

3. **Матвеева Л.А.** Экспериментальное и теоретическое обоснование механизма взаимодействия воды с породой при выветривании и гипергенное рудообразование // *Кора выветривания и гипергенное рудообразование*. М., 1977. С. 123–133.

4. **Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф., Тугуши И.Н.** Обменно-адсорбционные процессы в подземной гидросфере. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 156 с.

5. **Шварцев С.Л.** Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998. 367 с.

ЛИТОЛОГО-ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РАССОЛОВ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

С.П. Носарева¹, В.Г. Попов²

¹ Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, hydro@anrb.ru

² Южно-Российский государственный университет (НПИ), Новочеркасск,
e-mail: popovvg@novoch.ru

В раннепермскую эпоху на востоке Русской плиты располагался крупнейший в истории Земли Восточно-Европейский эвапоритовый бассейн, площадь которого превышала 1 млн. км² [4]. В современных границах его протяженность с севера на юг более чем 2500 км, включая Печорский, Волго-Уральский и Прикаспийский солеродные бассейны.

Южное Предуралье расположено в юго-восточной части Волго-Уральского бассейна. Хлоридные рассолы, пространственно и генетически связанные с пермской галогенной формацией, экранирующей залежи нефти и газа в регионе, подразделяются на подсолевые, внутри-солевые, межсолевые и надсолевые, а в геохимическом отношении представлены натриевыми, магниевыми (натриево-магниевыми) и натриево-кальциевыми (кальциево-натриевыми, магниевыми-кальциевыми). Они образуют выдержанную в пространстве гидрогеохимическую зону, приуроченную к палеозойским и позднепротерозойским терригенно-карбонатным отложениям мощностью от 1–3 до 7–10 км.

Дораннепермская история геологического развития Южного Предуралья характеризовалась широким развитием седиментогенеза в морских бассейнах с нормальной соленостью, с которыми связаны мощные толщи карбонатных пород, занимающие до 90% палеозойского разреза. Инфильтрационные этапы развития, соответствующие континентальным перерывам, по сравнению с седиментационными этапами играли резко подчиненную роль, причем глубина проникновения инфильтрационных вод не превышала первых сотен метров. В целом палеогидрогеологическая обстановка на протяжении позднего протерозоя, раннего и среднего палеозоя была благоприятна для накопления и захоронения в породах нормальных морских и слабо рассольных вод, испытавших некоторое смешение с пресными метеогенными водами.

Раннепермская толща представлена типично лагунно-морским парагенезисом хемогенных пород (известняк, доломит, гипс, галит, сильвинит, карналлит, бишофит). Поэтому для выяснения палеогидрохимических условий этой эпохи можно использовать результаты экспериментальных работ по испарительному концентрированию морской воды [2]. В ходе его происходит последовательное осаждение солей: кальцита CaCO₃ при достижении минерализации раствора 15–36 г/дм³, доломита CaCO₃×MgCO₃ — 72–85, гипса CaSO₄×2H₂O — 135–150, галита NaCl — 320, сильвина KCl — 430 г/дм³, карналлита KCl×MgCl₂×6H₂O — 470 и бишофита MgCl₂×6H₂O — 510 г/дм³. Плотность раствора ρ по мере его концентрирования растет от 1,025 г/см³ для нормальной морской воды до 1,131, 1,227, 1,290, 1,318 и 1,367 г/см³ в начале садки соответственно гипса, галита, сильвинита, карналлита и бишофита. Одновременно происходит метаморфизация состава морской воды:

из хлоридной натриевой (в начальные стадии галогенеза) она превращается в хлоридную магниевую-натриевую и натриево-магниевую (на стадии садки галита) и магниевую (в завершающие стадии галогенеза). Процесс испарительного сгущения рассолов сопровождается накоплением в маточной рапе галофильных элементов (брома, калия, бора и др.) и редких щелочных металлов (лития, рубидия и цезия).

Литолого-фациальные и гидрохимические условия осадконакопления претерпели кардинальные изменения в ранней перми, особенно в кунгурском веке, когда, унаследованный от каменноугольного периода, морской бассейн, к западу от формирующегося Урала разделился на две части — более глубоководную предуральскую и мелководную, покрывающую всю остальную платформенную область.

Кунгурский век ознаменовался дальнейшим подъемом платформы и, как следствие, обмелением морского эвапоритового палеобассейна, даже в пределах Предуральского краевого прогиба. Это вызвало значительные изменения условий осадконакопления в обстановке господствующего в то время аридного климата. Соответственно большие изменения претерпели и гидрохимические условия (рис.). Наиболее широкое распространение получила доломитово-гипсово-ангидритовая фация, занимающая около 50% исследуемой территории. На юго-востоке, в Бельской впадине Предуральского прогиба, в лагунной части эвапоритового бассейна развита галитово-сильвинитово-карналлитовая фация, соответствующая весьма крепким рассолам хлоридного магниевых состава ($M = 470\text{--}510 \text{ г/дм}^3$, $\rho = 1,29\text{--}1,36 \text{ г/см}^3$). Между этими двумя литолого-фациальными (и гидрохимическими) зонами находится промежуточная по минерализации и плотности солеродных рассолов доломитово-ангидритово-галитовая фация ($M = 320\text{--}470 \text{ г/дм}^3$, $\rho = 1,23\text{--}1,29 \text{ г/см}^3$).

В расположенных к северу Соликамской депрессии и к югу — Прикаспийской впадине, благодаря глубокому сгущению рапы до эвтонической стадии ($M = 510\text{--}550 \text{ г/дм}^3$, $\rho = 1,36\text{--}1,38 \text{ г/см}^3$), произошла садка не только галита, сильвинита и карналлита, но и бишофита.

Результаты литолого-гидрогеохимических исследований свидетельствуют, что в позднем палеозое в Предуралье существовала гравитационно-неустойчивая гидродинамическая система, поверхностная часть которой была представлена эвапоритовым бассейном с высококонцентрированной (M до 400 г/дм^3 и более) тяжелой (плотность ρ до $1,3\text{--}1,4 \text{ г/см}^3$) хлоридной магниевой маточной рапой, а подземная — карбонатными, в меньшей степени терригенными породами карбона, девона, венда и рифея, насыщенными менее минерализованными ($M = 30\text{--}150 \text{ г/дм}^3$), а следовательно, более легкими ($\rho = 1,02\text{--}1,13 \text{ г/см}^3$) водами.

Наиболее значимым и сложным процессом формирования химического состава подземных рассолов Южного Предуралья является плотностная (концентрационная) конвекция. Она проявилась в качестве регионального фактора формирования глубоководных подземных вод в специфических и литолого-гидрогеохимических условиях [5]. В природе условия, благоприятные для протекания тепло- и массообмена по механизму плотностной конвекции, создаются в случае, когда на поверхности появляются солеродные бассейны, жидкая фаза которых представлена тяжелыми маточными рассолами. Проведенное физико-химическое моделирование процесса показало, что под влиянием градиента плотности вод возбуждается субвертикальное движение: тяжелый раствор опускается вниз, а легкий поднимается вверх [1].

Обогащенные магнием, бромом и другими галофильными элементами и щелочными металлами крепкие рассолы раннепермского солеродного бассейна путем плотностной (концентрационной) конвекции перемещались в нижележащие комплексы палеозоя еще до начала формирования соленосной толщи. В дальнейшем накопление солей сопровождалось их уплотнением, уменьшением пористости (от 50 до 5% и менее) и, как следствие, отжимом межкристалльной хлормагниевой маточной рапы, которая также гравитационно погружалась в глубокие части осадочного бассейна. Наиболее интенсивно этот процесс протекал на глубине менее 1000 м, когда соли теряли до 80% объема содержащейся в них маточной рапы [6].

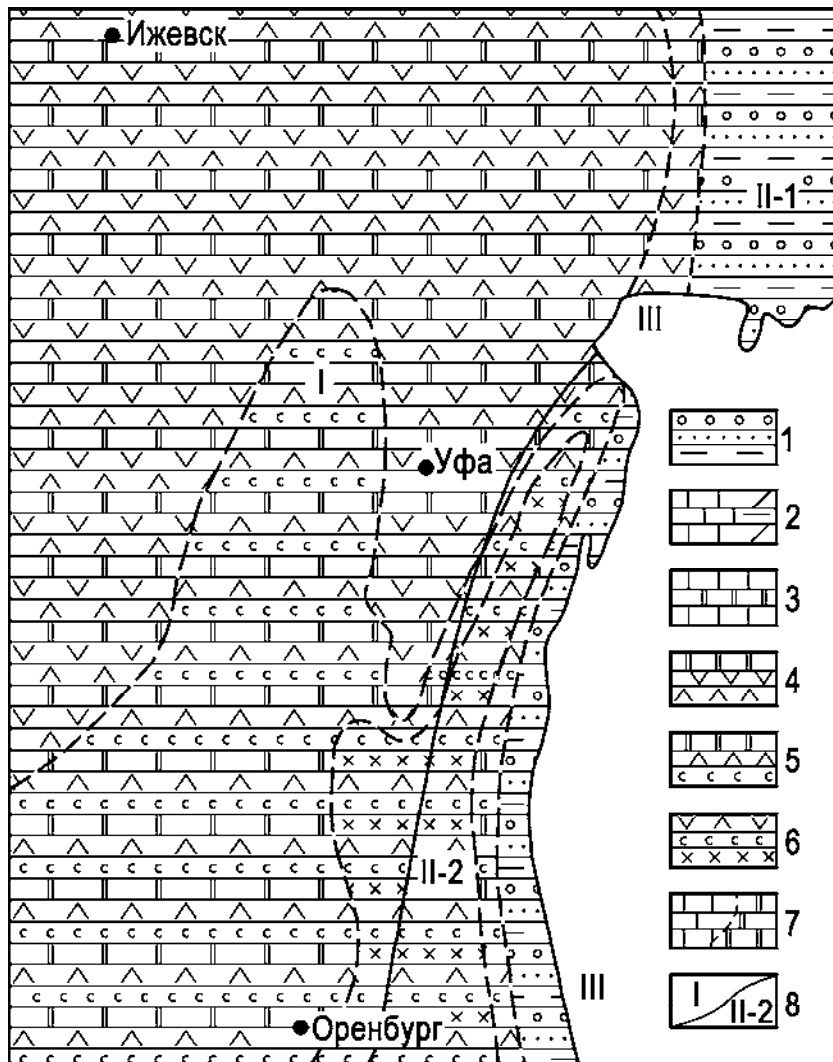


Рис. Литолого-гидрохимическая схема кунгурского эвапоритового бассейна (составила С.П. Носарева с использованием материалов [3, 7])

Литолого-гидрохимические зоны (в скобках в числителе — M , г/дм³, в знаменателе — ρ , г/см³): 1 — солоноватоводная молассовая (1–36/1,0–1,02), 2 — нормальной морской солености известняковая (36/1,02), 3 — слабо рассольная известняково-доломитовая (36–140/1,02–1,13), 4 — рассольная доломитово-гипсово-ангидритовая (140–320/1,13–1,23), 5 — рассольная доломитово-ангидритово-галитовая (320–470/1,23–1,29), 6 — рассольная ангидритово-галитово-карналлитовая (470–510/1,29–1,36); границы: 7 — литолого-гидрохимических зон, 8 — тектонических элементов: I — Восточно-Европейская платформа, II — Предуральский прогиб (II-1 — Юрюзано-Айская впадина, II-2 — Бельская впадина), III — горно-складчатый Урал

Закономерным следствием раннепермского галогенеза, плотностной конвекции и процессов межфазового взаимодействия в системе «маточный рассол – порода» является селективная аккумуляция микроэлементов в различных геохимических (генетических) типах рассолов. Максимальные концентрации их установлены в меж- и внутрисолевых рассолах хлоридного магниевого состава (в г/дм³): Br (до 17,5), B (до 1,5), K (до 42), Sr (до 3,5), Rb (до 0,1), Li (до 0,05), Cs (до 0,001). В промышленных концентрациях эти элементы содержатся и в продуктах их метаморфизации — рассолах хлоркальциевого типа.

Таким образом, следует констатировать, что процессам галогенеза в раннепермском эвапоритовом палеобассейне и плотностной конвекции солеродной маточной рапы в подстилающие терригенно-карбонатные толщи палеозоя принадлежит главная роль в формировании запасов и химического состава подземных рассолов Южного Предуралья.

Литература:

1. **Валяшко М.Г.** Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 398 с.
2. **Жарков М.А., Жаркова Т.М., Мерзляков Г.А.** К проблеме эволюции солевого состава вод Мертвого океана в палеозое // Геология и геофизика. 1978. № 3. С. 3.
3. **Жеребцова И.К., Волкова Н.Н.** Экспериментальное изучение поведения микроэлементов в процессе естественного солнечного испарения воды Черного моря и рапы Сасык-Сивашского озера // Геохимия. 1966. № 7. С. 832.
4. **Мерзляков Г.А.** Пермские солеродные бассейны Евразии. Новосибирск: Наука, 1979. 142 с.
5. Носарева С.П., Попов В.Г. Геохимия и генезис рассолов Южного Предуралья // Гидрогеология в начале XXI века: Мат-лы Международной конф. / ЮРГТУ (НПИ). 2006. С. 96.
6. **Сонненфелд П.** Рассолы и эвапориты. М.: Мир, 1988. 480 с.
7. **Сюндюков А.З.** Литология, фации и нефтегазоносность карбонатных отложений Западной Башкирии. М.: Наука, 1975, 174 с.

О ЦИКЛИЧНОСТИ РАЗВИТИЯ СУЛЬФАТНОГО КАРСТА НА УФИМСКОМ КОСОГОРЕ

А.И. Смирнов

Министерство природопользования и экологии Республики Башкортостан

Сегодня ни у кого не вызывает сомнения, что развитие любого природного процесса характеризуются определенной повторяемостью и цикличностью. Выявление циклов развития процесса возможно на основе анализа ряда наблюдений за его проявлениями. При этом, чем представительнее ряд, тем больше достоверность выявленных циклов развития процесса, на основе которых возможен прогноз периодов его активизации.

В ходе непрерывных 34-летних мониторинговых работ на Уфимском косогоре получен уникальный ряд наблюдений за активностью проявления на поверхности сульфатного карста, не имеющий аналогов в России, а возможно и в мире.

Режимные наблюдения за карстопоявлениями на косогоре непрерывно ведутся с 1976 года, наблюдатели: Г.М. Андрианов, И.В. Прошкин — 1976–1980 гг.; И.В. Прошкин, А.И. Смирнов — 1981–1984 гг., А.И. Смирнов, Т.И. Неклеенова, Ю.В. Соколов — 1985–2000 гг. (ОАО «Башкргеология»), Ю.В. Соколов — 2001–2006 гг. (ГУП «Башгеолцентр»), Ю.В. Соколов — 2007–2010 гг. (ОАО «Башкргеология»).

Уфимский косогор, площадью около 7 км², представляет собой высокий (до 100 м) и крутой, в нижней части обрывистый, расчлененный эрозионными и эрозионно-карстовыми оврагами правый склон долины р. Белой в г. Уфе, вдоль которого проходит железная дорога Самара – Челябинск с 1622 по 1629 км.

В геологическом строении косогора принимают участие гипсы кунгурского яруса, обнажающиеся в нижних частях косогора и склонов оврагов. На межовражьях и в пределах части оврагов они согласно покрываются терригенно-карбонатными отложениями уфимского яруса мощностью до 75 м (закрытый тип карста). В днищах некоторых оврагов гипсы местами выведены на поверхность или перекрыты суглинисто-щебнистым делювио-пролювием (прикрытый и покрытый типы карста). Рельеф косогора структурно-денудационный, а гидрогеологическая обстановка его характеризуется интенсивным водообменом и свободной разгрузкой трещинно-карстовых вод.