глубины залегания и стратиграфической принадлежности дренируемых комплексов, путей миграции и процессов формирования МВ, характера смешения вод различных геохимических и генетических типов вод, гидрогенного минералообразования и др. От

правильного решения их в конечном счете зависят направление и результаты поисково-разведочных работ на тот или иной геохимический тип МВ.

С помощью традиционных геохимических методов не всегда можно получить верные представления по поводу названных выше вопросов. К ним, в частности, относится основополагающий вопрос о глубине (“корнях”) струй МВ, питающих гидроинжекционные месторождения. Для этих целей в качестве трассера нередко используется Cl^- , поскольку он, с одной стороны, накапливается в глубинных водах, а с другой, являясь химически консервативным элементом, не вступает в геохимические взаимодействия с водовмещающей средой. Однако Cl^- в зависимости от источника его поступления может иметь как глубинную катагенную природу (например, седиментогенные воды стратисферы), так и гипергенную (выщелачивание солей, техногенные процессы и др.). Поэтому идентификация аномалий Cl^- в водах зоны гипергенеза с глубинными источниками часто затруднена, а результаты ее могут быть истолкованы по-разному. Это касается и других компонентов ионно-солевого и газового состава вод.

Заключенные в глубоких частях недр Урала МВ в геохимическом и генетическом отношении изучены очень слабо. Поэтому каждое проявление в зоне гипергенеза аномальных по вещественному составу газово-жидких флюидов заслуживает особого внимания и в первую очередь в связи с возможным обнаружением здесь инъекционных месторождений МВ. Исследование подобных аномальных явлений важно также и в теоретическом отношении вследствие того, что они проливают свет на проблему флюидогеохимии глубоких зон горных сооружений в целом, составляющую одно из новых направлений современной генетической гидрогеохимии (Крайнов и др., 2012).

Важно также подчеркнуть, что повсеместно развитая на Урале мощная (до 300–500 м и более) зона пресных вод маскирует находящиеся под ней зоны соленых и рассольных МВ. Поэтому не случайно, что на картах МВ в масштабах 1 : 2 500 000–1 : 15 000 000, составленных в разные годы во ВСЕГЕИ, ВСЕГИНГЕО, ЦНИИКиФ, ГИН АН СССР (под редакцией И.К. Зайцева и Н.И. Толстихина, В.В. Иванова и Г.А. Невраева, А.М. Овчинникова, Л.А. Яроцкого и др.), Урал отнесен к областям, неблагоприятным для формирования МВ или даже с их отсутствием. Здесь из всего многообразия геохимических типов подземных МВ отмечались распространенные в виде отдельных очагов кислые железистые сульфатные (купоросные) воды с высоким содержанием Cu , Zn , Al , Pb , Mn , связанные с зонами окисления сульфидных месторождений (Гайское и Дегтярское месторождения), а также гидрокарбонатные радоновые воды с газами воздушного происхождения, приуроченные к раз-

ломам в интрузиях гранитов (месторождения Липовка и Увильды).

Настоящая статья посвящена выяснению геохимических особенностей и закономерностей формирования месторождений МВ Южного Урала с использованием гелиевых исследований, выполненных в общем комплексе гидрогеохимических и гидрогеотермических работ. Основными объектами исследований стали Ассинское, Красноусольское и Мулдаккульское месторождения МВ, находящиеся в пределах различных структурно-формационных зон орогена.

В основу статьи положены результаты собственных разработок, базирующиеся на натурных исследованиях МВ, с привлечением данных по геохимии подземных вод, вскрытых скважинами различных геологических организаций на Южном Урале. Непосредственно на водоисточниках определялись концентрации H_2S и O_2 (колориметрированием), CO_2 (объемным способом), а также Vg , I , величины pH и Eh (ионоселективным методом с помощью иономера “И-102”). Определение содержания гелия (He) в подземных водах выполнено на магниторазрядном индикаторе “ИНГЕМ-1”.

ОСНОВНЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Гелиевые исследования являются одним из новых методов в геологии и гидрогеологии. Вследствие глубинного, главным образом радиогенного происхождения, высоких миграционных способностей и градиентов в гидrolитосфере гелий – универсальный геохимический индикатор, использование которого позволяет решить целый ряд теоретических и прикладных геологических задач. К ним относятся выяснение тектонической структуры и флюидного режима литосферы, прогноз землетрясений и оценка устойчивости геологических тел от сейсмических процессов, выявление факторов формирования и генезиса подземных вод, поиски и разведка месторождений пресных и минеральных вод, решение различных геоэкологических задач (Попов, Егоров, 1990).

Теоретические основы He -метода в геологии и гидрогеологии были разработаны Д.Ш. Роджерсом, Э.К. Герлингом, В.П. Савченко, В.П. Якуцени, И.Н. Толстихиным, И.Н. Яницким и другими исследователями, установившими источники и главные закономерности миграции He в литосфере.

Известны два стабильных изотопа He , один из которых – легкий (^3He) – имеет мантийную природу, а другой – тяжелый (^4He) – коровую. Для диагностики генезиса He и вмещающих его флюидов в геохимии используется изотопно-гелиевый критерий $^3\text{He}/^4\text{He}$, отражающий вклад He от трех источников: мантийного, корового и воздушного. Мантия характеризуется наиболее высоким значением изотопного отношения ($3 \cdot 10^{-5}$), что, как считается, является следствием

захвата Землей при аккреции первичного (солнечного) He с наиболее высоким содержанием легкого изотопа ($^3\text{He}/^4\text{He} = 3 \cdot 10^{-4}$). В ходе геосторической эволюции планеты произошло неравномерное обогащение ее вещества радиогенным изотопом ^4He , в результате чего различные геологические структуры материкового и океанического типов приобрели резкую дифференциацию по изотопно-гелиевому отношению (Мамырин, Толстихин, 1981).

Величина его определяется главным образом возрастом тектогенеза, вследствие чего закономерно снижается от современных рифтовых и геосинклинальных систем, областей новейшей тектономагматической деятельности ($^3\text{He}/^4\text{He} = 10^{-5} - 10^{-6}$) к древним платформам, орогенам и щитам ($^3\text{He}/^4\text{He} = n \cdot 10^{-8}$)¹. Такая же зависимость наблюдается и для эндогенного теплового потока (q), величина которого в ряду указанных структур уменьшается от 100–300 до 30–50 мВт/м². Близкий характер поведения изотопно-гелиевого отношения и теплового потока в недрах различных геологических образований в значительной степени объясняется их общим источником – радиоактивным распадом, формирующим оба эти параметра (Поляк и др., 1979). Остановимся на этом вопросе применительно к исследуемому региону и сопредельным структурам.

Флюидам (водам, нефтям и газам) палеозоя Русской плиты свойственны очень низкие значения отношения $^3\text{He}/^4\text{He} = (1.94 \pm 0.38)10^{-8}$. Минимальны они $(0.6 - 1.0)10^{-8}$ для азотно-метановых газовых залежей Предуральяского краевого прогиба (нижняя пермь–карбон), залегающих на глубине 255–2388 м. Минимальна здесь и $q = 23.7 - 37.0$ мВт/м². Примерно такие же значения q (19–38 мВт/м²) отмечаются и на большей части территории Южного Урала, что не связано с особенностями гидрогеодинамических условий региона, а всецело определяется теплогенерирующими возможностями земной коры и верхней мантии (Сальников, Попов, 1982). Поэтому не случайно, что аномально низкие значения q на Урале (19–29 мВт/м²) наблюдаются в восточной мегазоне Урала – Магнитогорском синклинории, где широко развиты основные вулканы с низким содержанием U, Th и K и сравнительно мало развиты граниты и метаморфически гранитизированные породы. По данным (Голованова, 2005), породы мегасинклинория имеют и самую низкую радиогенную теплогенерацию ($0.27 - 0.37$ мкВт/м³), тогда как для гранитов она достигает 2.0 мкВт/м³.

Надо сказать, что зафиксированные на Южном Урале величины q не характерны для герцинских сооружений. Обычно в зонах развития герцинид тепловые потоки более высокие ($q = 46 - 64$ мВт/м²).

Изотопные и геотермические данные свидетельствуют о коровом генезисе флюидов-носителей He Волго-Уральского региона и отсутствии в них даже признаков мантийной компоненты. Поэтому для объяснения происхождения аномальных концентраций He в верхних частях гидролитосферы древних платформ, сопредельных прогибов и орогенов нет никакой необходимости привлекать мантийный гелий-генерирующий источник, на что обращала внимание В.П. Якуцени (1968).

Таким образом, подавляющая масса He (>99.9999%) представлена его тяжелым изотопом ^4He , который образуется за счет альфа-распада ядер U, Ra, Th, K и других радиоактивных элементов, содержащихся в земной коре. Масштабы генерации корового He определяются двумя главными факторами: концентрацией в породах радиоактивных элементов и длительностью распада последних (т.е. возрастом пород). По оценке В.П. Якуцени (1968), количество He, образуемого за счет распада радиоактивных элементов, содержащихся в 1 г нижнемеловых пород возрастом 120 млн лет, составляет $3.24 \cdot 10^{-12}$ г, каменноугольных (300 млн лет) – $8.1 \cdot 10^{-12}$ г, тогда как 1 г архейского гранита создает за время своего существования (3 млрд лет) около $5 \cdot 10^{-7}$ г He, т.е. в 100 000 раз больше, чем осадочные породы фанерозоя.

Адсорбция – способность концентрироваться на поверхности твердых тел – выражена у He в обычных условиях весьма слабо. Он растворим в воде меньше, чем любой газ – 8.7 мл/л при $T = 20^\circ\text{C}$. С ростом T растворимость He повышается и составляет (мл/л): при 100°C – 12, при 200 – 30, при 300 – 75. В еще большей степени растворимость He зависит от P (мл/л): при 2.5 МПа – 23.50–46.7, при 100 – 92.4, при 200 – 180.7, при 300 – 264, при 400 – 343.6.

Напротив, с увеличением минерализации (M) воды растворимость He уменьшается. Если в пресную воду при 10°C переходит 9.1 мл/л He, то в раствор, содержащий 1.0 ммоль/л NaCl, – 7.6, 3.0 ммоль – 5.4, 5.0 ммоль – 3.9 мл/л He. Но в природных условиях влияние M перекрывается более мощным P - T фактором, в результате чего растворимость He с глубиной неуклонно растет. Вместе с тем подземные воды, вскрываемые на разных глубинах, оказываются сильно ненасыщенными He: дефицит насыщения достигает 90–95%. Следовательно, He в подземных водах находится в полностью растворенном состоянии.

В работах (Якуцени, 1968; Яницкий, 1979) рассматриваются следующие миграционные формы He:

- 1) твердорастворенный (ионная форма), не способный к миграции;
- 2) свободный, находящийся в закрытом поровом пространстве или кристаллической решетке минералов и пород, миграция которого происходит только путем диффузии;
- 3) свободный, подвижный, растворенный в газовой-жидких флюидах и мигрирующий вместе с

¹ Для атмосферы $^3\text{He}/^4\text{He} = 1.4 \cdot 10^{-6}$ при низком общем содержании He ($n \cdot 10^{-5}$ мл/л) в связи с его диссипацией в космическое пространство.

ними с помощью конвекции по проницаемым зонам литосферы.

Вопрос о соотношении диффузионной и конвективной (фильтрационной) форм миграции He в литосфере является одним из наиболее существенных в геологии He, поскольку от его правильного решения зависит интерпретация как приповерхностных, так и глубинных He-полей. Масштабы диффузионного переноса He из гранито-гнейсового кристаллического фундамента платформ и орогенов в перекрывающую толщу метаморфических и осадочных пород могут быть определены по формуле (Файф и др., 1981):

$$l = \sqrt{2D_c \tau},$$

где l – высота проникновения диффузионного потока, см; D_c – коэффициент молекулярной диффузии, см²/с; τ – время, с.

Значение D_c определяется фазовым состоянием природной системы, концентрацией диффундирующего вещества и P - T условиями. Диффузионная проницаемость различных сред литосферы по отношению к He составляет (см²/с): газы – 10^0 , воды и водонасыщенные глины – $n \cdot 10^{-5}$, глинистые сланцы – 10^{-6} , гранитоиды – 10^{-8} – 10^{-10} . В связи с большой разницей в диффузионной проницаемости геологических сред диффузия происходит главным образом не через скелет пород, а через флюиды, заполняющие их трещинно-поровое пространство. По данным, приведенным в (Граммаков и др., 1965; Петровская, 1972), высота перемещения фронта потока диффузионного He от поверхности архей-раннепротерозойского субстрата за все время его существования (около 1.65 млрд лет) относительно невелика и не превышает 1.0–1.2 км. Однако, независимо от ее величины, в результате диффузионных процессов возникновение He-аномалий в водах перекрывающих толщ (включая зону гипергенеза) крайне маловероятно. Это обусловлено тем, что в условиях достаточно однородной диффузионной проницаемости обводненных пород, даже если транзитный диффузионный поток из фундамента и преодолет весь разрез перекрывающих отложений и достигнет приповерхностной зоны гидросферы в ней сформируется поле He с повышенной, но равномерно распределенной концентрацией He. Примером служит стационарное поле He в водах зоны выветривания гранитов Украинского щита, характеризующееся фоном He на уровне $(7-10)10^{-5}$ мл/л, что близко к атмосферным значениям. И только в водах интенсивно трещиноватых зон разломов концентрация He увеличивается в сотни раз (до $2.9 \cdot 10^{-2}$ мл/л) из-за подтока снизу обогащенных He вод (Попов, Егоров, 1990).

Приведенные положения, касающиеся влияния диффузионных процессов на формирование He-полей, относятся и к горноскладчатым областям, в глубинном строении которых участвуют гранитный

слой и перекрывающая его толща метаосадочных и вулканогенно-осадочных пород, резко различающиеся по гелиегенерирующим (и теплогенерирующим) способностям. Так, обогащенный радиоактивными элементами и вследствие этого интенсивно продуцирующий ⁴He гранито-гнейсовый кристаллический фундамент на востоке Русской плиты залегает на глубине 1.5–3.0 км. В Предуральском прогибе он погружается на глубину 10–12 км, а в Западно-Уральской и Центрально-Уральской мегазонах орогена – до 20 км. Поэтому можно считать, что в Волго-Уральском регионе с глубоким залеганием глубоко метаморфизованного гранито-гнейсового фундамента диффузионные процессы даже в масштабах геологического времени не могут оказать существенного влияния на баланс He в приповерхностном слое гидросферы.

Итак, в реальных P - T условиях литосферы перенос He, обуславливающий формирование He-полей в ее верхних частях (в том числе зоне свободного водообмена), связан с конвективно-фильтрационными процессами. При этом основным флюидом-носителем корового He служат гравитационные подземные воды. Диффузионный же транспорт не играет определяющей роли при эмиграции He из минералов в водную или газовую среду. Диффузионными процессами, в частности, объясняются высокие концентрации He (до 5–8 мл/л) в рассолах позднепротерозойских и девонских осадочных пород на глубине 2.7–3.0 км, в непосредственной близости от поверхности гелиегенерирующего кристаллического фундамента (Бородулинская, Султангуловская, Сосновская нефтеразведочные и др. площади). В Cl-Ca рассолах (М 300 г/л) самого фундамента на южной вершине Татарского свода (скв. 20000 Миннибаево) содержание He на глубине 4.7–5.1 км достигает 32 мл/л.

Региональными водно-гелиевыми исследованиями (Попов, Егоров, 1990) установлено, что одна-направленная восходящая миграция газовой-жидких флюидов в приповерхностную зону и формирование в ней дифференцированного поля концентраций He (n – $n \cdot 10^{-5}$ мл/л) вызваны гидрогеодинамическим, геотектоническим и литолого-фациальными факторами. Первый из них обеспечивает энергетику процесса, а второй и третий контролируют размещение проницаемых зон, служащих путями разгрузки в разной степени глубинных гелиеносных флюидов.

Наиболее информативным уровнем с контрастным распределением концентраций He, является интервал порядка 50–100 м, соответствующий гидрогеодинамической зоне свободного водообмена, в пределах которой происходит выравнивание концентраций растворенного He с атмосферой. Фоновое содержание He в этой зоне изменяется от $0.5 \cdot 10^{-5}$ мл/л (высокогорные области) до $7.0 \cdot 10^{-5}$ мл/л в (низкогорные и равнинные области)

и определяется тем количеством He, которое внесется в земные недра метеогенными водами вместе с растворенным воздухом. То есть фоновое поле He определяется барическими условиями, контролирующими в соответствии с законами газодинамики равновесие в системе “атмосфера–подземные воды” в зависимости от высотного положения рельефа геологической структуры.

В структурах как платформенного, так и орогенного типов с глубиной по мере снижения скоростей движения подземных вод, влекущего за собой увеличение продолжительности времени контакта воды с породой, содержание He в водах неуклонно растет. На востоке Русской плиты в седиментогенных водах на глубине 2–3 км оно составляет п мл/л, а на 4–5 км достигает 10п мл/л. Амплитуда колебания концентрации He в вертикальном гидрогеохимическом разрезе, таким образом, превышает семь порядков. Очевидно, что гелиеносность газовой-жидких флюидов на разных уровнях земной коры контролируется как гидрогеодинамическим фактором, так и генерирующими возможностями пород, обеспечивающими аккумуляцию радиогенного He в литогенных растворах зоны квазистационарного режима. Градиентно-упорядоченное распределение He соответствует нормальной гидрогеохимической зональности, заключающейся в росте M вод с глубиной, изменением их ионно-солевого, микрокомпонентного и газового состава.

В гидрогеохимически стратифицированной литосфере материковых структур He отчетливо коррелирует с другими гидратированными компонентами: Cl⁻, Br⁻, I⁻, Na⁺, Ca²⁺, H₂S, CH₄, Rn и др. Они имеют различный генезис, но на определенном этапе восходящей миграции He становятся его элементами-спутниками и вместе с ним выносятся в зону гипергенеза. Поэтому аномалии поля He, как правило, сопровождаются аномалиями вещественного состава подземных вод, а также усилением конвективной составляющей теплового потока.

Конечным эффектом разгрузки глубинного He, обладающего, как указывалось, высокими градиентами в гидrolитосфере, является формирование в приповерхностной зоне контрастного поля He с перепадом концентрации элемента до 3–5 порядков в различных его частях. Поскольку перенос He осуществляется в основном подземными водами, наличие гелиевых и сопутствующих им физико-химических аномалий свидетельствует о поступлении гелиеносных растворов с глубины.

Имея в виду использование He-метода для выяснения особенностей формирования месторождений MB, следует подчеркнуть, что He, по сравнению с другими компонентами подземных вод, образует наиболее интенсивные аномалии на верхних горизонтах гидrolитосферы и поэтому является наиболее четким индикатором глубинных процессов. По

пути восходящей миграции He вследствие исключительной инертности и низких адсорбционных свойств не вступает во взаимодействие с породами, газами и ОВ, т.е. образует “истинные” поля, не искаженные вторичными явлениями. Этим он отличается от других компонентов ионно-солевого и газового состава фазы-носителя, концентрации которых подвержены различным флуктуациям под действием не только глубинного, но и гипергенного, в том числе техногенного фактора. Это затрудняет их использование в качестве индикаторов глубинного массопереноса. Вместе с тем в регионах с хорошо изученными газовой, гидрогеохимической и геотермической зональностями такие данные представляют большой интерес при оценке степени глубинности гелиевых аномалий, их генезиса и геохимических последствий глубинного флюидопереноса в целом.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Главные тектонические элементы Южного Урала представлены Западно-Уральской внешней зоной складчатости, Центрально-Уральским поднятием и Магнитогорским мегасинклином, различающимися слагающими их формациями, типами геологических структур, магматизмом, метаморфизмом и, как следствие, гидрогеологическими и гидрогеохимическими условиями. Общий стиль тектоники региона определяется высокоамплитудными региональными надвигами Уральского простирания, протягивающимися на десятки и сотни километров, и генетически связанными с ними складчатыми формами, тяготеющими к фронтальным частям дизъюнктивов.

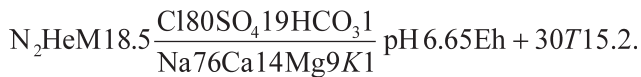
Наиболее крупной структурой герцинского Южного Урала является Центрально-Уральское поднятие, в составе которого обособляются структуры второго порядка – Башкирский и Уралтауский антиклинорий, Зилаирский синклиноморий, сложенные метасадочными толщами позднего протерозоя и палеозоя мощностью > 10000 м. С разрывными нарушениями связаны Ассинское месторождение и Катав-Ивановское проявление MB глубинного геохимического облика (рис. 1). Они находятся в Инзерском синклиномории, расположенном на севере Башкирского мегантиклинория.

Ассинское месторождение MB расположено в западной части синклиномория, сложенного сильно литифицированными, в разной степени метаморфизованными породами каратауской серии рифея, состоящей снизу вверх из зильмердакской, катавской и инзерской свит (рис. 2). Зильмердакская свита (750–2800 м), в свою очередь, делится на бирьянскую, нугушскую, лемезинскую и бедерышинскую подсвиты, сложенные аркозовыми, кварцевыми и кварцитовидными песчаниками, алевролитами и

аргиллитами с прослоями конгломератов и сланцев. Катавская свита (150–650 м) представлена известняками и мергелями, а инзерская (100–1000 м) – алевролитами, песчаниками и сланцами. Углы падения зильмердакских пород на крыльях структуры, обеспечивающие их погружение до 1000 м и более в центральной части синклинория, изменяются от 10 до 35°.

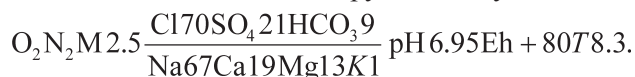
Месторождение представлено восходящими в виде грифонов источниками с суммарным дебитом около 30 л/с и двумя неглубокими (10 и 70 м) скважинами. МВ приурочены к контакту катавских известняков с бедерьшинскими песчано-глинистыми сланцами, слагающими крылья и ядро небольшой брахиантиклинали, осложняющей западный борт Инзерского синклинория.

Установлено, что по термогидрогеохимическим показателям минеральные источники отчетливо подразделяются на две группы. К первой из них относятся источники с водой Cl-Na и SO₄-Cl-Na состава. Они имеют наиболее высокую M (8.9–18.9 г/л) и T (15.0–15.3°C). Представителем этой группы служит источник, используемый в санатории “Ассы” для бальнеологических целей:



В солевом составе МВ кроме доминирующего среди солей NaCl (74.6–76.5%) присутствуют CaSO₄ (14.1–14.9%), MgCl₂ (6.5–8.0%), MgSO₄ (1.7–3.1%) и Ca(HCO₃)₂ (0.4–0.9%). Минеральные источники имеют геохимический тип морской воды (хлормагниевого) и близкую к ней величину коэффициента rNa/rCl (0.89–0.91). Газовый состав вод азотный, содержание CO₂ < 20 мг/л. Содержание Вг 7.6–8.5 мг/л. В отдельных пробах в невысоких концентрациях (0.5–1.7 мг/л) обнаруживается H₂S. Величина Eh относительно низкая (+20...+40 мВ), pH = 6.65–6.95.

Вторая группа включает источники с кислородно-азотными маломинерализованными водами (M = 0.8–2.6 г/л) Cl-Ca-Na, HCO₃-Cl-Ca-Na, SO₄-Cl-Ca-Na и более сложного катионного состава. Солевой состав (%): NaCl – 28.1–68.1; Ca(HCO₃)₂ – 7.3–33.5; CaSO₄ – 10.8–16.3; MgCl₂ – 1.5–24.0 и CaCl₂ – 2.7–6.0. Термогидрогеохимическая среда характеризуется следующими параметрами: Eh = +200...+280 мВ, pH = 6.95–7.55, T = 7.0–8.5°C. Отношение rNa/rCl составляет 0.86–0.94. Концентрация Вг 4.5 мг/л. Формула химического состава одного из источников этой группы следующая:



Пресные подземные воды в районе Ассинского месторождения формируются в зоне региональной трещиноватости осадочных и метаморфических пород позднего протерозоя. Они обладают

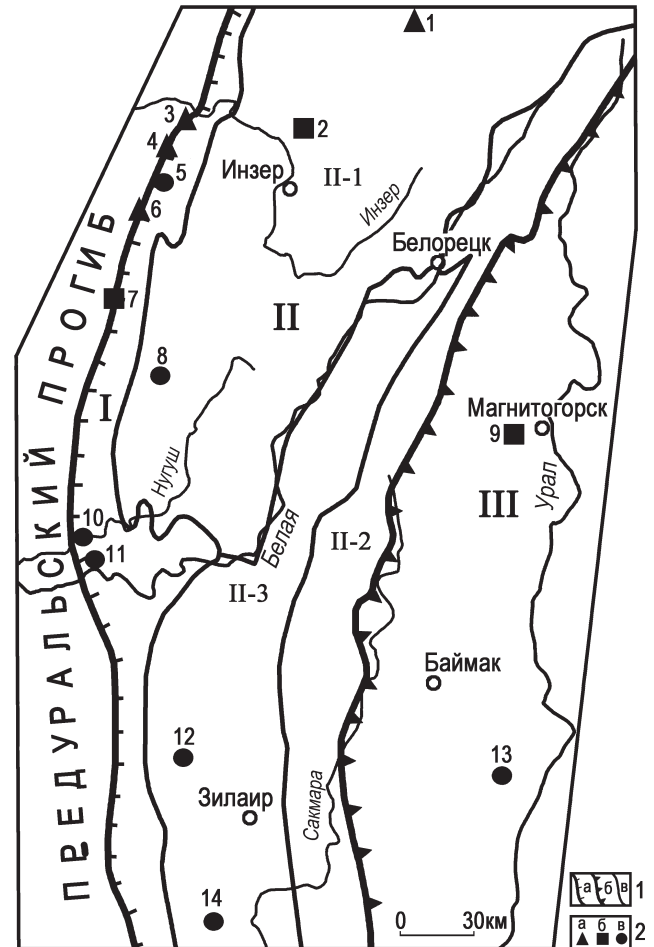


Рис. 1. Схема размещения объектов исследования в структурах Южного Урала.

1 – границы: а – Предуральского прогиба и Западно-Уральской внешней зоны складчатости (I), б – Центрально-Уральского поднятия (II) и Магнитогорского мегасинклинория (III), в – структур Центрально-Уральского поднятия (II-1 – Башкирский мегантиклинорий, II-2 – Уралтауский мегантиклинорий, II-3 – Зилаирский синклинорий); 2 – пункты гидрогеохимического опробования: а – минеральные источники (1 – Катав-Ивановские, 3 – Тереклинские, 4 – Ташастинские, 6 – Аскынский); б – гидроминеральные месторождения (2 – Ассинское, 7 – Красноустьинское, 9 – Мулдаккульское); в – скважины нефтегазовых площадей (5 – Архлатышская, 10 – Мурадымовская, 11 – Иштугановская, 12 – Асташская, 13 – Уральская, 14 – Сакмарская), 8 – Кулгунинская параметрическая скважина.

Fig. 1. The location of research objects in the South Urals structures.

1 – the boundaries: а – of Preuralian trough and West-Uralian folding outer zone (I), б – of Central Urals uplift (II) and Magnitogorsk megasyncline (III), в – of Central Urals uplift structures (II-1 – Bashkirian meganticlinorium, II-2 – meganticlinorium Ural-Tau, II-3 – Zilair syncline); 2 – points of hydrogeochemical sampling: а – mineralized springs (1 – Katav-Ivanovsk, 3 – Terekly, 4 – Tashasty, 6 – Askyn); б – hydromineral deposits (2 – Assy, 7 – Krasnousol'sk, 9 – Muldakkul); в – wells within oil-prospecting areas (5 – Arhlatysh, 10 – Muradym, 11 – Ishtugan, 12 – Astash, 13 – Urals, 14 – Sakmara, 8 – Kulgunin parametric) well.

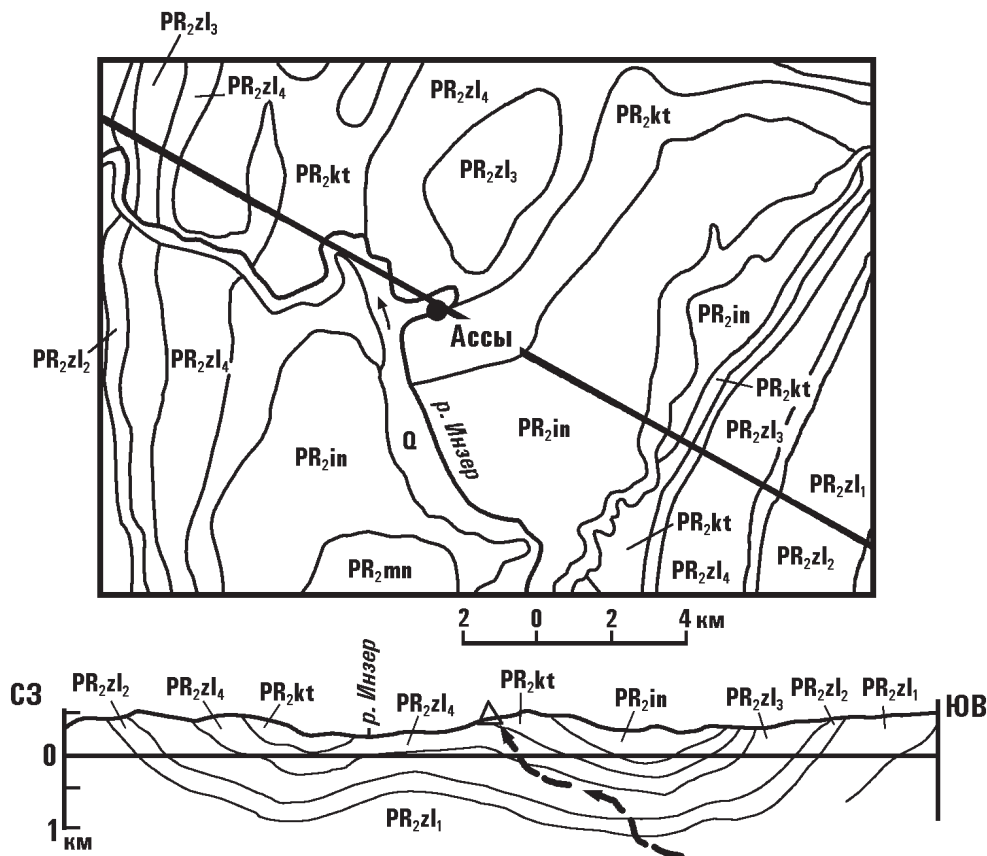


Рис. 2. Геологическая карта и профиль Инзерского синклиория (Абдрахманов, Попов, 1999).

Q – четвертичный аллювий: гравийно-галечниковые отложения. Верхний протерозой: PR₂in – инзерская свита: алевролиты, песчаники, сланцы; PR₂kt – катавская свита: известняки, мергели; PR₂zl₄ – бедерьшинская подсвита: песчаники, алевролиты, аргиллиты; PR₂zl₃ – лемезинская подсвита: песчаники кварцитовидные, прослои сланцев; PR₂zl₂ – нугушская подсвита: алевролиты, аргиллиты, песчаники; PR₂zl₁ – бирьянская подсвита: песчаники, прослои конгломератов. На профиле жирными пунктирными стрелками показано направление движения подземных вод.

Fig. 2. Geological map and profile of the Inzer synclinorium (Абдрахманов, Попов, 1999).

Q – Quaternary alluvium: gravel-pebble deposits. Upper Proterozoic: PR₂in – Inzer Formation: siltstones, sandstones, shales; PR₂kt – Katav Formation: limestone, marl; PR₂zl₄ – Bederyshinskaya subsuite: sandstones, siltstones, mudstones; PR₂zl₃ – Lemezinskaya subsuite: quartzitic sandstones, shale interlayers; PR₂zl₂ – Nugush subsuite: siltstones, mudstones, sandstones; PR₂zl₁ – Biryanskaya subsuite: sandstones, conglomerate interlayers. On the profile bold dashed arrows indicate the direction of movement of groundwater.

M = 0.1–0.4 г/л, HCO₃-Ca и HCO₃-Na-Ca составом, pH = 6.9–7.4, Eh = +300...+400 мВ, T = 5–6°C.

Главный вклад в M Ассинских МВ вносят Cl⁻ и Na⁺, увеличивающиеся соответственно от 0.001 до 9.1 г/л (0.6–80.9%) и от 0.02 до 5.6 г/л (2.1–76.1%). Остальные ионы в солевом составе занимают резко подчиненное положение: концентрация их составляет десятки–первые сотни миллиграммов в литре, а суммарное содержание < 10%. Математико-статистический анализ гидрогеохимических данных показал функциональные связи (R = 0.93–0.99) M со всеми ионами воды (исключая HCO₃⁻) и отдельных ионов между собой.

Для маломинерализованных регионально-трещинных вод зоны выветривания Центрально-Уральского поднятия корреляционные гидрогео-

химические зависимости имеют совершенно другой характер (Абдрахманов, Попов, 2010). В них сильные и средние по величине связи имеют M с ионом HCO₃⁻, а HCO₃⁻ с Ca²⁺ и Mg²⁺. Несомненно, что эти различия в поведении химических компонентов в пресных и минеральных водах региона объясняются различными условиями формирования и генетическими особенностями этих вод.

В формировании ионно-солевого состава пресных вод принимает участие целый ряд процессов и факторов, свойственных зоне гипергенеза: углекислотное выщелачивание (гидролиз) полиминеральных алюмосиликатных и силикатных пород, окисление органических и сульфидных соединений, поступление растворенных веществ с атмосферными осадками, гидродинамические особенности и др.

Ассинские МВ имеют в своей основе единую талассогенную составляющую, в которой отдельные компоненты ионно-солевого состава изначально генетически тесно связаны между собой и с величиной М. Восходящая разгрузка минерализованных вод с глубины к поверхности сопровождается их разубоживанием пресными водами зоны экзогенной трещиноватости. Концентрации отдельных ионов и М исходного раствора при этом уменьшаются, но в основном сохраняются те же соотношения между ионами, что существовали в исходной морской воде.

Решающая роль процессов смешения природных растворов с различной степенью М в формировании геохимической гаммы Ассинских МВ вполне очевидна. Исходными для них служат маломинерализованные метеогенные воды катавских и инзерских отложений, с одной стороны, и седиментогенные соленые воды (возможно, слабые рассолы), выдавливаемые под влиянием высокого гидростатического давления из наиболее погруженных частей Инзерского синклиория, – с другой.

Наличие глубинной талассогенной составляющей в МВ хорошо согласуется с историей геологического развития Башкирского антиклинория. Развитые в нем метаосадочные серии рифея и венда накапливались в мелководных шельфовых морских бассейнах предгорного типа и были изначально сложены терригенными и карбонатными осадками. В конце позднего протерозоя они претерпели складкообразование, внедрение интрузивных тел и метаморфизм (Пучков, 2010). Вследствие этого Cl-Mg-Na седиментогенные воды, надо полагать, были в некоторой степени разбавлены выделившимися из пород метаморфогенными и возрожденными литогенными растворами, но тем не менее в условиях больших глубин сохранили облик, свойственный водам морского происхождения.

Особенности процесса смешения показаны на рис. 3. Для его построения в качестве исходных (№ 1 и № 7) использованы пресная (0.2 г/л) вода катавских карбонатных пород и морская вода с нормальной соленостью (36 г/л). Как уже указывалось и следует из приведенного графика, с ростом М наблюдается одновременное увеличение содержания ионов Cl⁻, SO₄²⁻, Na⁺, Mg²⁺ и Ca²⁺. Однако анализ гидрогеохимических данных показал, что характер распределения компонентов в промежуточных водах более сложен, чем это следует из линейного закона смешения А.Н. Огильви (1925): $y = ax + b^2$.

Как видно, этому закону отвечает распределение только геохимически пассивного Cl⁻-иона. Отклонение от линий тренда фигуративных точек Na⁺ и Mg²⁺ (в сторону уменьшения концентрации) и Ca²⁺ (увеличение содержания) связано с обменно-

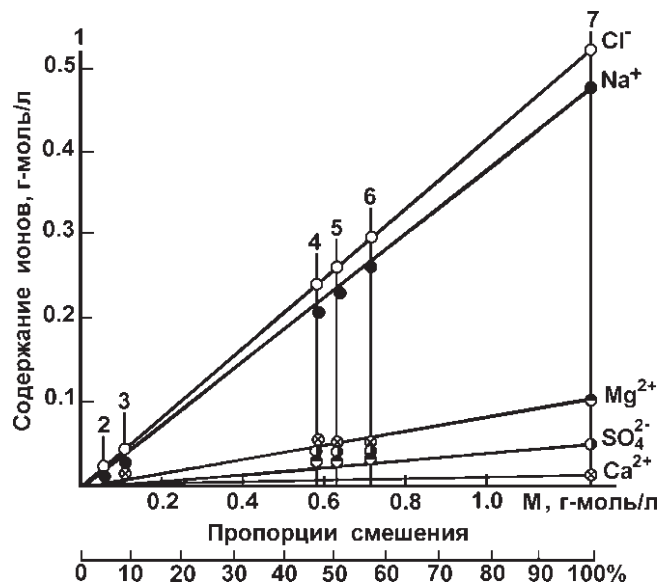


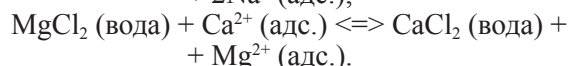
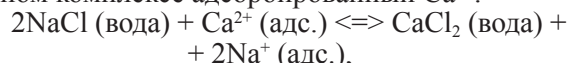
Рис. 3. График смешения Ассинских МВ.

1 и 7 – исходные воды, 2–6 – МВ.

Fig. 3. Diagram of mixing in Assy mineral waters.

1 and 7 – starting waters, 2–6 – mineral waters.

адсорбционными процессами между разгружающимися с глубины Cl-Mg-Na водами и глинистыми терригенными породами, содержащими в поглощенном комплексе адсорбированный Ca²⁺:



Таким образом, при восходящей разгрузке, помимо простого разубоживания глубинного флюида, происходит и слабая метаморфизация воды, в результате чего в наименее минерализованных смесях появляется в небольших количествах соль CaCl₂.

В соответствии с принципом электронейтральности системы “твердая фаза–раствор” эти реакции подчиняются закону действующих масс. Если они реализуются одновременно или в близких временных рамках, то сумма молярных концентраций Na⁺ и Mg²⁺, адсорбированных породой из воды, должна быть равной молярной концентрации десорбированного и поступившего в раствор Ca²⁺. Это условие, как видно из графика смешения (см. рис. 3, № 2–6), соблюдается: $r\text{Ca} \approx r\text{Na} + r\text{Mg}$.

Не вполне отвечает линейному закону смешения и поведение иона SO₄²⁻ в промежуточных водных смесях, что связано с окислительными процессами: $\text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{S} \rightarrow \text{SO}_4^{2-}$, повлекшими сдвиг величины Eh в область положительных значений.

С помощью графика легко устанавливаются пропорции смешения. Так, в водах источников первой

² В связи с низкой М одной из участвующих в смешении вод величина b близка к нулю и уравнение приводится к виду $y = ax$.

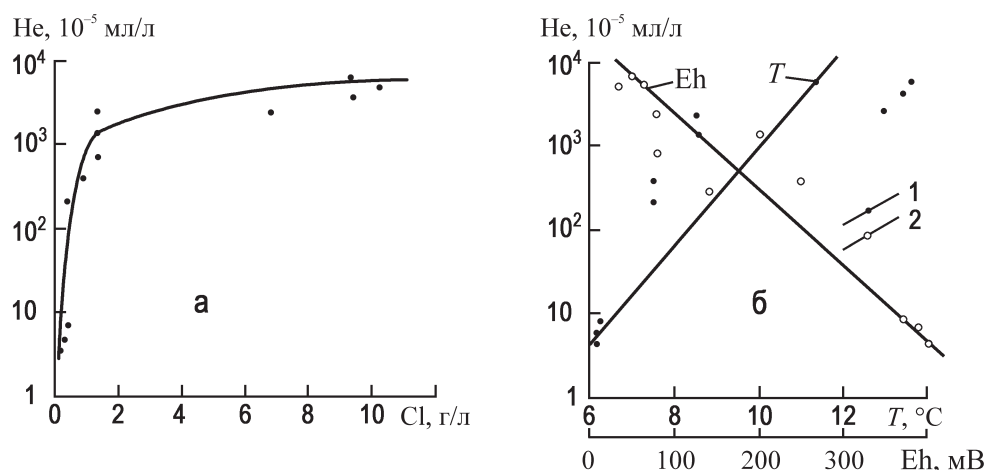


Рис. 4. Связь He с физико-химическими параметрами Ассинских МВ.

а – Cl, б – T (1) и Eh (2).

Fig. 4. The dependence of He and physico-chemical parameters in Assy mineral waters.

а – Cl, б – T (1) and Eh (2).

группы (см. рис. 3, № 4–6) содержатся примерно равные доли метеогенной и талассогенной составляющих, тогда как в водах источников второй группы (№ 2 и 3) количество глубинного рассола < 10%.

Присутствие глубинной составляющей в МВ подтверждается также и результатами изучения их гелиеносности. Установлено, что приповерхностное поле гелия Инзерского синклиория в районе Ассинского месторождения отличается сильной изменчивостью. Амплитуда колебания содержания He в подземных водах составляет почти четыре порядка – $n(10^{-5}–10^{-2})$ мл/л. Минимальная (фоновая) концентрация He $(4–8)10^{-5}$ мл/л, равновесная атмосферной $(5.2 \cdot 10^{-5}$ мл/л), свойственна холодным водам зоны экзогенной трещиноватости катавских и зильмердакских отложений, не связанным с глубинным источником привноса вещества. Это пресные $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ и $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ воды, формирование химического состава которых всецело осуществляется за счет процессов выщелачивания и гидролиза карбонатно-терригенных пород позднего протерозоя.

В противоположность им субтермальные Ассинские МВ характеризуются аномальными концентрациями He: $(2.2–8.4)10^{-2}$ мл/л для источников первой группы, $1.7 \cdot 10^{-3}–1.5 \cdot 10^{-2}$ мл/л для источников второй. Связь He с Cl (M), T и Eh прямая (рис. 4). Это, с одной стороны, свидетельствует о разбавлении субтермальных глубинных соленых вод, формирующихся в восстановительной геохимической обстановке, холодными пресными кислородсодержащими водами, а с другой – о совместных путях миграции с глубины He и подземных вод в виде единого хлоридного газо-водного флюида (He, N_2 , H_2S и др.).

Величина геотермического градиента в Башкирском мегантиклинории составляет $1.1^\circ\text{C}/100$ м (Сальников, Попов, 1982), глубина залегания нейтрального слоя 25 м и $T = 4^\circ\text{C}$. Исходя из этих данных, а также принимая во внимание T минеральных источников ($15.0–15.5^\circ\text{C}$), рассчитана глубина формирования питающих источники струй³. Она составляет 950–1000 м и соответствует максимальному погружению зильмердакской свиты в Инзерском синклиории.

Линейная направленность минеральных источников, высокие концентрации в них He и повышенная T вместе с другими гидрогеохимическими данными позволяет предполагать наличие на Ассинском месторождении флюидопроницаемого тектонического нарушения, по которому происходит инжекция высоконапорных глубинных МВ в приповерхностную зону.

Катав-Ивановское проявление МВ представлено минеральным источником и скважиной глубиной 340 м, расположенными на северо-восточном продолжении Инзерского синклиория. Коллекторами МВ Cl-Na состава с $M = 4.2–8.3$ г/л, $T = 13^\circ\text{C}$, содержанием He $n(10^{-3}–10^{-2})$ мл/л служат трещино-

³Здесь и далее глубина формирования термальных струй, питающих источники в зонах разломов, определялась по формуле: $H = (T_{\text{ист}} - T_{\text{нс}})/\Gamma + H_{\text{нс}}$, где $T_{\text{ист}}$ – температура воды источника, $^\circ\text{C}$; $H_{\text{нс}}$ и $T_{\text{нс}}$ – глубина залегания и температура нейтрального слоя соответственно; Γ – величина геотермического градиента, $^\circ\text{C}/100$ м. Формула не учитывает снижение T разгружающихся с глубины вод по мере их продвижения к поверхности, поэтому действительная глубина всегда будет выше расчетной. Величина погрешности зависит от скорости движения, расхода восходящей струй и других факторов.

ватые кварцевые песчаники зигазино-комаровской свиты среднего рифея. Судя по этим данным, а также по расположению Катав-Ивановского проявления МВ в структуре синклинория, оно, как и Ассинские МВ, генетически связано с процессами смешения глубинных соленых вод с пресными водами зоны интенсивной циркуляции.

Следует отметить, что в Зилаирском синклинории на Асташской нефтеразведочной площади на глубине 2194–2800 м в карбонатных породах обнаружены в разной степени метаморфизованные ($rNa/rCl = 0.38–0.81$) **Cl-Na-Ca** воды с $M = 13.7–42.9$ г/л, концентрациями $Br^- - 43.8$, $I^- - 2.5$, $K^+ - 70.4$, $NH_4^+ - 21$ мг/л. Они залегают в автохтоне под экранирующей поверхностью надвига в зоне контакта с глинистыми породами зилаирской свиты верхнего девона ($D_3 fm$).

На Асташской и расположенной к югу Сакмарской площадях во многих скважинах на глубине 1670–3796 м отмечались проявления УВ газов ($CH_4 - 86–98\%$) различной интенсивности (до 3–10 тыс. м³/сут). Они связаны как с породами карбона автохтонных частей разреза, так и с терригенными породами зилаирской свиты, слагающими аллохтон. Это указывает на восстановительный характер геохимической среды и гидрогеологическую закрытость глубоких частей палеозойского разреза, обеспечивающих сохранение седиментогенных рассолов и УВ газовых скоплений.

Геохимически иные воды были обнаружены параметрической скважиной 1 Кулгунинской площади (см. рис. 1) в сильно метаморфизованных карбонатно-терригенных породах верхнего и среднего рифея. С глубин 940 и 3215–3218 м получены притоки вод с $M = 1.2$ и 11.3 г/л **Cl-HCO₃-Na** и **Cl-HCO₃-SO₄-Na** состава. Они относятся к хорошо выраженному содовому типу ($NaHCO_3$ до 61%) и отличаются очень высокой щелочностью ($HCO_3^- - 680–3200$ мг/л), что значительно больше, чем в инфильтрогенных водах зоны гипергенеза ($HCO_3^- < 200$ мг/л), образующихся в результате гидролиза в силикатных породах. Не обнаруживается в них и седиментогенная (талассогенная) составляющая ($rNa/rCl = 4.1$ и 2.8). Природа выявленного гидрогеохимического феномена, по нашему мнению, связана с сохранением в древних толщах Урала реликтов метаморфогенных и возрожденных вод, эмигрировавших из глинистых пород при их дегидратации на стадиях апокатагенеза и метагенеза. Этот факт заслуживает особого внимания, так как наличие литогенных вод этих типов в недрах древних орогенов считалось крайне маловероятным.

Красноусольское месторождение сульфидных и радоновых МВ находится в восточном борту Бельской депрессии Предуральяского прогиба, в непосредственной близости от Западно-Уральской зоны складчатости. В геолого-структурном отношении оно приурочено к сводовой части Усольской

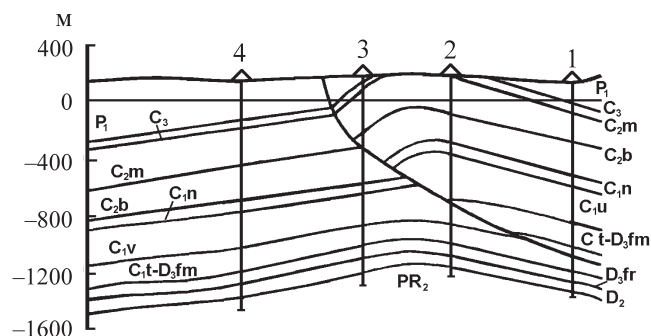


Рис. 5. Разрез Красноусольской антиклинали (по: Казанцев, 1984).

Fig. 5. A section of the Krasnousol'sk anticline, on (Казанцев, 1984).

антиклинали, сложенной известняками среднего и верхнего карбона, перекрытыми нижнепермскими молассовыми отложениями (рис. 5). Складка нарушена крупным Зилимско-Красноусольским надвигом амплитудой до 200 м, с зоной трещиноватости которого и связаны МВ.

Сероводородные источники в виде грифонов с суммарным расходом 80–100 л/с вытекают под напором из сильно трещиноватых известняков на расстоянии 500 м вдоль левого берега р. Усолка и ее русла. По составу воды **Cl-Na**, $M = 2.5–59$ г/л, содержание H_2S до 80 мг/л, $T = 9–13^\circ C$, $pH = 6.9–7.4$, $Eh = -50... -340$ мВ. Солевой состав на 80–95% представлен $NaCl$, остальными солями являются Na_2SO_4 , $MgSO_4$, $CaSO_4$ и $Ca(HCO_3)_2$. По сравнению с пресными водами в МВ повышены концентрации Br^- (до 9.4 мг/л) и I^- (до 0.04 мг/л), связанные с M прямой зависимостью (рис. 6).

Отсутствие среди растворенных солей $MgCl_2$ и $CaCl_2$ вместе с высокими значениями генетических коэффициентов rNa/rCl (1.0) и Cl/Br (>1000) указывает на инфильтрогенную природу МВ, химический состав которых формируется за счет выщелачивания солевого комплекса карбонатно-углистых пород; природа H_2S биохимическая.

Сульфидные соленые и слабо рассольные Cl-Na воды на месторождении образуют в карбонатных породах гидрогеохимический купол инъекционного происхождения, внедрившийся в среду HCO_3 -Ca пресных вод нижнепермских терригенных пород. Термогеохимические параметры МВ свидетельствуют об их генетической связи с рассолами нижележащей сероводородной гидрогеохимической зоны. Действительно, в ходе поисково-разведочных работ несколькими скважинами глубиной до 311 м были вскрыты слабые рассолы с $M = 35.4–77.5$ г/л и содержанием сульфидов ($H_2S + HS^-$) 35–70 мг/л. Концентрация He в них достигает 10^{-2} мл/л. Состав воды одной из них представлен формулой:

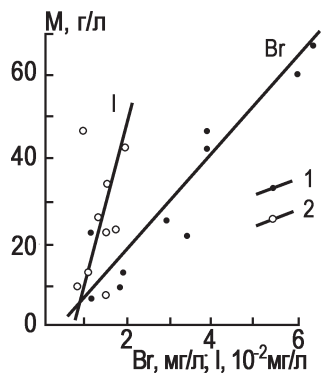


Рис. 6. Связь Br (1) и I (2) с М Красноустьских МВ.

Fig. 6. The dependence Br (1) and I (2) of mineralization in Krasnousol'sk mineral waters.

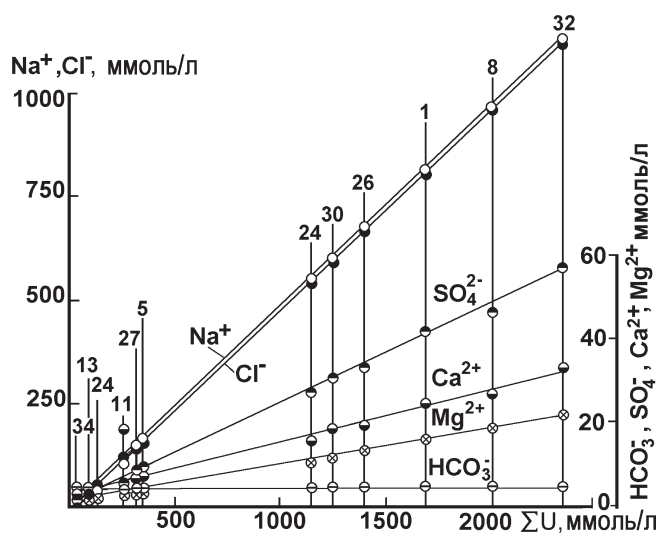
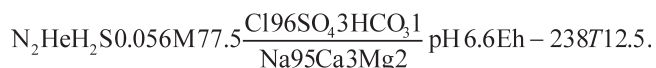


Рис. 7. График смешения Красноустьских МВ.

3 и 32 – исходные воды; 1, 5, 8, 13, 24, 26, 27, 30 – сероводородные воды, 11 – радоновая вода.

Fig. 7. The mixing diagram in Krasnousol'sk mineral waters.

3 and 32 – initial waters, 1, 5, 8, 13, 24, 26, 27, 30 – hydro-sulphuric waters, 11 – radon water.



Учитывая, что мощность зоны сульфидных вод в Бельской впадине > 1000 м, на глубине 300–500 м в тектонически нарушенной зоне в известняках карбона могут быть обнаружены рассолы с более высокими М и концентрацией H₂S. Это согласуется с данными по Кинзобулатовской нефтегазодобывающей площади, где скважиной на глубине 645–668 м были вскрыты рассолы, содержащие 3 г/л H₂S.

Анализ поведения главных ионов в МВ с различной М свидетельствует о том, что ее рост прак-

тически всецело обеспечивается за счет Na и Cl, увеличивающихся соответственно от 0.8 до 25.5 и от 1.2 до 39.2 г/л. С увеличением М несколько возрастают концентрации ионов SO₄²⁻ (0.2–3.0 г/л), Ca²⁺ (0.1–0.7 г/л) и Mg²⁺ (0.02–0.3 г/л). Однако относительное их содержание неуклонно снижается (%): SO₄²⁻ – 8.0–4.5; Ca²⁺ – 12.3–2.6; Mg²⁺ – 4.2–1.8. Исключение составляет ион HCO₃⁻, индифферентный к росту М. Подобное поведение компонентов указывает на то, что формирование геохимической гаммы сульфидных вод осуществляется в результате смешения Cl-Na рассольных и HCO₃-Ca пресных вод (рис. 7).

Как видно, серия промежуточных вод Красноустьского месторождения, образующихся в результате смешения, как и для ранее описанного Ассинского месторождения, подчиняется линейной зависимости. Фигуративные точки ионного состава водных смесей находятся на прямой, соединяющей фигуративные точки исходных вод, или близки к ней. Линии тренда Na⁺ и Cl⁻ почти совпадают, свидетельствуя о том, что источником этих ионов является выщелачивание галита. Это отвечает условиям формирования H₂S-вод в слабопромытых засоленных каменноугольных породах лагунно-морского происхождения в гидрогеодинамической зоне затрудненного водообмена на глубине от 400–600 м. P-T параметры этой зоны и литолого-геохимическая обстановка в ней (карбонатные породы с включениями сульфатов и ОВ, восстановительная среда и др.) благоприятны для образования H₂S + HS⁻ за счет процесса биохимической сульфатредукции.

Судя по всему, исходными для Красноустьских МВ являются Cl-Na H₂S-рассолы с М до 280 г/л, rNa/rCl – 1.0, rSO₄100/rCl – 1.6–2.4, низкими концентрациями Br⁻ (<40 мг/л, Cl/Br – 4100), вскрытые на передовых складках Урала на глубине до 1500 м на нефтегазодобывающих площадях в известняках нижнего карбона скважинами Архлатышской (№ 1, 5), Саятбабинской (№ 1, 4) и Таушской (№ 1).

Вместе с тем скважинами 4 Иштугановской, 18 Мурадымовской, 2 и 4 Архлатышской площадей (см. рис. 1), находящихся в близких структурно-тектонических условиях в верхнедевонско-турнейских отложениях, обнаружены азотно-метановые Cl-Ca-Na рассолы с М до 203 г/л, отношениями rNa/rCl – 0.53–0.56, rSO₄100/rCl – 0.16–0.37, содержанием CaCl₂ – 33–41%. Ассоциирующаяся с рассолами нефть, судя по ее невысокой плотности (0.864 г/см³), не претерпела существенных изменений. Эти данные позволяют геохимически и генетически идентифицировать их с рассолами нефтеносных пластов среднего-верхнего девона Волго-Уральской области. Они имеют седиментогенно-эпигенетическое происхождение и образовались в результате процессов метасома-

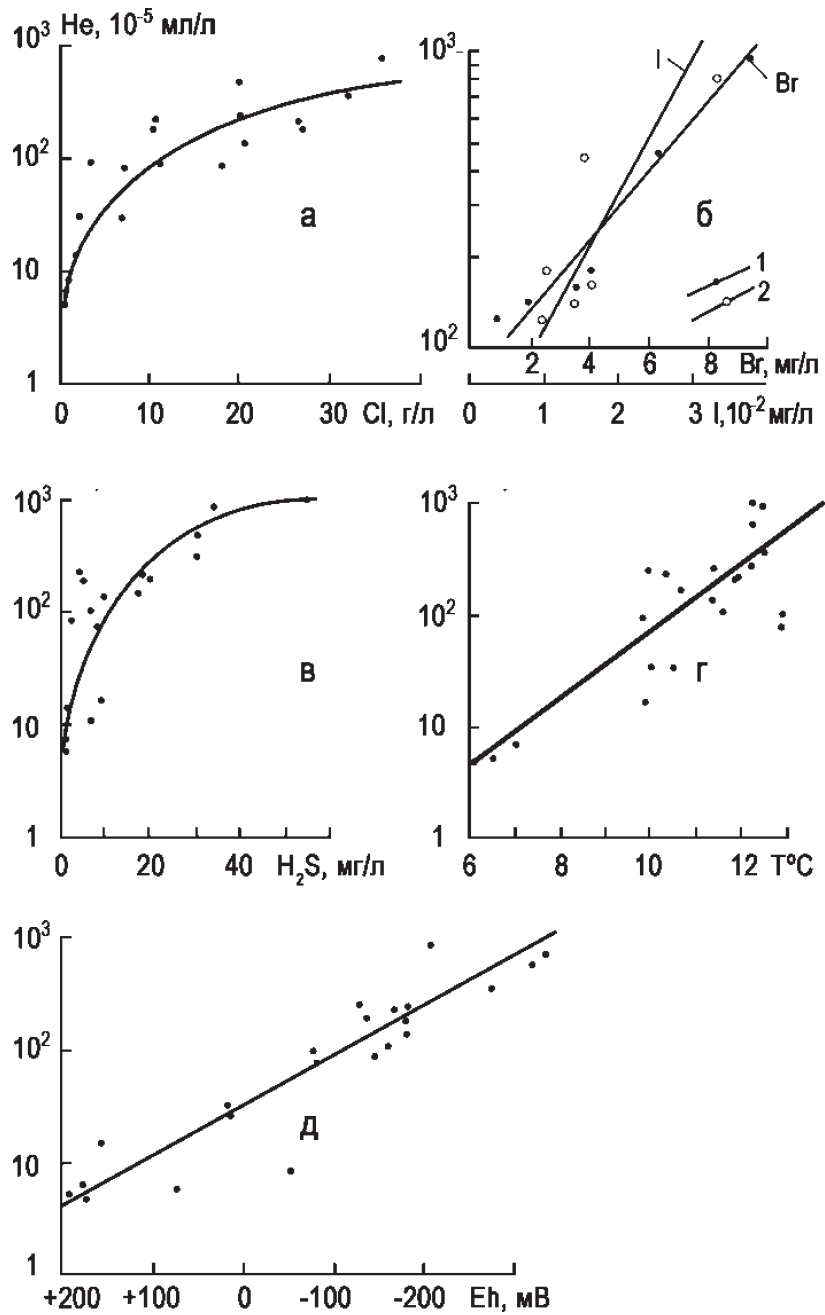


Рис. 8. Связь He с физико-химическими параметрами Красноусольских МВ.

а – Cl, б – Br (1) и I (2), в – H₂S, г – T, д – Eh.

Fig. 8. He communication with physical and chemical parameters in Krasnousol'sk mineral waters.

а – Cl, б – Br (1) and I (2), в – H₂S, г – T, д – Eh.

тической доломитизации известняков под воздействием Cl-Mg-Na рассолов лагунно-морских палеобассейнов палеозоя (Попов, 2000).

Глубинный генезис Красноусольского месторождения сульфидных МВ подтверждается наличием в них высоких концентраций корового (радио-генного) He (до 10⁻² мл/л), обнаруживающего четкие корреляционные связи с Cl⁻, H₂S, I⁻, Br⁻, T и Eh

(рис. 8). Природа этих физико-химических параметров различна. Общей же чертой их служит то, что они своей миграцией обязаны единому газово-жидкому флюиду, разгружающемуся с глубины в приповерхностную зону. В ней судьба термогидрогеохимических параметров расходится в связи с перераспределением вещества между твердой, жидкой и газовой фазами.

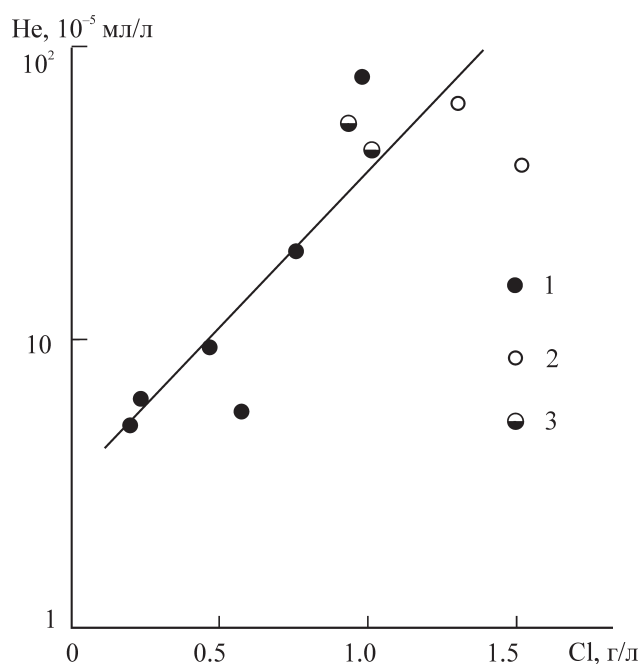


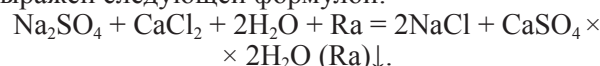
Рис. 9. Связь He с Cl в водах Тереклинских (1), Таш-Астинских (2) и Аскынского (3) источников.

Fig. 9. Communication He–Cl in the water Terekly (1) Tash Astin (2) and Askyn (3) sources.

На Красноуловском месторождении помимо сероводородных вод обнаружены также и радоновые воды, обладающие специфическими геохимическими особенностями. Слабодобитный (0.2 л/с) бессульфидный радоновый источник ($Rn = 14\text{--}25$ нКи/л) в виде грифона соленой ($M = 7.6\text{--}13.5$ г/л) воды выбивает из-под аллювия р. Усолка. Солевой состав ее следующий (%): NaCl – 81.4–85.9; $MgCl_2$ – 3.8–4.2; $CaCl_2$ – 1.6–6.7; $CaSO_4$ – 4.4–4.9; $Ca(HCO_3)_2$ – 1.6–3.9. Обращает на себя внимание повышенная T (10.5°C), переходные значения окислительно-восстановительного потенциала ($Eh = +50$ мВ), а также наличие в воде соли $CaCl_2$, позволяющее отнести ее к хлоркальциевому типу, являющемуся основным геохимическим типом глубокозалегающих подземных вод.

Высокие концентрации Rn в воде связаны с наличием в верхней части геологического разреза вторичных эманулирующих коллекторов, образованных Ra . Это подтверждается высокими концентрациями Rn (до 70 нКи/л и более) в водах карбонатных пород вблизи контакта их с четвертичными песчано-глинистыми отложениями. Причем с глубиной содержание Rn резко падает до десятых долей нКи/л. Подобный механизм обогащения радоном МВ при выходе их на поверхность в толще аллювия известен на месторождениях Цхалтубо (Большой Кавказ), Усть-Кут (Восточная Сибирь) и Джеты-Огуз (Тянь-Шань).

Само же образование вторичных эманулирующих коллекторов, по нашему мнению, связано с соосаждением Ra с кальциевыми солями при смешении поднимающихся с глубины субтермальных рассолов Cl–Ca типа с холодными пресными водами SO_4 –Na типа, циркулирующими в верхней части разреза Усольской антиклинали. Этот процесс может быть выражен следующей формулой:



Отсюда становится понятным, почему вблизи выхода единственного источника с водой Cl–Ca типа и были обнаружены МВ с наиболее высоким содержанием Rn . Не исключено, что определенную роль в накоплении Rn в МВ также играют эманулирующие коллекторы, образованные Ra , сорбированным самими глинистыми породами из хлоридных рассолов.

Очевидно, струи рассолов, формирующих сульфидные и радоновый источники Красноуловска, поднимаются по тектоническим трещинам с разных глубин (>500–600 м), не смешиваясь друг с другом. Этим объясняется специфический ионно-солевой и газовый состав воды Rn источника и отсутствие прямой корреляции между M и содержанием отдельных компонентов, присущей сульфидным источникам месторождения (см. рис. 7). Наличие глубинной составляющей в воде Rn -источника подчеркивается содержанием в ней He ($3.1 \cdot 10^{-4}$ мл/л), что на порядок выше фоновой концентрации.

Тереклинское, Таш-Астинское и Аскынное проявления МВ представлены источниками, вытянутыми цепочкой вдоль выхода на поверхность Ковардинского надвига, простирающегося в субмеридиальном направлении к югу от хр. Кара-Тау по границе Бельской депрессии Предуральяского прогиба с передовыми складками Урала (см. рис. 1). Они представляют мощные (дебит каждого – 50–90 л/с) восходящие струи из открытых трещин в известняках среднего карбона.

Минеральные источники имеют Cl–Na и HCO_3 –Cl–Na состав, $M = 0.9\text{--}3.0$ г/л. Концентрация NaCl достигает 2.5 г/л, что почти на два порядка выше, чем в фоновых HCO_3 –Ca водах, не связанных с разгрузкой глубинных растворов. Среди азотных газов в небольшом количестве (2.5–3.0 мг/л) установлен O_2 , что определяет положительные, но невысокие значения Eh (+35...+165 мВ). Реакция среды околонейтральная и слабощелочная ($pH = 7.0\text{--}7.6$). Судя по ионно-солевому составу и величине генетических коэффициентов $r_{Na/rCl} \geq 1$ и $Cl/Br > 300$, воды инфильтрационные. Концентрации Br^- и I^- в них низкие – соответственно 0.88–2.18 и 0.001–0.002 мг/л.

Источники обладают повышенной T (до 9.7–10.5°C), что на 5–6°C выше, чем в первом от поверхности горизонте. Содержание He в водах на 1–2 порядка превышает фоновое – $2.2 \cdot 10^{-4}\text{--}1.1 \cdot 10^{-3}$. Связь He с Cl⁻ (M) и T – положительная (рис. 9).

С учетом этих данных и гидродинамики потока глубина разгрузки вод, питающих источники, определена в 200–400 м.

Аномалии He в минеральных источниках, как и на Красноусольском месторождении, сопровождаются аномалиями генетически связанного с ним Rn ($Ra^{226} \rightarrow Rn^{222} + He^4$), содержание которого достигает 25 нКи/л.

Исследование поверхностных геотермальных явлений Южного Урала и Предуралья показало их различное происхождение. На инъекционных месторождениях и проявлениях МВ Южного Урала тепловые аномалии всегда сопровождаются гидрогеохимическими, в том числе He-аномалиями. В этой ситуации причиной повышенной T является конвективный вынос тепла из глубинного (эндогенного) теплогенерирующего источника.

К совершенно другому типу относятся геотермальная аномалия горы Янгантау, находящаяся в Юрюзано-Айской впадине Предуральского прогиба. В ядре термоаномалии, сложенном битуминозными мергелями янгантауской свиты артинского яруса нижней перми, на глубине 80 м зафиксирована максимальная T (380–400°C). В 200–250 м от термального ядра на берегу р. Юрюзань из мергелей вытекают субтермальные (T до 20°C) источники, имеющие низкую M (0.7–0.8 г/л) и $HCO_3-SO_4-Mg-Ca$ состав. В газовом составе в высоких концентрациях (до 8.0 мг/л) присутствует O_2 (рис. 10).

Исследования В.Н. Пучкова и Р.Ф. Абдрахманова (2003) показали, что формирование Янгантауского геотермального феномена происходит в многофазной системе “атмосферные осадки–воздуховодной пар–битуминозные породы” и вызвано окислением (горением) битуминозного вещества карбонатных пород при участии O_2 воздуха. Низкие (фоновые) концентрации He в воде источников – $(4.9–5.9) \cdot 10^{-5}$ мл/л – определенно свидетельствуют в пользу экзогенной природы уникальных газовых терм горы Янгантау. На это также указывает и тот факт, что по мере роста T воды (6.0–18.5°C) наблюдается уменьшение содержания O_2 (8.0–1.5 мг/л) в связи с его расходом на окислительные процессы. Легко видеть также, что He индифферентен к росту T , а кривые поведения T и Eh воды, соотношенные с содержанием O_2 , имеют зеркально противоположный характер: поглощение O_2 сопровождается закономерным снижением Eh (+240...+70 мВ) (Попов, Егоров, 1990).

Мулдаккульское месторождение МВ в геолого-структурном отношении находится в Кизильском синклинии, занимающем центральную часть Магнитогорского синклиория на восточном склоне Южного Урала. Синклиорий осложнен структурами более мелкого порядка, к одной из которых – Мулдаккульской синклинали – и приурочено месторождение МВ. В ядре складки залегают терригенные породы (загипсованные песчаники,

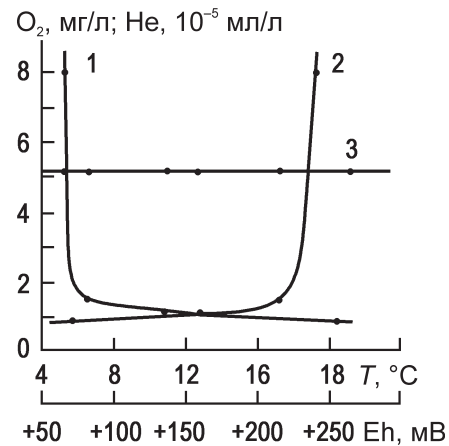


Рис. 10. Связь O_2 и He с T и Eh в водах Янгантауских источников.

1 – T , 2 – Eh, 3 – He.

Fig. 10. The dependence of O_2 and He from the temperature and Eh in the Yangantau waters.

1 – T , 2 – Eh, 3 – He.

алевролиты, аргиллиты, конгломераты) янгельской свиты (C_3-P_1) мощностью >500 м и известняки кизильской свиты (C_1v-n) мощностью 2600–2800 м. Крылья синклинали сложены вулканогенно-осадочными образованиями (кремнистые сланцы, алевролиты, туфоконгломераты, песчаники с прослоями эффузивов) мощностью 1200–1500 м, также принадлежащими к кизильской свите. На палеозойских породах залегает мезозойско-кайнозойская глинистая кора выветривания (<60 м). Западное крыло Мулдаккульской синклинали осложнено Смеловским разломом и более мелкими оперяющими тектоническими нарушениями типа надвигов, по плоскостям которых известняки C_1v-n надвинуты на песчано-сланцевую толщу C_3-P_1 .

МВ приурочены к песчаникам янгельской свиты и вскрыты скважинами глубиной 100–500 м, расположенными в котловине оз. Мулдаккуль. Они тяготеют к трещинам тектонически активного Смеловского разлома в зоне контакта C_3-P_1 и C_1v-n . Глинистая кора выветривания и прослои водоупорных алевролитов и аргиллитов среди песчаников C_3-P_1 обуславливают напорный характер трещинно-пластовых вод. Величина напора вод увеличивается с глубиной и достигает 150 м, в результате чего в понижениях рельефа скважины самоизливаются. Восходящая разгрузка МВ по зоне разлома осуществляется в озерную котловину Мулдаккуль, что подтверждается гидрогеодинамическими и гидрогеохимическими данными. Область питания МВ инъекционного месторождения находится в погруженных частях Мулдаккульской синклинали.

В результате восходящей разгрузки по зоне разлома глубинных рассольных вод и смешения их с

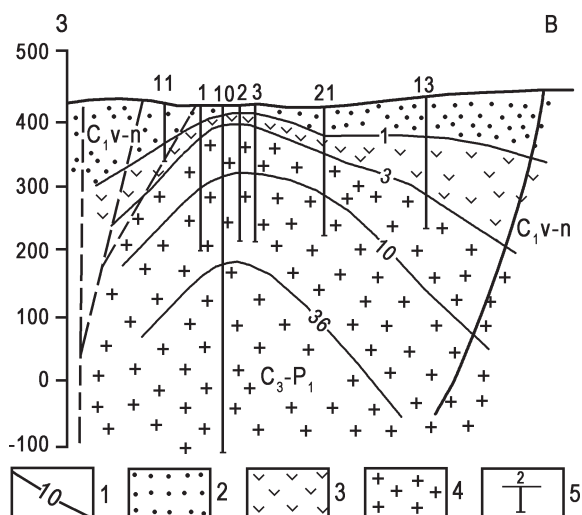


Рис. 11. Гидрогеохимический разрез в районе оз. Мулдаккуль.

1 – изолиния М воды (г/л); 2–4 – гидрогеохимические зоны: 2 – гидрокарбонатная, 3 – сульфатно-хлоридная, 4 – хлоридная; 5 – скважина и ее номер.

Fig. 11. Hydrogeochemical section in the area of the Lake Muldakkul'.

1 – contour line of water mineralization (g/L); 2–4 – hydrogeochemical zone: 2 – hydro-carbonaceous, 3 – sulfate-chloride, 4 – chloride; 5 – well, and its number.

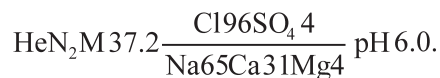
пресными инфильтрационными водами в котловине оз. Мулдаккуль в янгельском комплексе сформировалась контрастная куполовидная гидрогеохимическая аномалия (рис. 11), имеющая зональное строение.

Верхняя зона мощностью 50–80 м представлена $\text{SO}_4\text{-HCO}_3$ и Cl-HCO_3 водами с $M = 0.4\text{--}1.0$ г/л. Они принадлежат к гидрокарбонатно-натриевому (содовому) или сульфатно-натриевому гидрогеохимическим типам, по классификации Е.В. Посохова (1975). Содержание в водах специфической соли NaHCO_3 достигает 29, а Na_2SO_4 – 15%. Ниже, до глубины 100, иногда 140–180 м, расположена зона $\text{SO}_4\text{-Cl}$ вод хлормагниевого типа с $M = 3$ г/л, иногда выше. Под ней до 500 м и глубже находится зона хлоридных вод хлоркальциевого и хлормагниевого типов с M – до 37.2 г/л. Верхний предел M рассолов в Мулдаккульской синклинали не установлен. Однако, учитывая их седиментационное происхождение, а также то обстоятельство, что садка гипса, который, как указывалось, присутствует в янгельской свите, происходит при солёности воды лагунно-морского бассейна осадконакопления $>135\text{--}150$ г/л, M рассолов в глубоких частях синклинали может намного превышать эту величину.

С глубиной по мере роста M вод наблюдается снижение величины pH (7.0–6.0) и увеличение концентрации свободной CO_2 (13–97 мг/л). Наибо-

лее минерализованная вода, выведенная с глубины 350 м, имеет следующий состав:

Катионный состав вод в пределах всех зон



двух- и трехкомпонентный: Mg-Na, Mg-Ca, Ca-Na, Ca-Mg-Na. Наибольшей сложностью он отличается в верхних зонах пресных и солоноватых вод.

Солевой состав МВ также сложный. Обычно в нем преобладают NaCl , MgCl_2 и CaCl_2 , общий вклад которых в формирование M составляет 70–90%. Подчиненное положение занимают MgSO_4 , CaSO_4 и особенно $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. В водах **Cl-Ca-Na** состава с $M > 15\text{--}20$ г/л содержание специфической соли CaCl_2 , определяющей хлоркальциевый геохимический тип вод, достигает 30%. Однако наиболее обогащены CaCl_2 (50–70%) воды с относительно невысокой M (2.4–4.6 г/л), залегающие на глубине 60–180 м. Эта соль, как известно, отражает глубинную обстановку формирования подземных вод с квазистойным гидродинамическим режимом, показателем которой также является коэффициент метаморфизации $r\text{Na}/r\text{Cl}$. В исследуемых водах он снижается до 0.7–0.5, т.е. меньше, чем для нормальной морской воды ($r\text{Na}/r\text{Cl}$ 0.87). МВ отличаются повышенным содержанием микроэлементов таласогенного и биогенного происхождения (Br – до 15.4, I – до 2, H_3BO_3 – до 10.3 мг/л) и органических веществ (17.6–23.6 мг/л). Вода самого озера Мулдаккуль, в которое происходит глубинная разгрузка МВ, имеет $\text{SO}_4\text{-Cl-Mg-Na}$ состав и $M = 14\text{--}25$ г/л.

Для решения вопроса о формировании и генезисе МВ большой интерес представляют результаты гелиевых и изотопных исследований.

Приповерхностное гелиевое поле Магнитогорского мегасинклинория в районе Мулдаккульского месторождения, как и на территории других гидроинжекционных месторождений Южного Урала, отличается сложным характером распределения He: амплитуда его концентрации в водах кизильской, уртайской и янгельской свит достигает трех порядков, т.е. $n(10^{-5}\text{--}10^{-2})$ мл/л. Фоновые концентрации He – $(4\text{--}6)10^{-5}$ мл/л свойственны пресным и слабосоленатым $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$ и $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na-Ca}$ трещинно-грунтовым водам зоны выветривания, формирующимся за счет общих литолого-гидрогеохимических процессов в системе “вода–порода”.

В противоположность им концентрация He в хлоридных соленых водах янгельской свиты зоны Смеловского разлома достигает $3 \cdot 10^{-2}$ мл/л. Причем по мере удаления от него гелиеносность подземных вод резко снижается и не превышает фоновых значений в неглубоко залегающих инфильтрационных водах атмосферного питания (рис. 12). Такое поведение He служит неопровержимым свидетельством разгрузки глубинных вод по проницаемой зоне тектонического нарушения. Глубина фор-

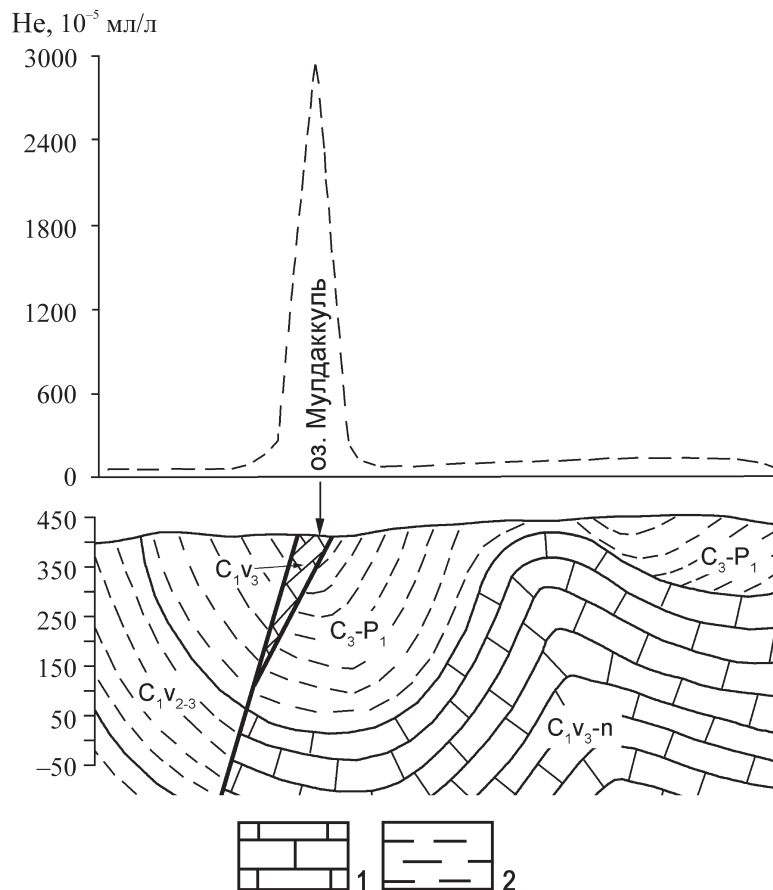


Рис. 12. Не аномалия в зоне Смеловского разлома.

Кизильская свита: $C_{1v_{2-3}}$ – кремнистые сланцы, алевролиты, песчаники, туфоконгломераты; C_{1v_3} – известняки серые, светло-серые; $C_{1v_{3-n}}$ – известняки розоватые, брекчированные; янгельская свита: C_{3-P_1} – сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты. 1 – известняки, 2 – терригенные породы.

Fig. 12. He anomaly in Smelovskiy fault zone.

Kizilskaya Formation: $C_{1v_{2-3}}$ – siliceous shales, siltstones, sandstones, tuff-conglomerates; S_{1v_3} – gray and light gray limestones; $C_{1v_{3-n}}$ – pinkish limestones, brecciated; Yangelskaya Formation: C_{3-P_1} – shales, siltstones, sandstones, conglomerates. 1 – limestones, 2 – terrigenous rocks.

мирования разгружающихся по трещинам Смеловского разлома в приповерхностную зону седиментогенных рассолов, по данным гелиеносности МВ, достигает 1000 м и более. Важно указать, что в придонном слое воды оз. Мулдаккуль на глубине 3.4 м также установлено повышенное содержание Не ($1.84 \cdot 10^{-4}$ мл/л), что подтверждает наличие глубинного источника питания озера подземными МВ.

МВ Мулдаккульского месторождения отличаются не только ионно-солевым, микрокомпонентным и газовым составом, но и изотопным составом О и Н растворителя H_2O , отражающим условия их формирования и генезис. На рис. 13 показано положение фигуративных точек Мулдаккульских МВ относительно линий Крейга метеогенных вод и седиментогенных рассолов.

Инфильтрационные Cl-Na рассолы обладают пониженными и низкими концентрациями дейте-

рия ($\delta D\text{‰} = -110 \dots -170$) и, таким образом, сильно отличаются от океанической воды ($\delta D_{SMOW} = 0$ и $\delta^{18}O_{SMOW} = 0$). Метеогенная природа растворителя подчеркивается близостью фигуративных точек Cl-Na рассолов к линии Крейга атмосферных и поверхностных вод суши. Фигуративные точки седиментогенно-эпигенетических Cl-Ca рассолов тяготеют к прямой, расположенной правее линии Крейга. По изотопии они “утяжелены” относительно Cl-Na рассолов ($\delta D\text{‰} = -90 \dots -20$) и “облегчены” по сравнению с водой Мирового океана.

Исследуемые Мулдаккульские МВ занимают промежуточное положение ($\delta D\text{‰} = -101 \dots -78$, $\delta^{18}O\text{‰} = -11 \dots -13$), располагаясь между линиями инфильтрационных и седиментогенных рассолов, что свидетельствует об их смешанном инфильтрационно-седиментогенном происхождении. Это хорошо согласуется с генезисом общего ионно-солевого

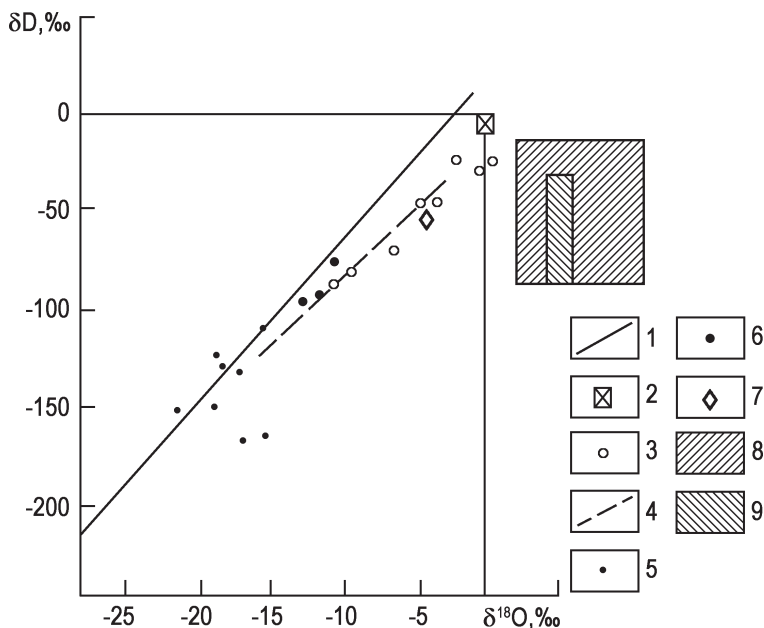


Рис. 13. Мулдаккульские МВ на диаграмме изотопного состава генетических типов природных вод.

1 – линия Крейга метеогенных и поверхностных вод, 2 – стандарт океанической воды (SMOW), 3 – седиментогенные хлоридные кальциевые рассолы, 4 – линия хлоридных кальциевых рассолов, 5 – инфильтрогенные хлоридные натриевые рассолы, 6 – Мулдаккульские минеральные воды, 7 – вода оз. Мулдаккуль, 8 – метаморфогенные воды, 9 – ювенильные воды.

Fig. 13. Muldakkul' mineral waters on the diagram of the isotopic composition of genetic types of natural waters.

1 – Craig line of meteorogenic and surface water, 2 – Standard ocean water (SMOW), 3 – sedimentogene calcium chloride brines, 4 – line of calcium chloride brines, 5 – infiltragene sodium chloride brines, 6 – Muldakkul' mineral waters, 7 – Lake Muldakkul' water, 8 – metamorphogenic waters, 9 – juvenile waters.

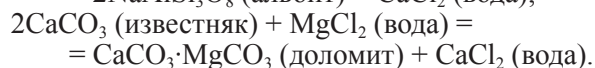
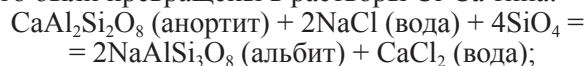
состава МВ. Вместе с тем МВ месторождения на рассматриваемом графике значительно удалены от поля, занимаемого ювенильными водами, которые на Урале не установлены и с которыми они генетически не связаны. Это же касается и метаморфогенных растворов. Несмотря на широкое развитие вулканогенно-осадочных толщ в девоне Магнитогорского синклинория, воды этого генетического типа в пределах изученных глубин не сохранились до настоящего времени.

Отличается по изотопному составу и вода Мулдаккуля, для которой $\delta D_{\text{‰}} = -52.7$, $\delta^{18}O_{\text{‰}} = -4.5$. Положение фигуративной точки озера на рис. 13 указывает на подверженность воды значительному испарительному концентрированию, что связано с засушливым климатом Южного Зауралья, вызвавшего развитие процессов континентального засоления.

Литолого-фациальный облик терригенных и карбонатных толщ каменноугольного и раннепермского возраста указывает на широкое развитие в районе Мулдаккульского месторождения МВ морских и лагунно-морских палеобассейнов с водами Cl-Mg-Na состава повышенной солености ($M = 36\text{--}150$ г/л и выше). Лагунно-морские бассейны с солеными и рассольными водами, судя по па-

леогеографическим данным, существовали также и в нижнем карбоне. Литогеохимическим наследием их являются мощные терригенно-карбонатные за-гипсованные толщи турнейского и визейского ярусов карбона. Поэтому следует полагать, что высокоминерализованные седиментогенные воды свойственны не только янгельской свите, но и залегающим глубже осадочным комплексам палеозоя.

В ходе осадконакопления талассогенные растворы карбона и нижней перми были захоронены в породах и явились первоосновой подземных седиментогенных вод. В дальнейшем на стадии эпигенеза Cl-Mg-Na рассолы подверглись метаморфизации в системе “вода–порода” *in situ*, а также в ходе перемещения по вышележащим породам, вследствие чего были превращены в растворы Cl-Ca типа:



К процессам метаморфизации могли быть причастны и приведенные раньше обменно-адсорбционные реакции по схеме $\text{Na}^+ \text{ (вода)} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} \text{ (адс.)}$ и $\text{Mg}^{2+} \text{ (вода)} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} \text{ (адс.)}$.

Геостатическое сжатие пород вызвало поступление поровых и связанных вод в коллекторы, увели-

чение в них пластовых давлений и, как следствие, восходящую миграцию Cl-Ca-Na рассолов по проницаемому Смеловскому разлому в приповерхностную зону, где произошло смешение их с маломинерализованными инфильтрационными SO_4-HCO_3 -Ca водами. Ионобменные процессы между водой и породой протекают не только в глубинных условиях, но и в верхних частях янгельского разреза, куда поступают с глубины Cl-Mg-Na растворы. На это, в частности, указывает очень высокое содержание в МВ $CaCl_2$ (до 50–70%) на относительно небольших глубинах (60–180 м).

Выполненный статистический анализ гидрогеохимических данных подтвердил выводы, касающиеся источников компонентов ионно-солевого состава МВ и их происхождения. С позиции инфильтрационно-седиментогенной концепции формирования вещественного состава МВ Мулдаккульского месторождения вполне закономерны корреляционные зависимости между их отдельными геохимическими показателями. Очень сильные, близкие к функциональной положительные связи ($R = 0.91-0.99$) характерны для пар $M-Cl^-$, $M-Na^+$, $M-Ca^{2+}$, Cl^-Na^+ и Cl^-Ca^{2+} . Они объясняются тем, что в ходе процесса смешения рассолов и пресных вод в промежуточных водах изменяются концентрации ионов, но не претерпевают существенных изменений соотношения между ними. Ведущая роль глубинной составляющей при этом подчеркивается тесной зависимостью ($R = 0.75-0.79$) минерализации и концентрации перечисленных ингредиентов от глубины залегания МВ (рис. 14).

Поскольку существование в палеозойской истории Магнитогорского мегасинклинория морских бассейнов с водой Cl-Ca типа крайне маловероятно, тесная зависимость между Cl^- и Ca^{2+} объясняется, скорее всего, кинетикой процесса доломитизации, при котором происходит стехиометрический обмен Mg^{2+} воды на Ca^{2+} известняков, в результате чего Mg^{2+} утрачивает ранее принадлежащую ему связь с Cl^- ($R = 0.52$), а Ca^{2+} ее приобретает ($R = 0.86$).

Анализ процесса смешения Мулдаккульских минеральных вод (рис. 15) показал, что поведение ионов Cl^- и Na^+ , а также HCO_3^- и SO_4^{2-} (не показанных на графике ввиду их низкого содержания) соответствует закону Огильви. Это означает, что при взаимодействии исходных пресных SO_4-HCO_3 -Ca вод с Cl-Ca-Na рассолами **существенного вывода** вещества из раствора в виде твердой или газовой фаз не происходит. Однако не вполне отвечает линейному закону смешения распределение ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} и отчасти Na^+ . Причем в смешанных водах точки Ca^{2+} (скв. 2, 3, 4, 5) и Na^+ (скв. 2) на графике располагаются ниже соответствующих линий тренда. Напротив, концентрация Mg^{2+} в водах этих скважин оказалась несколько выше, чем это следует из линейного закона. Такое соотношение между ионами объясняется их участием в указанных выше

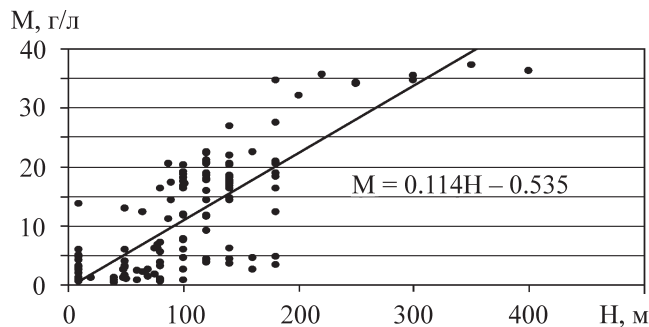


Рис. 14. Увеличение минерализации подземных вод с глубиной.

Fig. 14. Diagram of increasing salinity in groundwater with depth.

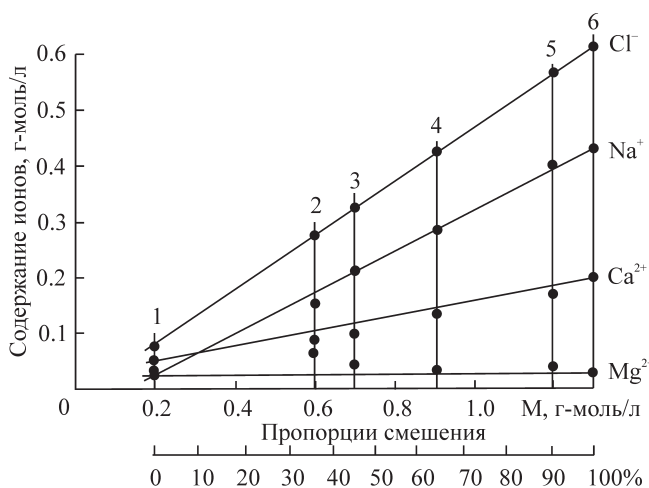


Рис. 15. График смешения Мулдаккульских МВ.

1 и 6 – исходные воды, 2–5 – смешанные МВ.

Fig.15. The mixing diagram of Muldakkul' mineral waters.

1 and 6 – initial waters, 2–5 – mixed mineral waters.

обменных реакций, протекающих между породами и лагунно-морскими водами в глубинных условиях, а также по мере их перемещения к поверхности. Эти реакции носят эквивалентный характер, что подтверждается близкими величинами молярных концентраций сорбированных Ca^{2+} и Na^+ , с одной стороны, и гидратированного Mg^{2+} – с другой ($rCa^{2+} + rNa^+ = rMg^{2+}$).

Таким образом, в результате инъекционных процессов, вызвавших смешения глубинных Cl-Mg-Na (Ca-Na) рассолов с HCO_3 -Ca и Cl- HCO_3 -Na-Ca водами зоны экзогенной трещиноватости, образовалась геохимическая гамма Мулдаккульских МВ оригинального ионно-солевого состава.

О геохимическом состоянии флюидов более глубоких частей недр Кизильской структурно-форма-

ционной зоны Южного Урала можно судить по результатам опробования скважин Уральской нефте-разведочной площади (см. рис. 1). На глубине 2020–3932 м в нижнекаменноугольных вулканогенно-осадочных породах автохтонной части разреза установлены метановые рассолы Cl-Na-Ca состава с M 18.7–65.9 г/л, концентрацией Br – 51.8 мг/л. С ними ассоциируются нефте-, газо- и битумопроявления, свидетельствующие о возможной нефтегазоносности недр. Судя по величинам отношений r_{Na}/r_{Cl} (0.41–0.64) и Cl/Br (196), исходными для этих вод (разбавленных буровым раствором) явились седиментогенные рассолы каменноугольного палеобассейна, захороненные в породах и претерпевшие метаморфизацию в прямом направлении (с образованием $CaCl_2$).

На железорудных и медноколчеданных месторождениях Магнитогорской синформы (Подольском, Теченском, Естюнинском и др.) на глубине 780–1235 м в эффузивной формации девона установлены соленые Cl-Na и Cl-Ca-Na воды с $M = 3–9$ г/л, газами УВ-состава ($CH_4 + TU$ 70.1%). Они имеют геохимический облик талассогенных растворов, в разной степени измененных за счет эпигенетических процессов. Невысокая M объясняется разубоживанием седиментогенных вод, проникших в рудовмещающие эффузивы из окружающих осадочных пород, метеогенными водами в неотектонический этап развития Урала (Абдрахманов и др., 2013).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследований позволяют утверждать, что Южный Урал не является гидрогеохимически однозональной структурой: заключенные в его недрах газово-жидкие флюиды имеют не только широтную и высотную геохимическую поясность, но и глубинную зональность, которая принадлежит к категории фундаментальных свойств земной коры и составляет один из главных законов существования воды в недрах Земли. Кислородно-азотные маломинерализованные HCO_3 -Ca воды зоны гипергенеза на глубине > 500–1000 м сменяются азотными (сероводородно-азотными) солеными Cl-Na водами, а глубже 2000–3000 м – метановыми рассолами Cl-Ca типа, содержащими спектр галофильных и биофильных микроэлементов. Рассолы связаны с осадочными, метаосадочными и вулканогенно-осадочными толщами палеозоя и позднего протерозоя, которые в силу надвигового (аллохтонного) строения оказались тектонически и литологически экранированными от воздействия гипергенных факторов. В своем большинстве рассолы являются продуктом седиментогенеза в талассогенных палеобассейнах различной солености и последующей метаморфизации в породах за счет эпигенетических процессов.

В отличие от пресных подземных вод зоны гипергенеза месторождения МВ глубинного геохи-

мического облика на Южном Урале представляют исключительно редкое явление. К ним принадлежат Красноусольское – в Зоне передовых складок, Ассинское – в Инзерском синклинии Центрально-Уральского поднятия и Мулдаккульское – в Магнитогорском мегасинклинии. Несмотря на различную структурно-формационную принадлежность и геохимический облик МВ, они объединены одной общей особенностью, определяющей закономерности их формирования и размещения. Она состоит в том, что эти месторождения относятся к гидроинжекционному типу, генетически связанному с восходящей разгрузкой по зонам разломов под действием гидростатических сил и геостатического давления в разной степени глубинных вод в вышележащие комплексы и в приповерхностную зону.

В результате смешения глубинных рассолов с маломинерализованными водами зоны интенсивной циркуляции образуется широкая гамма МВ, различающихся по макро-, микрокомпонентному и газовому составу. Геохимическое состояние их определяется процессами, протекающими в зоне катагенеза со свойственными ей P - T условиями, с одной стороны, и в приповерхностной зоне гипергенеза, находящейся под влиянием экзогенных факторов, – с другой. Глубинная составляющая Мулдаккульских и Ассинских МВ представлена талассогенными солеными водами и рассолами, захороненными в осадочных породах рифея и палеозоя и претерпевшими метаморфизацию в прямом направлении на стадии эпигенеза, а Красноусольских МВ – инфильтрационными сульфидными рассолами. Экзогенной компонентой МВ являются маломинерализованные HCO_3 -Ca воды, образующиеся под воздействием углекислотного выщелачивания силикатных или карбонатных пород.

Процессы смешения различных геохимических и генетических типов подземных вод в основном подчиняются одной для всех гидроинжекционных месторождений и проявлений МВ Южного Урала зависимости – линейному закону Огильви, описывающему связь M с компонентами исходных и промежуточных вод. Однако полного соответствия между этими геохимическими параметрами нет в связи с бифуркацией растворенного вещества в зоне гипергенеза. При этом одна часть ингредиентов (Cl^- , I^- , Br^- , Ca^{2+} , Na^+ , N_2 и др.) остается в гидратированном состоянии, другая часть выводится из раствора в виде твердой или газовой фазы. Геохимическая судьба последних такова: не диссипирует в космическое пространство; ^{222}Rn , являющийся короткоживущей эманацией ^{226}Ra , удаляется из раствора путем дегазации и распада на другие изотопы; H_2S окисляется до серы и сульфат-иона, что в свою очередь вызывает снижение концентрации O_2 и сдвиг Eh в положи-

тельную область. Кроме того, катионогенные компоненты участвуют в обменно-адсорбционных процессах, сочетающих поглощение и воспроизводство растворенного вещества.

Формирование химического состава МВ осуществляется в многокомпонентных гетерогенных литолого-гидрогеохимических системах: “сидиментогенные воды–инфильтрогенные воды–карбонатно-терригенные породы”. Основными процессами, протекающими в этих системах, помимо смешения вод, являются: захоронение в осадочных породах талассогенных растворов, конгруэнтное растворение и экстракция карбонатных и сульфатных солей, инконгруэнтные аб- и адсорбционные взаимодействия (гидролиз, альбитизация, доломитизация, ионный обмен).

Наличие глубинной составляющей в МВ подтверждается их повышенной T (до 15.5°C) и высокими концентрациями корового (радиогенного) He ($n \cdot 10^{-3}$ – $n \cdot 10^{-2}$ мл/л) – одного из наиболее информативных показателей глубинных процессов, на 2–3 порядка превышающими атмосферный фон ($5 \cdot 10^{-5}$ мл/л). Причем аномальные концентрации He в МВ уральских месторождений имеют близкую величину ($n \cdot 10^{-2}$ мл/л), что вместе с гидрогеотермическими данными позволяет считать, что “корни” гидроинжекционных месторождений, откуда осуществляется конвективно-фильтрационный перенос газовой флюиды, находятся на глубине порядка 1000 м.

Несмотря на различный генезис He и других гидратированных компонентов, миграционная судьба He в гидrolитосфере теснейшим образом связана с флюидом-носителем – подземными водами. Поэтому He в МВ всегда имеет тесные корреляционные связи с физико-химическими параметрами водной среды: M , Cl^- , Br^- , H_2S , T , Eh и др. Это, с одной стороны, свидетельствует о разбавлении термальных глубинных рассолов, формирующихся в восстановительной геохимической обстановке, холодными пресными O_2 -содержащими водами, а с другой – о совместной миграции He и подземных вод в виде единого газовой флюида с глубины по зонам тектонических нарушений.

Эффективность использования He -критерия для выяснения закономерностей формирования гидроминеральных месторождений значительно усиливается при сочетании водно-гелиевых, гидрогеохимических и гидрогеотермических исследований, позволяющих получить наиболее полную и объективную интерпретацию структуры природных He -полей. Благодаря комплексному подходу, в частности, была подтверждена концепция происхождения термальных явлений горы Янгантау за счет окислительных экзотермических процессов.

Авторы выражают благодарность ст. науч. сотр. ИГ УНЦ РАН, канд. биол. наук. А.О. Полевой за содействие в подготовке статьи к изданию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. (1999) Минеральные лечебные воды Башкортостана. Уфа: Гилем, 298 с.
- Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. (2010) Геохимия и формирование подземных вод Южного Урала. Уфа: Гилем, 420 с.
- Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г., Пучков В.Н. (2013) Геохимические особенности и происхождение газожидких флюидов Урала. *Докл. АН.* **452**(1), 70-74.
- Голованова И.В. (2005) Тепловое поле Южного Урала. М.: Наука, 189 с.
- Грамаков В.Г., Глебовская В.С., Хайкович И.М. (1965) К теории гелиевого метода поисков месторождений радиоактивных элементов. *Вопросы рудн. геофизики. Вып. 5.* М.: Мингео СССР, 3-19.
- Казанцев Ю.В. (1984) Структурная геология Предуральского прогиба. М.: Наука, 184 с.
- Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швеи В.М. (2012) Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М.: ЦентрЛитНефтеГаз, 672 с.
- Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. (1981) Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 222 с.
- Огильви А.Н. (1925) К вопросу о методике изучения минеральных источников. *Труды Бальнеол. ин-та на КМВ. Т. 2.* Пятигорск, 3-7.
- Петровская Н.Л. (1972.) О влиянии докембрийского фундамента на гелиеносность газовой залежи. *Геология нефти и газа.*(6), 63-66.
- Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. (1979) Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза. *Геотектоника.* (5), 3-23.
- Попов В.Г. (2000.) Литолого-гидрогеохимическая роль плотностной конвекции в седиментационных бассейнах с галогенными формациями. *Литология и полез. ископаемые.* (4), 413-420.
- Попов В.Г., Егоров Н.Н. (1990) Гелиевые исследования в гидрогеологии. М.: Наука, 168 с.
- Посохов Е.В. (1975) Общая гидрогеохимия. Л.: Недра, 208 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н., Абдрахманов Р.Ф. (2003) Особенности газогидро-геотермальных явлений горы Янгантау и прилегающих территорий (Южный Урал). *Литосфера* (4), 65-77.
- Сальников В.Е., Попов В.Г. (1982) Геотермический режим и гидродинамические условия Южного Урала и Приуралья. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* (3), 128-135.
- Файф У., Прайс Н., Томпсон А. (1981) Флюиды в земной коре. М.: Мир, 436 с.
- Якуцени В.П. (1968) Геология гелия. Л.: Недра, 232 с.
- Яницкий И.Н. (1979) Гелиевая съемка. М.: Недра, 95 с.

Рецензент О.Н. Грязнов

Helium criterion for the formation of hydromineral fields in the Southern Urals

R. F. Abdrahmanov, V. G. Popov

Institute of Geology, Ufa Science Centre of RAS

On the basis of theoretical study of helium geology and geochemistry is proved the use of water-helium method in hydrogeochemical and geothermal investigations to determine the regularities of formation of mineral water. Considered geochemical features of Krasnousolsk, Assy and Muldakkul deposits and several manifestations of mineral waters in the Southern Urals. It is proved their origin as a result of injection due to raising through the varying depth tectonic faults mainly depth-seated gas-liquid fluids and their mixing with mineralized waters of supergene zone.

Key words: *Southern Urals, hydromineral deposits, geochemistry, helium, formation, genesis.*