

ГЛУБИННЫЕ ГАЗОВО-ЖИДКИЕ ФЛЮИДЫ УРАЛА: ГЕОХИМИЯ, ФОРМИРОВАНИЕ, ГЕНЕЗИС

Геохимия подземных вод и газов (флюидогеохимия) глубоких зон земной коры горноскладчатых сооружений является одним из новых теоретических направлений гидрогеохимии [Крайнов и др., 2004]. Издавна утвердились представления об орогенных областях в целом и об Урале в частности как о гидрогеологически открытых структурах, в которых доминируют кислородно-азотные пресные гидрокарбонатные воды, формирующиеся под воздействием гипергенных факторов. Глубже зоны региональной экзогенной трещиноватости моноклитные образования считали флюидоупорами, за исключением локальных зон разломов, по которым осуществляется разгрузка напорных вод различного газового состава, обычно с невысокой минерализацией. И только в последние десятилетия в результате бурения глубоких скважин (параметрических, рудо-, нефтепоисковых и др.) были получены некоторые данные, указывающие на то, что горноскладчатые области, в том числе древнейшие дорифейские (Украинская, Балтийская и др.) и древние позднепротерозойские и палеозойские (Казахская, Уральская, Донецкая и др.), не являются гидрогеохимически однозональными структурами. Заключенные в их недрах газово-жидкие флюиды имеют не только широтную и высотную геохимическую поясность, но и вертикальную (глубинную) зональность. Основанием для этого послужило обнаружение под зоной пресных вод, мощность которой в условиях глубокого эрозионного расчленения горного рельефа достигает 500 м и более, соленых и рассольных вод, связанных с различными литолого-генетическими комплексами протерозоя и палеозоя. По поводу природы этих вод были высказаны различные точки зрения: выщелачивание солевого комплекса горных пород, захоронение в них седиментогенных и метаморфогенных вод, внедрение по зонам тектонических нарушений минерализованных вод из смежных платформенных структур, поступление талассогенных растворов наложенных древних и современных бассейнов и др. [Колодий, Кудельский, 1972; Зайцев, 1980; Кирюхин и др., 1989 и др.].

Важно подчеркнуть, что повсеместно развитая на Урале мощная зона пресных вод обычно маскирует находящиеся под ней зоны соленых вод и рассолов. Поэтому не случайно, что на картах минеральных вод 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. Зай-

цева 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 минеральных вод или даже с их отсутствием. Здесь из всего многообразия геохимических типов подземных минеральных вод отмечались распространенные в виде 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 разломам в интрузиях гранитов (месторождения Липовка и Увильды).

Настоящая статья посвящена исследованию газово-жидких флюидов глубоких частей недр главных структурно-формационных зон Урала: Западно-Уральской внешней зоны складчатости, Центрально-Уральского поднятия и Магнитогорского мегасинклиория. В основу ее положены собственные разработки авторов, базирующиеся на натуральных исследованиях минеральных источников и гидроминеральных месторождений региона, а также результаты геохимического изучения подземных вод глубоких скважин, пробуренных различными геологическими организациями в основном на Южном и Среднем 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 He в подземных водах выполнено на магниторадиодном индикаторе «ИНГЕМ-1». Систематизация гидрогеохимических данных выполнена на базе классификации О.А. Алекина – Е.В. Посохова [Посохов, 1975].

Западно-Уральская зона складчатости

Мощность зоны холодных (T 4–6°C) кислородно-азотных пресных гидрокарбонатных кальциевых (HCO_3-Ca) вод в передовых складках Южного Урала, сложенных толщей (до 3000 м и более) преимущественно карбонатных осадков каменноугольного и девонского возраста, составляет 300–400 м. Ниже распространены азотные соленые Cl-Na воды. Дериватами их являются *Тереклинские, Ташагустинские и Аскынский минеральные источники* (рис. 1) с минерализацией (М) 1,8–3,0 г/л, pH 7,0–7,6,

Eh +35...+165 мВ, приуроченные к флюидопроницаемому надвигу, по которому происходит восходящая разгрузка соленых вод с глубины 400–600 м ниже речных долин из каменноугольных пород. Наличие глубинной составляющей подтверждается повышенной T воды (до 10,5 °С) и высокими концентрациями He ($2,6 \cdot 10^{-4}$ – $1,1 \cdot 10^{-3}$ мл/л) — одного из наиболее информативных показателей глубинных процессов [Попов, Егоров, 1990], на один–два порядка превышающими его атмосферный фон — $(3-5) \cdot 10^{-5}$ мл/л. Аномалии He сопровождаются аномалиями генетически связанного с ним Rn ($^{226}\text{Ra} \rightarrow ^{222}\text{Rn} + 4\text{He}$), содержание которого достигает 25 нСи/л.

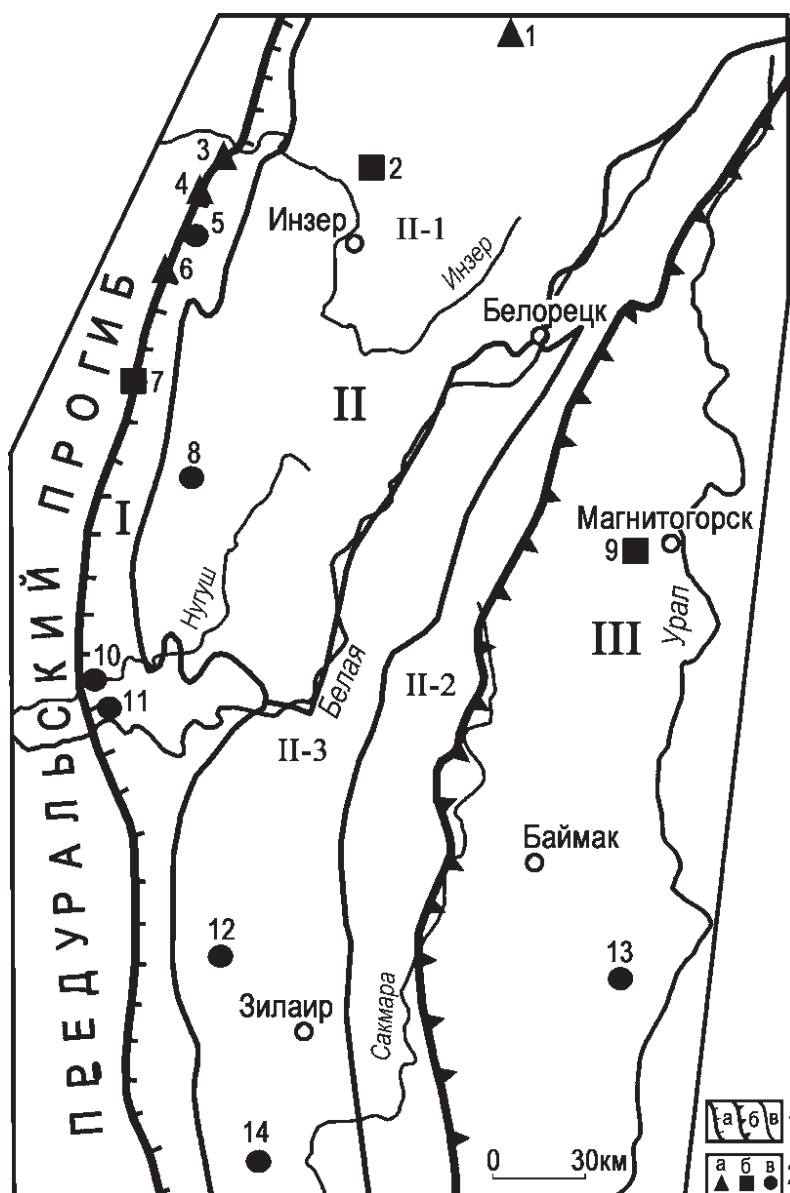
Еще глубже, до 1000–1200 м, залегают сероводно-азотные Cl-Na рассолы. Представителями их являются *минеральные воды Красноуловского месторождения* с M до 78 г/л, содержанием биохимического H_2S до 70–80 мг/л, pH 6,9–7,4, Eh +160...–340 мВ, T 9–13 °С, которые также связаны с региональным надвигом, контролирующем границу Урала и Предуральского прогиба. Они образовались в результате смешения метеогенных вод с рассолами нижнего карбона, поступающими с глубины >500–600 м, что фиксируется аномальными концентрациями He ($9,3 \cdot 10^{-3}$ мл/л). Судя по величинам отношений $r\text{Na}/r\text{Cl}$ (1,0–1,05) и Cl/Br (>1000, Br <10 мг/л), природа сульфидных рассолов Красноуловска — инфильтрационная. Исходными для них являются Cl-Na рассолы с M до 280 г/л, коэффициентами

$r\text{Na}/r\text{Cl}$ 1,0, $r\text{SO}_4 \cdot 100/r\text{Cl}$ 1,6–2,4, низкими концентрациями Br^- (<40 мг/л, Cl/Br 4100), вскрытые на глубине до 2000 м в известняках нижнего карбона и девона на Архлатышской (скв. 1, 5), Саитбабинской (скв. 1, 4) и Таушской (скв. 1) нефтеразведочных площадях.

Вместе с тем *скважинами 4 Иштугановской, 18 Мурадымовской, 2 и 4 Архлатышской площадей* (см. рис. 1) на таких же и даже меньших глубинах (686–2690 м) в верхнедевонско-турнейских отложениях обнаружены азотно-метановые Cl-Ca-Na рассолы с M до 203 г/л, отношениями $r\text{Na}/r\text{Cl}$ 0,53–0,56, $r\text{SO}_4 \cdot 100/r\text{Cl}$ 0,16–0,37, содержанием CaCl_2 33–41%. Ассоциирующаяся с ними нефть, судя по ее невысокой плотности (ρ 0,864 г/см³), не претерпела существенных гипергенных изменений. Эти данные позволяют генетически идентифицировать вскрытые

Рис. 1. Схема расположения пунктов гидрогеохимического опробования на Южном Урале

1 — границы: а — Предуральского прогиба и Западно-Уральской внешней зоны складчатости (I); б — Центрально-Уральского поднятия (II) и Магнитогорского мегасинклинория (III); в — структура 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 — Красноуловское, 9 — Мулдаккульское); в — скважины нефтеразведочных площадей (5 — Архлатышская, 10 — Мурадымовская, 11 — Иштугановская, 12 — Асташская, 13 — Уральская, 14 — Сакмарская), 8 — Кулгунинская параметрическая скважина.



в передовых складках Южного Урала Cl-Ca-Na рассолы с пластовыми рассолами нефтеносных комплексов среднего – верхнего девона Волго-Уральской области. Они имеют седиментогенно-эпигенетическое происхождение и образовались в результате процессов метасоматической доломитизации известняков под воздействием Cl-Mg-Na рассолов лагунно-морских палеобассейнов палеозоя [Попов, 2004].

Рассолы близкого геохимического облика были также вскрыты нефтеразведочными скважинами и в каменноугольных отложениях западного склона Среднего Урала [Шестов, Шурубор, 1975]. Им свойственны высокие M (> 200 г/л) и метаморфизация (rNa/rCl 0,56–0,59), низкая сульфатность, наличие NH_4^+ , Vg^- и исключительно высокие концентрации I^- (211 мг/л), свидетельствующие о гидрогеодинамической закрытости недр и талассогенном происхождении рассолов. Здесь им, как и на Южном Урале, сопутствует малосернистая легкая нефть с ρ 0,79 г/см³.

В последнее время в зоне сочленения Среднего Урала и Соликамской депрессии Предуралья прогиба был обнаружен новый для Волго-Уральского региона геохимический и генетический тип глубинных вод — *относительно маломинерализованные воды конденсационного происхождения* [Попов, 2003]. Это первая находка литогенных растворов подобного типа, поэтому на этом вопросе следует остановиться более подробно.

Соликамская депрессия прослеживается вдоль западного склона Урала на 240 км при ширине около 70 км. Кристаллический фундамент архея – раннего протерозоя ступенчато погружается с запада на восток от 3 до 7 км, и в области передовых складок орогена глубина его залегания достигает 10 км и более. Осадочный чехол представлен вендскими, девонскими, каменноугольными и пермскими отложениями. В верхней части разреза залегает мощная (до 900 м) соленосная формация, являющаяся продуктом нижнепермского эвапоритового палеобассейна.

Центральной и южной частям депрессии свойственна прямая гидрогеохимическая зональность, выражающаяся в увеличении с глубиной M подземных вод от 0,5 г/л в верхней перми до 290 г/л в девоне на глубине 2,5–2,7 км, росте метаморфизации рассолов (rNa/rCl 0,95...0,60), концентрации в них Vg^- (до 1450 мг/л), снижении сульфатности ($rSO_4 \cdot 100/rCl$ 2,5...0,1). Содержание I^- в рассолах — 20 мг/л.

Северо-восточная наиболее глубокая, примыкающая к Уралу часть впадины, в пределах которой расположены Гежская, Кисловская, Язьвинская, Северная, Верхнесоликамская и другие нефтеразве-

дочные площади, имеет отчетливо выраженную инверсионную гидрогеохимическую зональность. Она проявляется сначала в росте M вод с глубиной (0,5...260 г/л), а затем в ее резком падении (260...30 г/л и ниже), вызванном уменьшением содержания главных ионов (Cl^- , Na^+ , Ca^{2+}), сопровождающимся изменением концентраций Vg^- , I^- , степени метаморфизации, сульфатности вод и других геохимических показателей и свойств. Наиболее опресненные рассолы приурочены к карбонатному рифогенному франско-турнейскому комплексу, залегающему на глубине 1900–2400 м (рис. 2).

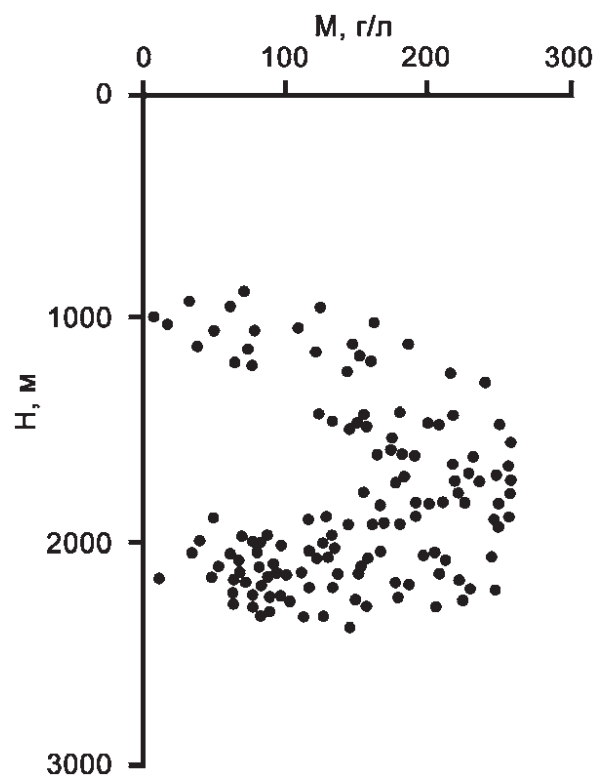


Рис. 2. Инверсионный тип гидрогеохимической зональности Соликамской депрессии

По мере уменьшения M вод метаморфизация их снижается (rNa/rCl 0,39...0,90), а сульфатность, напротив, увеличивается ($rSO_4 \cdot 100/rCl$ 0,3...6,4). Эти изменения сопровождаются усилением щелочности вод (HCO_3^- 50...1200 мг/л), уменьшением концентрации Vg^- (1450...100 мг/л), и, что совершенно неожиданно, ростом содержания I^- (5...144 мг/л). Величина Cl/ Vg^- отношения при этом существенных изменений не претерпевает: для слабых рассолов она остается довольно низкой (90–165), что свойственно седиментогенным водам. Важным представляется ассоциация гидрогеохимической инверсии с газоконденсатными и нефтегазовыми залежами. Наиболее йодоносные слабые рассолы были вскры-

ты скважиной 60 Соликамской площади на глубине 2030–2082 м в фаменских отложениях¹.

В работе [Попов, 2003] приведен критический обзор существующих представлений о формировании различных геохимических типов рассолов Предуралья и инверсионных гидрогеохимических разрезов. Установлено, что инфильтрационные, дегидратационные и эндогенные процессы не причастны к образованию глубинных опресненных рассолов Соликамской депрессии. С помощью гидрогеохимического и геолого-структурного анализа выполнена генетическая диагностика этих растворов, позволившая идентифицировать их с природными водами конденсационного происхождения.

Установлено, что процессы генерации газобразных УВ и дистилляции воды протекают на глубине 5–7 км ($T > 100^\circ\text{C}$, $P > 50$ МПа) в девонско-вендских отложениях передовых складок Урала и сопредельной части Предуральского прогиба. Отсюда из зоны газообразования происходит субвертикальная миграция значительных количеств газоводных флюидов в более мягкие РТ-условия ($T 30\text{--}40^\circ\text{C}$, $P 20\text{--}25$ МПа) франско-турнейских рифовых массивов, экранированных толщей визейских глин нижнего карбона. Процессы подземной дистилляции – конденсации воды и образования УВ-скоплений носят сопряженный характер; они реализуются только в глубоких частях недр Урала и в предгорной наиболее тектонически нарушенной зоне Соликамской впадины. При этом относительно короткие пути миграции (тысячи метров) и высокие скорости движения водоуглеводородных смесей по проницаемым разломам, определяющие темпы снижения T и интенсивность выделения свободной воды из УВ, препятствуют диффузионному и конвекционному рассеянию флюида.

Сам механизм формирования конденсатогенных вод и последующие процессы взаимодействия с пластовыми рассолами и породами хорошо объясняют геохимическую специфику образующихся промежуточных смесей: их пониженную относительно окружающих фоновых рассолов M , обогащенность HCO_3^- , обедненность Br^- и др. Как показали экспериментальные исследования [Колодий, 1975], при испарении пластового рассола в водоуглеводородную фазу полностью переходят ионы HCO_3^- и CO_3^{2-} , тогда как I^- и Br^- остаются в исходном растворе. Поэтому по мере разбавления конденсатогенной водой пластового рассола концентрация Br^- в нем должна неизбежно снижаться, а HCO_3^- – возрастать, что и происходит в природной ситуации.

Аномально высокая йодоносность вод конденсационного происхождения в Соликамской депрессии обусловлена экстракцией I^- из органоминеральных соединений пород венда – девона как в процессе вертикальной миграции водоуглеводородных смесей из зоны газообразования в глубоких частях недр Урала в вышележащую зону газонакопления, так и при взаимодействии этих вод с породами непосредственно в залежи в условиях мягкого термолитиза. На это указывает прямая корреляционная зависимость между I^- и NH_4^+ , которые являются продуктом деструкции азотсодержащего ОВ.

Следует обратить внимание на существенные различия физико-химических свойств нефтей франско-турнейского комплекса для районов Соликамской депрессии с нормальным и инверсионным типами гидрогеохимической зональности. По данным М.Г. Фрик [1995], именно к северо-восточной части депрессии и передовым складкам Урала приурочены не претерпевшие заметных гипергенных изменений наиболее легкие ($\rho < 0,80$ г/см³) нефти нафтеново-метанового типа, характеризующиеся меньшим содержанием серы, смол, асфальтенов и большим содержанием бензиновых фракций. В ее пределах, в отличие от сопредельных районов Волго-Уральской антеклизы, в нефтях практически отсутствуют металлопорфирины (ванадиевые и никелевые комплексы) и отношение пристан/фитан в составе изопреноидных УВ достигает максимальных значений ($> 2\text{--}3$). Все это объясняется участием процессов конденсатообразования в формировании залежей УВ в условиях более высоких стадий катагенетических преобразований нефтегазоматеринских пород.

Проблема формирования гидрогеохимических инверсий в осадочных бассейнах за счет глубинных конденсационных процессов и связанных с ними УВ-залежей – одна из слабоизученных проблем современной генетической гидрогеохимии и нефтегазовой гидрогеологии, имеющая важное прикладное значение. Оно заключается в следующем:

1) маломинерализованные конденсатогенные воды в связи с сопряженным образованием их с УВ являются поисковым критерием газоконденсатных и нефтегазоконденсатных залежей;

2) признание парагенезиса «УВ – конденсатогенные воды», а также геологически небольшого абсолютного возраста вод (и УВ) приводит к заключению о восполняемости запасов УВ в нефтегазовых залежах, находящихся в благоприятных физико-химических и геолого-структурных условиях.

¹ $\text{CH}_4\text{Br}562\text{I}144\text{NH}_4356\text{M}116 \frac{\text{Cl}98\text{SO}_41\text{HCO}_31}{\text{Na}79\text{Ca}12\text{Mg}9} \text{pH}6,5\text{p}1,078 \frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}}0,81 \frac{\text{Cl}}{\text{Br}}125 \frac{r\text{SO}_4 \times 100}{r\text{Cl}}0,76.$

Судя по всему, конденсатогенные воды распространены также в недрах передовых складок Южного Урала и внутренней зоны Бельской впадины, имеющей большое сходство с Соликамской частью Предуральяского прогиба. Однако здесь они практически не изучены, поскольку при интерпретации гидрогеохимической информации, полученной в ходе нефтегазопоисковых работ 50–70-х гг. прошлого столетия, эти воды были ошибочно отнесены к инфильтрогенным и/или техногенным растворам, используемым при бурении скважин.

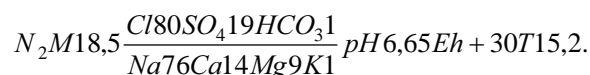
Центрально-Уральское поднятие

Это наиболее крупная структура герцинского Урала, в составе которой обособляются структуры второго порядка — Башкирский и Уралтауский антиклинории, Зилаирский синклинорий, сложенные метасадочными толщами верхнего протерозоя и палеозоя мощностью >10000 м. Стиль тектоники определяется высокоамплитудными региональными надвигами Уральского простирания, протягивающимися на десятки и сотни километров и генетически связанными с ними складчатыми формами, тяготеющими к фронтальным частям дизъюнктивов [Пучков, 2010].

С разрывными нарушениями связаны *Ассинские минеральные источники* глубинного геохимического облика. Они находятся в западной части Инзерского синклинория, расположенного на севере Башкирского мегантиклинория. Синклинорий сложен породами каратауской серии верхнего протерозоя (риффея), состоящей снизу вверх из зильмердакской, катавской и инзерской свит. Зильмердакская свита (750–2800 м) сложена кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, катавская (150–650 м) — известняками и мергелями, а инзерская (100–1000 м) — алевролитами, песчаниками и сланцами. Ширина синклинория достигает 20–25 км. Углы падения зильмердакских пород на крыльях структуры, обеспечивающие их погружение в центральной части синклинория до 800–1000 м и более, изменяются от 10 до 35°.

Источники с суммарным дебитом около 30 л/с под напором в виде грифонов вытекают из катавских известняков на контакте с зильмердакскими песчано-глинистыми сланцами. По составу и Т воды они подразделяются на две группы. К первой относятся источники Cl-Na состава, имеющие наиболее высокую М (16,8–18,5 г/л) и Т (15,0–15,3 °С). В солевом составе, помимо 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%). Источники имеют геохимический тип морской воды (хлормagneиный)

и близкую к ней величину отношения rNa/rCl (0,89–0,91). Газовый состав вод азотный, содержание CO₂ 20 мг/л. В некоторых источниках обнаруживается H₂S (0,5–1,7 мг/л). Величина Eh +20...+40 мВ, pH 6,65–6,95. Из биологически активных микрокомпонентов установлены (мг/л): Br⁻ 7,6–8,5, H₃BO₃ 4,4–10,1, H₂SiO₃ 14,6–22,9, F⁻ 0,3, As⁻ 0,004–0,008 [Попов, Абдрахманов, 1999]. Представителем этой группы служит источник, используемый в санатории «Ассы» для приготовления лечебных ванн:



Источники второй группы — кислородно-азотные маломинерализованные (1,0–3,4 г/л) Cl-Na, HCO₃-Cl-Na и SO₄-Cl-Ca-Na состава. Среди водорастворенных солей присутствуют (%): 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. Термогеохимическая среда характеризуется следующими параметрами: Eh до +220 мВ, pH 6,95–7,55, Т 7,0–8,5 °С. Концентрации биологически активных микроэлементов ниже, чем в источниках первой группы (мг/л): Br⁻ 4,5, H₃BO₃ 0,8, F⁻ 0,1.

Анализ гидрогеохимических данных показал, что прирост М воды почти всецело обеспечивается за счет хлора и натрия, увеличивающихся соответственно 0,3...10,8 г/л (55,7...84,6%) и 0,2...6,1 г/л (28,1...76,5%). Одновременно возрастают также концентрации сульфатного (0,08...2,7 г/л), кальциевого (0,16...1,0 г/л) и магниевого (0,05...0,38 г/л) ионов. Исключение составляет гидрокарбонат-ион, концентрация которого имеет тенденцию к некоторому снижению (0,34...0,13 г/л). Такое поведение ионов указывает, что в формировании Ассинского гидроминерального месторождения участвуют процессы смешения подземных вод с различной М.

Особенности процесса смешения показаны на рисунке 3. Для его построения в качестве исходных (1 и 7) использованы вода катавских карбонатных пород с М 0,2 г/л и морская вода с нормальной соленостью (36 г/л). На графике хорошо виден рост содержания ионов по мере увеличения М вод. Однако распределение их в промежуточных водах (2–6) имеет более сложный характер, чем это следует из линейного закона смешения А.Н. Огильви [1925]: $y = a \cdot x + b$, где x — М воды, y — концентрация отдельных ионов, а и b — параметры, общие для исходных и смешанных вод.

Как видно, линейному закону отвечает распределение только Cl-иона, который обладает наиболее высокими миграционными свойствами в подземной гидросфере, поскольку не сорбируется коллоидными системами и не накапливается биогенным путем. Фигуративные точки его в смешанных водах нахо-

дятся строго на прямой, соединяющей соответствующие точки исходных вод с минимальной и максимальной М.

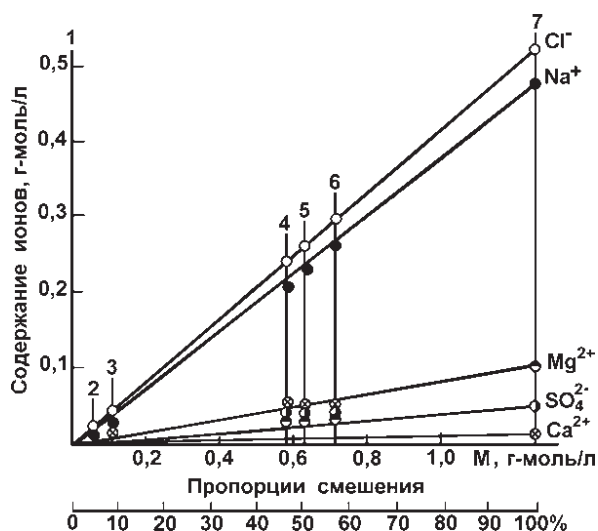
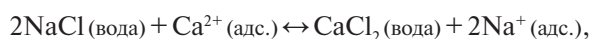
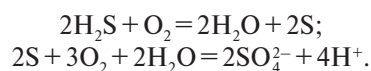


Рис. 3. График смешения Ассинских минеральных вод 2–6 — минеральные источники; 1 и 7 — исходные соответственно инфильтрогенная и талассогенная воды

Отклонение от корреляционных прямых точек натрия и магния (в сторону уменьшения концентрации) и кальция (увеличение содержания), надо полагать, связано с обменно-адсорбционными процессами между разгружающимися с глубины Cl-Na-Mg водами и терригенными глинистыми породами, содержащими в поглощенном комплексе адсорбированный кальций:



Не вполне отвечает линейному закону смешения и поведение сульфатного иона в промежуточных водных смесях. Концентрация SO_4^{2-} в них при линейном распределении должна быть на уровне 20–25 ммоль/л, фактически же она составляет 45–50 ммоль/л (2,2–2,7 г/л). Причина такого несоответствия заключается, скорее всего, в различном состоянии серы в глубинных и приповерхностных условиях. В первом случае она представлена в виде H_2S . По мере восходящей разгрузки сероводородного газовой флюида происходит последовательное окисление H_2S и его продукта S до SO_4^{2-} по схеме:



В результате концентрация SO_4^{2-} в растворе увеличивается, а H_2S , напротив, снижается. С помощью графика легко устанавливаются пропорции смешения. Так, в источниках первой группы (4–6) содержатся примерно равные доли метеогенной и талас-

согенной составляющей, тогда как второй (2 и 3) количество глубинного рассола не превышает 10%.

Судя по всему, исходными для Ассинских минеральных вод служат пресные инфильтрогенные воды катавских и инзерских отложений и седиментогенные (талассогенные) соленые воды (возможно, слабые рассолы), выдавливаемые под влиянием гидростатических сил и геостатического давления из терригенных пород зильмердакской свиты рифея, выполняющей наиболее погруженные части Инзерского синклинория. Глубина формирования питающих источники струй, определенная с использованием геотермических данных [Сальников, Попов, 1982], составляет 950–1000 м. На глубинную природу вод указывают также и высокие концентрации He ($4,9 \cdot 10^{-2}$ – $1,1 \cdot 10^{-1}$ мл/л), имеющего тесные корреляционные связи с физико-химическими параметрами водной среды: положительные — с Cl-ионом, M и T, отрицательную — с величиной Eh (рис. 4). 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 с глубины He и подземных вод в виде единого газовой-жидкого флюида.

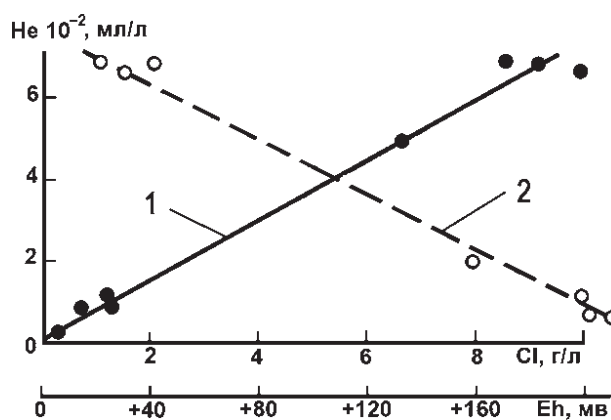


Рис. 4. Связь гелия с хлором (1) и Eh (2)

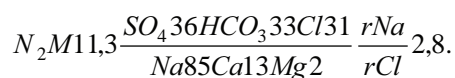
Катав-Ивановские минеральные источники Cl-Na состава с M 4,2–8,3 г/л геохимически и генетически близки к водам Ассинского месторождения.

В Зилаирском синклинории на Асташской нефтеразведочной площади скважинами 6 и 2 на глубинах соответственно 2194–2222 и 2600–2700 м в нижнекаменноугольных 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, NH₄⁺ 21 мг/л. Они обладают относительно низкой сульф-

фатностью ($rSO_4 \cdot 100 / rCl$ 0,48–1,8) и залегают в автохтоне под экранирующей поверхностью надвига в зоне контакта с глинистыми породами зилаирской свиты девона (D_3fm). Седиментогенный облик вод, несмотря на разбавление их буровым раствором, вполне очевиден.

Имея в виду перспективы газоносности Зилаирского синклиория, важно указать, что во многих структурно-поисковых скважинах (1, 2, 3, 6 и др.) на глубине 1670–3796 м отмечались проявления УВ газов различной интенсивности (до 3–10 тыс. $m^3/сут$). Они связаны как с породами карбона автохтонных частей разреза, так и с терригенными породами зилаирской свиты, слагающими аллохтон. В газовом составе вод преобладает CH_4 (86–98%), содержание его гомологов ($C_2H_6 + C_3H_8$) < 2%, а N_2 < 12%, что свойственно нефтегазовым залежам Предуралья. Такой же состав газов характерен и для расположенной к югу **Сакмарской площади**, где из зилаирской свиты получен приток газированной воды с пленкой нефти. Это указывает на восстановительный характер геохимической среды и гидрогеологическую закрытость глубоких частей палеозойского разреза, обеспечивающих сохранение седиментогенных рассолов и скоплений УВ газов.

Совершенно иные в геохимическом отношении воды были обнаружены **параметрической скважиной 1 Кулгунинской площади**, вскрывшей сильно метаморфизованные карбонатно-терригенные породы рифея до глубины 5145 м. С глубин 940 и 3215–3218 м получены притоки вод с М 1,2 и 11,3 г/л $Cl-HCO_3-Na$ и $Cl-HCO_3-SO_4-Na$ состава. Они относятся к хорошо выраженному содовому типу ($NaHCO_3$ до 61%) и отличаются очень высокой щелочностью (HCO_3^- 680–3200 мг/л), что много больше, чем в инфильтрогенных водах зоны гипергенеза Урала (HCO_3^- < 200 мг/л), образующихся в результате гидролиза в силикатных породах. Состав содовой воды нижнего интервала, соответствующего юшинской свите нижнего рифея, отражен в формуле:



Природа выявленного гидрогеохимического феномена, вероятнее всего, связана с сохранением в древних толщах Урала реликтов метаморфогенных и/или возрожденных вод, эмигрировавших из глинистых пород при их дегидратации на стадиях апокатагенеза и метагенеза. Количество их, как известно, достигает 10–20% от массы породы. Этот вопрос имеет принципиальное значение, поскольку присутствие литогенных растворов в глубоких недрах древних складчатых областей считали крайне маловероятным [Зайцев, 1980].

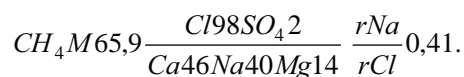
Магнитогорский мегасинклиорий

Магнитогорская мегазона представляет собой южную часть общеуральской отрицательной структуры — Тагило-Магнитогорского прогиба, надвинутого по Главному Уральскому разлому на структуры Центрально-Уральского поднятия (см. рис. 1). Специфической особенностью ее служит широкое развитие вулканогенно-осадочных толщ силура, девона и карбона мощностью > 5000 м. Структурно-тектоническая позиция этого сложно построенного комплекса описывается как синформа, осложненная разнообразными складками и высокоамплитудными (тысячи метров) дизъюнктивными дислокациями типа надвигов субмеридионального простирания [Пучков, 2010].

О геохимических условиях флюидов глубоких частей недр Магнитогорской синформы можно судить по результатам опробования скважин Уральской нефтеразведочной площади и Мулдаккульского месторождения минеральных вод, находящихся в Кизильской структурно-фациальной зоне, выполненной различными эффузивами и их туфами, туфопесчаниками, сланцами, известняками, терригенным флишем нижнего и среднего карбона.

Уральскими скважинами 1, 4 и 5 на глубине 1152–2051 м в аллохтонной части разреза под зоной пресных вод в уртазымской, кизильской и березовской свитах вскрыты азотные соленые воды HCO_3-Na , $HCO_3-Cl-Na$ и $Cl-Na$ состава с М 1,7–8,6 г/л. Они формируются в затрудненных гидрогеодинамических условиях в результате экстракции из пород морских солей и глубокой переработки алюмосиликатного вещества под влиянием длительных во времени обменно-абсорбционных процессов [Абдрахманов, Попов, 2010].

В поднадвиговой, гидрогеологически закрытой части разреза состав подземных вод претерпевает кардинальные изменения. Скважиной 2 из интервала 3856–3932 м трещиноватых известняков кизильской свиты визе получен приток высоко метаморфизованных метановых $Cl-Na-Ca$ рассолов следующего состава:



Воды $Cl-Ca-Na$ состава с М 18,7 г/л установлены и скважиной 4 на глубине 2020–2120 м в известняках и туфоалевролитах березовской свиты, залегающей под аллохтонной пластиной толщиной 1,1–1,6 км. Заслуживает внимания наличие в водах $Bг^-$, содержание которого (51,8 мг/л) близко к такому в нормальной морской воде (М 36 г/л, $Bг^-$ 65 мг/л, $Cl/Bг$ 300). Судя по величинам отношений

rNa/rCl (0,59) и Cl/Br (196), эти воды (как и воды скважины 2) являются разбавленными седиментогенными рассолами. Исходными для них являются рассолы каменноугольного бассейна, захороненные в породах и претерпевшие метаморфизацию в прямом направлении (с образованием $CaCl_2$).

Седиментогенные воды Cl - Ca типа являются одним из косвенных признаков нефтегазоносности, так как они характеризуют главным образом степень гидрогеологической закрытости недр и, следовательно, условия сохранения залежей УВ. Этот критерий применяется как на региональном уровне, так и при оценке перспектив нефтегазоносности локальных структур или отдельных ловушек. В этой связи следует обратить внимание на многочисленные нефте- и битумопроявления в палеозойских отложениях Кизильской зоны, свидетельствующие о возможной нефтегазоносности развитых в ее пределах структур [Казанцева, Казанцев, 2010]. Они встречаются в виде примазок, прожилок и капелек в разной степени окисленной нефти и твердых битумов в порах и трещинах пород всех стратиграфических подразделений палеозоя, но наиболее часто — в пустотах известняков кизильской свиты.

Нефтепроявления приурочены не только к глубоким, но и к верхним частям разреза. Иногда они проявляются на поверхности (оз. Мартышечье). Это указывает на вторичное происхождение УВ в результате их восходящей миграции из нижележащих толщ. Существуют суждения, что эпигенетические нефтепроявления свидетельствуют о неблагоприятной обстановке для сохранения первичных залежей УВ. Однако при решении этого вопроса надо учитывать не только процессы деструкции УВ-скоплений, но и масштабы их генерации в нефтематеринских свитах.

Таким образом, глубокие части палеозойского разреза (>2–3 км) Кизильской структурно-фациальной зоны содержат метановые седиментогенные хлоркальциевые рассолы, которые являются основным геохимическим типом вод нефтегазовых месторождений в эпикарельских седиментационных бассейнах. Они находятся в условиях весьма затрудненного и застойного гидрогеодинамического режима, так как залегают на большой глубине и экранированы от воздействия гипергенных факторов региональными надвиговыми дислокациями.

Мулдаккульское гидроминеральное месторождение находится в одноименной синклинали — одной из структур, осложняющих Кизильский синклиний. В ядре складки залегают терригенные породы (загипсованные песчаники, 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.

Минеральные воды приурочены к песчаникам янгельской свиты и вскрыты скважинами глубиной 100–500 м, расположенными в котловине оз. Мулдаккуль. Оно тяготеет к тектонически активной зоне Смеловского разлома, по плоскости которого кизильские известняки надвинуты на песчано-сланцевую толщу янгельской свиты.

В результате восходящей разгрузки по зоне разлома глубинных рассолов и смешения их с пресными инфильтрационными водами в озерной котловине Мулдаккуль в янгельском комплексе сформировалась контрастная куполовидная гидрогеохимическая аномалия (рис. 5). Размещение в ней минеральных вод подчинено нормальной вертикальной гидрогеохимической зональности, выражающейся в росте с глубиной M вод и изменении их ионно-солевого состава [Абдрахманов, Попов, 2012].

Верхняя зона мощностью 50–80 м и более представлена SO_4 - HCO_3 и Cl - HCO_3 водами с M 0,4–1,0 г/л. Они принадлежат к I (содовому) или II (сульфатнонатриевому) типам. Содержание в водах специфической соли $NaHCO_3$ достигает 29, а Na_2SO_4 15%. Ниже до глубины 100, иногда 180 м, расположена зона SO_4 - Cl вод типа IIIa (хлормагнезиевого) с M 1–3 г/л, иногда выше. Под ней до 500 м и, судя по всему, глубже находится зона Cl вод типов IIIб (хлоркальциевого) и IIIa с M до 37,2 г/л. Верхний предел M рассолов в Мулдаккульской синклинали не установлен. Однако, учитывая их седиментационное происхождение, а также то об-

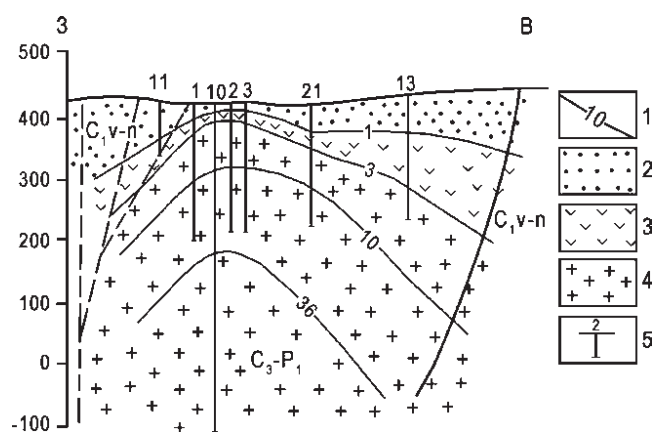
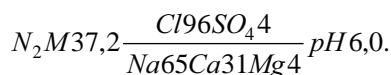


Рис. 5. Гидрогеохимический разрез Мулдаккульского месторождения

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

стоятельство, что садка гипса, который присутствует в янгельской свите, происходит при солёности воды лагуно-морского бассейна осадконакопления >135–150 г/л, М рассолов в глубоких частях синклинали может значительно превышать указанную величину. Наиболее минерализованная вода, выведенная скважиной 10 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 и др. Наибольшей сложностью он отличается в верхних зонах пресных и солоноватых вод. С глубиной по мере роста М и изменения состава вод происходит снижение величины рН (7,0...6,0) и увеличение концентрации свободной CO₂ (13...97 мг/л).

Солевой состав минеральных вод также довольно сложный. Обычно в нем преобладают NaCl, MgCl₂ и CaCl₂, общий вклад которых в формирование минерализации составляет 70–90%. Подчиненное положение занимают MgSO₄, CaSO₄ и Ca(HCO₃)₂. В водах Cl–Ca–Na состава с М >15–20 г/л содержание специфической соли CaCl₂ достигает 29%. Однако наиболее обогащены ею (53–70%) воды с относительно невысокой М (2,4–4,6 г/л). Коэффициент метаморфизации rNa/rCl в них снижается до 0,7–0,4, что значительно меньше, чем у нормальной морской воды с солёностью 36 г/л (rNa/rCl 0,87).

Минеральные воды отличаются повышенным содержанием микроэлементов талассогенного и биогенного происхождения (мг/л): Br⁻ до 33,9, H₃BO₃ до 20,0, I⁻ до 2,0, F⁻ до 1,25.

Литолого-фациальный облик терригенных и карбонатных толщ каменноугольного и раннепермского возраста указывает на широкое развитие в районе Мулдаккульского месторождения морских и лагунных палеобассейнов с водами Cl–Mg–Na состава повышенной солёности (М 36–150 г/л). В ходе седиментогенеза эти талассогенные растворы были захоронены в горных породах и явились первоосновой седиментогенных вод. В дальнейшем на стадии эпигенеза под влиянием процессов метаморфизации в системе «вода – порода» (альбитизации, доломитизации, обменной адсорбции) они были превращены в растворы Cl–Ca типа.

Геостатическое сжатие пород вызвало поступление поровых и связанных вод в кол-

лекторы, увеличение в них пластовых давлений и напоров вод и, как следствие, восходящую миграцию формационных Cl–Na–Ca рассолов по проницаемой зоне Смеловского разлома в приповерхностную зону, где произошло смешение их с маломинерализованными инфильтрогенными SO₄–HCO₃ водами. На это указывают высокие концентрации He (до 3·10⁻² мл/л), наличие Br⁻ и I⁻, а также изотопный состав Н и О воды (δD‰ –101...–78, δ¹⁸O‰ –11...–13) (рис. 6).

Как видно, фигуративные точки Мулдаккульских минеральных вод занимают промежуточное положение, располагаясь между линиями инфильтрогенных и седиментогенных вод, что свидетельствует об их смешанном инфильтрогенно-седиментогенном происхождении. Вместе с тем минеральные воды месторождения на графике значительно удалены от поля, занимаемого метаморфогенными и ювенильными растворами, которые на Урале не установлены и с которыми они генетически не связаны. Это объясняется тем, что Урал является древней складчатой областью, где процессы вулканизма и термометаморфизма протекали в далеком геологическом прошлом (архей – палеозой). Поэтому воды указанных генетических типов до настоящего времени здесь не сохранились.

Анализ процесса смешения подземных вод (рис. 7) показал, что поведение ионов Cl⁻ и Na⁺,

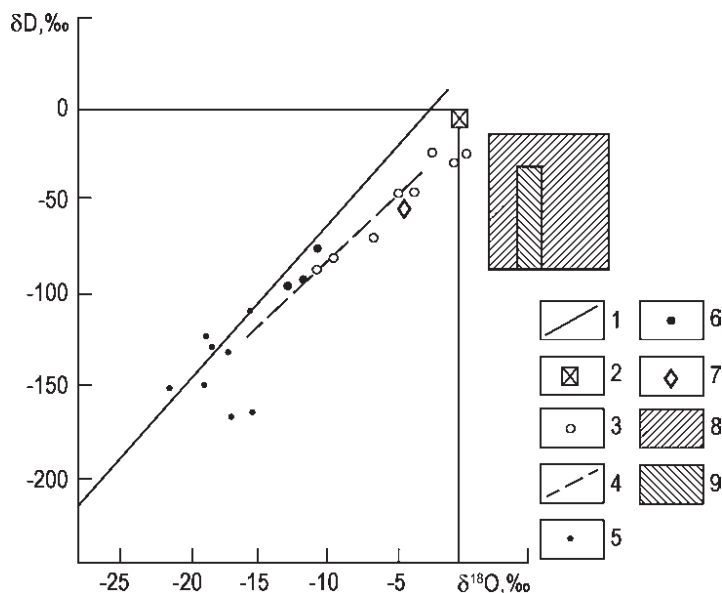


Рис. 6. Мулдаккульские минеральные воды на диаграмме изотопного состава генетических типов природных вод

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

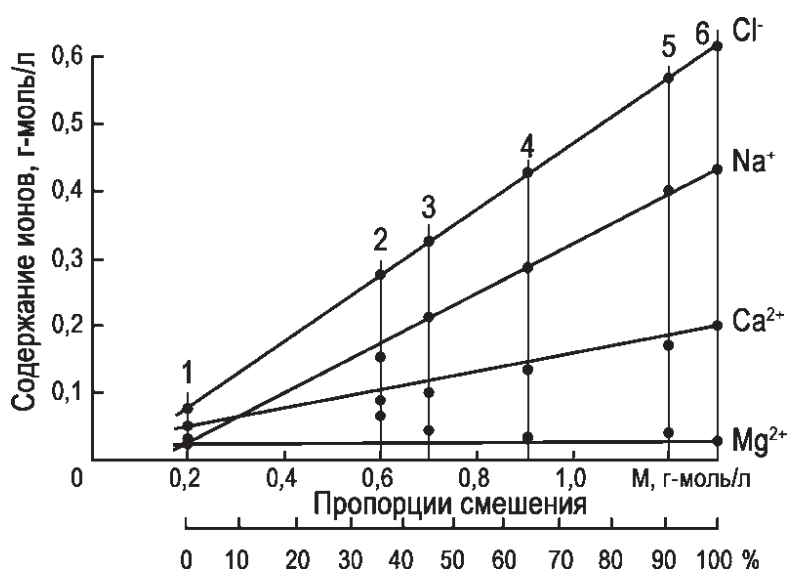


Рис. 7. График смешения Мулдаккульских минеральных вод

а также HCO_3^- и SO_4^{2-} (не показанных на графике по причине их низкого содержания) соответствует закону А.Н. Огильви. Это означает, что при взаимодействии вод указанного состава вывода вещества из раствора в виде твердой фазы не происходит. Вместе с тем не вполне отвечает линейному закону смешения распределение ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} . Причем, точки Ca^{2+} на графике располагаются ниже соответствующей линии регрессии, а Mg^{2+} — выше нее, что может быть объяснено участием этих ионов в обменных реакциях, происходящих между породой и водой по мере ее перемещения с глубины к поверхности.

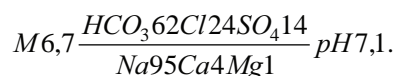
Таким образом, в результате процессов смешения образовалась широкая гамма минеральных вод оригинального ионно-солевого состава. Глубина формирования разгружающихся по трещинам Смеловского разлома в приповерхностную зону седиментогенных рассолов, по данным гелиеносности минеральных вод, достигает 1000 м и более. Примерно такую же глубину формирования, как указывалось, имеют и минеральные воды Ассинского месторождения.

На железорудных и медно-колчеданных месторождениях Тагило-Магнитогорского прогиба (Подольском, Теченском, Естюнинском и др.) на глубине 780–1235 м в эффузивной формации девона установлены соленые Cl-Na и Cl-Ca-Na воды с М 3–9 г/л, газами углеводородного состава (CH_4^+ 70,1%), повышенными концентрациями Br^- (до 59,3 мг/л), I^- (до 1,7 мг/л) и CO_2 (128 мг/л). Они имеют геохимический облик талассогенных растворов, в разной степени измененных за счет эпигенетических процессов. Невысокая М объясняется разубоживанием

седиментогенных вод, проникших в рудовмещающие эффузивы из окружающих осадочных пород, метеогенными водами в неотектонический этап развития Урала.

Косвенные данные о геохимии глубинных вод получены *Уральской сверхглубокой скважиной СТ-4*, пробуренной в северной части Тагило-Магнитогорского прогиба и вскрывшей эффузивно-осадочные образования силура на глубину 5780 м. В буровом растворе и в водных вытяжках из образцов вулканогенно-терригенной флишевой толщи, залегающей в интервале 3057–5337 м, обнаружена соль CaCl_2 [Михайлов, 2007], что может быть истолковано как наличие в породах литогенных вод Cl-Ca типа.

Интерес представляют находки на Юбилейном медно-колчеданном месторождении в вулканогенно-осадочных породах девона на глубине 600–1350 м содовых вод с содержанием солей 1,6 и 6,7 г/л, среди которых преобладает NaHCO_3 (до 57% или 4,3 г/л). Состав наиболее минерализованной воды приведен в ниже следующей формуле:



Происхождение содовых вод связывается с процессом длительного (сотни – тысячи лет) воздействия гидрокарбонатных щелочноземельных вод на натриевые алюмосиликаты, в ходе которого происходит осаждение из раствора CaCO_3 и MgCO_3 и поступление в него натрия по механизму гидролиза с участием иона водорода [Абдрахманов, Попов, 2010].

Выполненные исследования позволяют сделать вывод, что на Урале распределение газожидких флюидов различного вещественного состава на глубинах до 5000 м подчинено нормальной гидрогеохимической зональности, принадлежащей к категории фундаментальных свойств земной коры и являющейся одним из главных законов существования воды в недрах Земли. Кислородно-азотные маломинерализованные HCO_3 -Ca воды зоны гипергенеза на глубине >500–1000 м сменяются азотными солеными Cl-Na водами, а >2000–3000 м — метановыми рассолами Cl-Ca типа, содержащими спектр галофильных и биофильных микроэлементов. Рассолы связаны с осадочными, метаморфическими и вулканогенно-осадочными толщами палеозоя и верхнего протерозоя, которые в силу надвигового (аллохтонного) строения оказались тектонически

и литологически экранированными от воздействия гипергенных факторов.

Помимо регионально развитых на Урале пресных инфильтрационных вод зоны гипергенеза и седиментогенно-эпигенетических рассолов зон ката- и метагенеза в глубоких частях недр орогена обнаружены конденсатогенные, метаморфогенные и/или возрожденные литогенные растворы. В эффузивно-осадочных образованиях установлены глубинные содовые воды, являющиеся продуктом длительной гидrolитической переработки алюмосиликатного вещества. Дальнейшее гидрогеохимическое изучение Уральского складчато-надвигового пояса, особенно глубинное бурение, несомненно, даст новую информацию о распространении, формировании и происхождении заключенных в его недрах соленых и рассольных вод.

Литература:

- Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г.** Геохимия и формирование подземных вод Южного Урала. — Уфа: АН РБ, Гилем, 2010. — 420 с.
- Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г.** Геохимические особенности и формирование Мулдаккульского месторождения минеральных вод на Южном Урале // Отечественная геология. — 2012. — № 1. — С. 70–78.
- Зайцев И.К.** Гидрогеохимия СССР. — М.: Недра, 1980. — 239 с.
- Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В.** Структурный фактор в теоретической геологии. — Уфа: Гилем, 2010. — 328 с.
- Кирюхин В.А., Никитина Н.Б., Судариков С.М.** Гидрогеохимия складчатых областей. — Л.: Недра, 1989. — 253 с.
- Колодий В.В.** Подземные конденсационные и солюционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений. — Киев: Наук. Думка, 1975. — 122 с.
- Колодий В.В., Кудельский А.В.** Гидрогеология горных стран, смежных прогибов и впадин. — Киев: Наук. Думка, 1972. — 204 с.
- Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М.** Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. — М.: Наука, 2004. — 677 с.
- Михайлов Ю.В.** Гидрогеологические массивы горноскладчатого Урала. — Н. Тагил: НТИ(ф) УГТУ-УПИ, 2007. — 292 с.
- Огильви А.Н.** К вопросу о методике изучения минеральных источников // Труды Бальнеол. Ин-та Кавк. минер. вод. — 1925. — Т. 2. — С. 3–7.
- Попов В.Г.** Геохимические особенности и природа инверсии в подземной гидросфере Соликамской впадины // Геохимия. — 2003. — № 6. — С. 641–650.
- Попов В.Г.** Литолого-гидрогеохимические последствия ионообменных процессов в седиментационных бассейнах (на примере Волго-Уральского бассейна) // Литология и полезные ископаемые. — 2004. — № 1. — С. 48–59.
- Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф.** Ассинские минеральные воды на Южном Урале // Отечественная геология. — 1999. — № 5. — С. 63–66.
- Попов В.Г., Егоров Н.Н.** Гелиевые исследования в гидрогеологии. — М.: Наука, 1990. — 168 с.
- Посохов Е.В.** Основы гидрогеохимии. — Л.: Недра, 1975. — 208 с.
- Пучков В.Н.** Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — 280 с.
- Сальников В.Е., Попов В.Г.** Геотермический режим и гидродинамические условия Южного Урала и Приуралья // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1982. — № 3. — С. 128–135.
- Шестов И.Н., Шурубор А.В.** Роль Урала как области питания восточной части Волго-Камского артезианского бассейна // Гидрогеология и карстоведение. — 1975. — Вып. 7. — С. 98–103.
- Фрик М.Г.** Закономерности распределения иномаркеров в нефтях и нефтематеринских породах: Обзор. — М.: Геоинформмарк, 1995. — Вып. 4. — 42 с.