



## Равновесие подземных вод оксфордского горизонта Ю<sub>1</sub> северных районов Новосибирской области с карбонатными и алюмосиликатными минералами

Новиков Д.А.<sup>1,2</sup>, Вакуленко Л.Г.<sup>1,2</sup>, Дульцев Ф.Ф.<sup>1</sup>, Черных А.В.<sup>1</sup>, Николенко О.Д.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск; [NovikovDA@ipgg.sbras.ru](mailto:NovikovDA@ipgg.sbras.ru)

<sup>2</sup> Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск

Применительно к осадочным бассейнам наиболее острой является проблема выявления природы и механизмов диагенетического и катагенетического преобразования погружающихся осадков. Долгое время эта проблема решалась чисто литологическими методами, но физико-химический механизм таких преобразований так и остался не раскрытым, поскольку эти исследования проводились в отрыве от изучения состава подземных вод. Эволюция состава подземных вод начинается с момента их попадания в осадочно-породный бассейн и протекает в тесной связи с вмещающими горными породами и рассеянным органическим веществом. Система «вода – алюмосиликатные минералы» относится к наиболее сложным гетерогенным системам с межфазовыми взаимодействиями (Шварцев, 1992). При взаимодействии алюмосиликатов с водой происходит образование вторичных продуктов, растворимость которых ниже исходных. Это крайне важное обстоятельство определяет постоянную ненасыщенность воды относительно исходных минералов, которые поэтому могут растворяться в течение всего времени их взаимодействия с подземными водами (Шварцев, 1991).

Объект исследования выбран неслучайно, так как горизонт Ю<sub>1</sub> (оксфордский региональный резервуар, верхнеюрский водоносный комплекс) характеризуется наибольшей степенью геолого-геофизической изученности среди юрских отложений и является основным объектом разработки в северных районах Новосибирской области (Верх-Тарское и Восточно-Тарское нефтяные месторождения). В верхнеюрском водоносном комплексе распространены подземные воды от солоноватых до слабых рассолов с величи-

ной общей минерализации от 1,6 до 56,2 г/дм<sup>3</sup> (гидрогеохимический фон составляет 23–26 г/дм<sup>3</sup>) Cl-Na, Cl-HCO<sub>3</sub> Na и, в меньшей степени, Cl Na-Ca и Cl-HCO<sub>3</sub> Na-Ca состава (по С.А. Шукареву). Характер изменения общей минерализации подземных вод по площади мозаичен, в юго-восточном направлении наблюдается ее снижение по мере приближения к структурам Барабинско-Пихтовой мегамоноклизы, относящейся к Внешнему тектоническому поясу. По результатам полевых работ на Верх-Тарском месторождении установлено, что изученные воды характеризуются Cl-Na составом с величиной общей минерализации, изменяющейся от 28 до 46 г/дм<sup>3</sup>, составляя в среднем 35 г/дм<sup>3</sup>. Величина pH в них варьирует от 7,4 до 7,9, при средних значениях 7,6. Концентрации доминирующих макрокомпонентов – Cl и Na составляют от 14 до 23 г/дм<sup>3</sup> и от 8,3 до 17 г/дм<sup>3</sup> соответственно. Концентрации Ca<sup>2+</sup> меняются в пределах от 0,5 до 0,9 г/дм<sup>3</sup>, Mg<sup>2+</sup> – от 0,1 до 0,3 г/дм<sup>3</sup>, и HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> – от 0,3 до 0,7 г/дм<sup>3</sup>. Воды практически не содержат SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, поскольку еще на иловой стадии прошли десульфатизацию. В микроэлементном составе повышены содержания (мг/дм<sup>3</sup>): Sr (до 1328), Ba (до 358), Si (до 56), Li (до 7,1) и Mn (до 3,2). С ростом общей минерализации в растворе также накапливаются тяжелые металлы (мг/дм<sup>3</sup>): Cu (до 0,06), Zn (до 0,37), Cd (до 0,04), Co (до 0,07), Ni (до 0,01), Mo (до 0,03), Pb (до 0,02), Sn (до 0,02). Повышенным содержанием Cr до 0,1 мг/дм<sup>3</sup> отличаются воды в скв. 507, тогда как фоновые значения не превышают 0,01 мг/дм<sup>3</sup>. Среди РЗЭ наибольшие концентрации отмечаются (мкг/дм<sup>3</sup>): у La (до 20,8), Eu (до 7,9), Gd (до 1,8) и Dy (до 0,57).

Изученные породы-коллекторы Верх-

Тарского месторождения (интервал глубин 2486–2902 м) представлены широким спектром гранулометрических разновидностей — от песчаников крупно-среднезернистых до алевролитов мелко-крупнозернистых. Состав обломочной части полимиктовый, с преобладанием кварца. При детальном микроскопическом исследовании пород выявлены ассоциации аутигенных минералов, сформированные на разных стадиях литогенеза и входящие в основном в состав цемента. Установлены: диагенетические глауконит, пирит, кальцит первой генерации, сидерит, анатаз, лейкоксен; диагенетические-катагенетические кальцит второй генерации, доломит, хлорит, каолинит; катагенетические сидерит, кварц, альбит, кальцит третьей генерации, доломит.

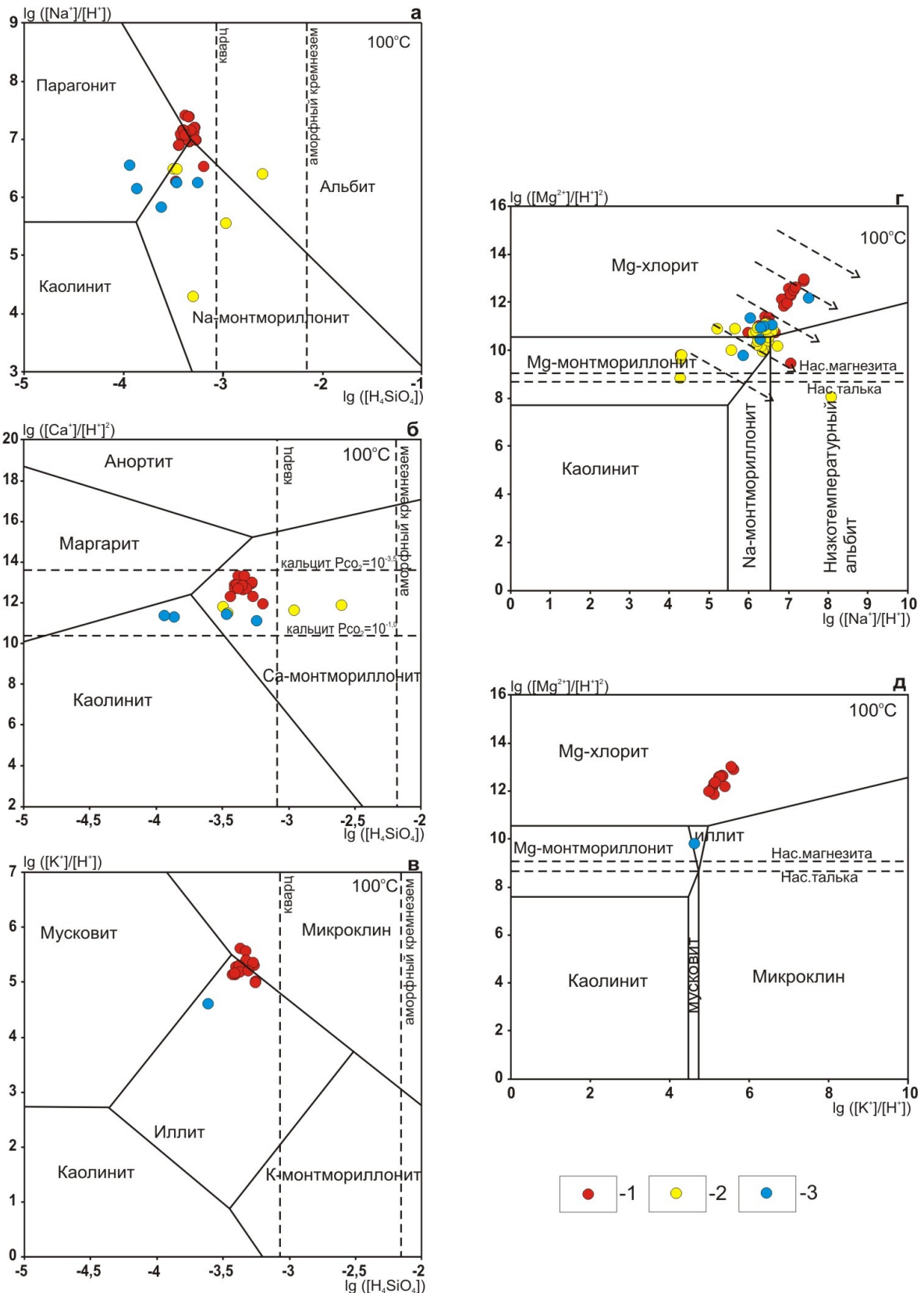
Основной объем аутигенного минералообразования приходится на карбонатные минералы, среди которых наиболее широко распространен и представлен практически во всех разрезах кальцит (от первых до 45–50%, иногда до 60%). Установлено 3 его генерации: тонко-микрористаллический кальцит является реликтом седиментационно-ранне-диагенетического микрита, встречается редко в виде сгустков и пятен. Вторая генерация представлена отдельными кристаллами и агрегатами кальцита тонко-, мелко-, редко средне-мелкокристаллической структуры, формирующими поровый, участками базально-поровый цемент. К третьей генерации отнесен пойкилитовый мелко-средне-, иногда средне-крупно- и грубокристаллический кальцит. Он корродирует обломки (в том числе регенерационные кварцевые каемки), частично или полностью замещает часть из них, формируя порово-базальный, базальный цемент. Наиболее широко проявлен в изученных породах. Сидерит образует микрористаллические и пелитоморфные сгустки и пятна, концентрируясь в участках скопления растительного детрита. Кроме того, в стадию катагенеза пелитоморфный сидерит развивается по биотиту и некоторым литокластам, тонкокристаллический сидерит в ассоциации с мелкочешуйчатым каолинитом формирует поровый цемент, иногда встречаются сферолиты катагенетического сидерита. Доломит первой генерации отмечен в участках развития железисто-магнезиального кальцита второй генерации, где он в единичных прослоях формирует порово-базальный цемент тонко-мелкокристаллической структуры. Доломит второй генерации отмечается в виде тонкокристаллических, реже мелкокристаллических ромбоэдров и их агрегатов, развивающихся по обломкам полевых шпатов, а также по всем типам цемента, в том числе, пойкили-

товому кальцитовому. Таким образом, доломит является наиболее поздним катагенетическим минералом. Содержание его обычно незначительное — от долей % до 1–5, редко до 10–15%.

Среди аутигенных алюмосиликатных минералов наиболее распространен каолинит. Формы его выделения, размер кристаллитов, степень совершенства структуры различны, что, вероятно, можно объяснить наличием нескольких генераций, образующихся как в диагенезе, так и в катагенезе. Наиболее ранняя генерация тонкочешуйчатого (до 0,01 мм) каолинита отмечена в участках пятнистого развития существенно гидрослюдистого (каолинит-гидрослюдистого) материала. Более широко проявлен поровый каолинит, представленный агрегатами от тонко- до крупночешуйчатой структуры, иногда вермикулитоподобного, сферолитового, сноповидного облика, формировавшийся скорее всего под воздействием поровых растворов. Наблюдается замещение каолинитом полевых шпатов и пластинок мусковита. Изредка проявлены аутигенный хлорит, замещающий биотит, а также альбит, формирующий регенерационные каемки вокруг обломков калиевых полевых шпатов.

При изучении равновесия подземных вод с минералами вмещающих пород использовались диаграммы из работ (Aagaard, Helgeson, 1982; Garrels, 1984; Ben Vaccar, Fritz, 1993 и др.). Анализ термодинамических диаграмм с нанесением точек активностей компонентов состава подземных вод показал следующее. При пластовых температурах, изменяющихся от 80 до 100°C, все без исключения изученные воды пересыщены относительно кальцита и доломита, и способны высаживать их в виде вторичной минеральной фазы, что подтверждается результатами петрографических исследований. Вследствие того, что с увеличением температуры растворимость кальцита уменьшается, мы наблюдаем наибольшую степень насыщения вод этим минералом в наиболее погруженных горизонтах. Аналогичную ситуацию можно отметить и в случае с доломитом.

Система равновесия воды с алюмосиликатами является многокомпонентной, насыщенность ее отдельными элементами может быть понята только в совокупности. Инконгруэнтное растворение, при всей его сложности, обязано главным образом явлениям гидролиза. Так, в системе  $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-CO_2-H_2O$  (Рис. 1а) разброс точек состава подземных вод является довольно значительным. Точки в равной мере расположены в полях устойчивости парагонита, На-монтмориллонита и альбита. В итоге, наиболее



**Рис. 1.** Диаграммы стабильности минералов в системах Si–Al–Na (а), Si–Al–Ca (б), Si–Al–K (в), HCl–H<sub>2</sub>O–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–CO<sub>2</sub>–MgO–Na<sub>2</sub>O–SiO<sub>2</sub> (г), HCl–H<sub>2</sub>O–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–CO<sub>2</sub>–MgO–K<sub>2</sub>O–SiO<sub>2</sub> (д) при 100 °С с нанесением точек состава вод верхнеюрских отложений южных районов Обь-Иртышского междуречья. Условные обозначения: 1 – воды Верх-Тарского нефтяного месторождения (экспедиционные работы 2018–19 года), 2 – воды центральных районов изучаемого региона, 3 – воды южных и юго-восточных районов изучаемого региона.

вероятные направления преобразования натриевых алюмосиликатов заключаются в образовании каолинита, монтмориллонита и слюд. В системе  $SiO_2-Al_2O_3-CaO-CO_2-H_2O$  все изученные воды расположены в полях устойчивости глинистых минералов (Рис. 1б). Достигается равновесие с Са-монтмориллонитом и каолинитом. Следует отметить, что растворение первичных алюмосиликатов, в данном случае анортита, сопровождается осаждением, в первую очередь, глинистых и слюдистых минералов. В системе  $SiO_2-Al_2O_3-K_2O-CO_2-H_2O$  большая часть точек расположена в поле устойчивости иллита и микроклина. Решающее влияние на результат гидролиза силикатов оказывает содержание в пластовых водах соединений кремния (Рис. 1в). Более низкие концентрации  $H_4SiO_4$  приводят к образованию иллита, а более высокие – слюд и микроклина. Изучение равновесия пластовых вод с магниевыми минералами (Рис. 1г,д) показало плотное, практически линейное расположение точек в направлении образования Mg-монтмориллонита и Mg-хлорита. Несколько точек находятся в поле устойчивости иллита и альбита. Так в системе  $HCl-H_2O-Al_2O_3-CO_2-MgO-Na_2O-SiO_2$  большинство точек расположено в полях устойчивости Mg-хлорита и Mg-монтмориллонита. Единичные точки расположены в полях устойчивости низкотемпературного альбита (Рис. 1г), что говорит о вероятности по мере дальнейшей эволюции системы вода – порода процесса вторичной альбитизации. В целом выявлена тенденция в росте степени насыщения вод относительно низкотемпературного альбита с ростом величины рН и концентрации кремнезема в растворе. В системе  $HCl-H_2O-Al_2O_3-CO_2-MgO-K_2O-SiO_2$  большинство точек расположено в полях устойчивости Mg-хлорита и одна точка в поле иллита (Рис. 1д).

Установлены равновесные составы вод, которые, при строго определенных рН среды и концентрации кремнезема служат источником для образования равновесных минеральных фаз, однако этот вопрос требует более детальных исследований, на уровне проведенных нами ранее работ по северным и арктическим районам Западной Сибири (Новиков, 2016; Новиков и др., 2019 и др.). В целом, термодинамический анализ показал, что в пределах верхнеюрских отложений

(горизонт Ю<sub>1</sub>) северных районов Новосибирской области взаимоотношения в системе алюмосиликаты – подземные воды являются довольно сложными и носят равновесно-неравновесный характер. Подземные воды повсеместно насыщены карбонатными минералами. С другой стороны, воды не насыщены относительно первичных алюмосиликатных минералов, что приводит к их непрерывному растворению. В результате этого поступающие в раствор ионы  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Al_2O_3$ ,  $H_4SiO_4$  связываются вторичными (аутигенными) минералами, которые являются устойчивыми на данном этапе развития системы и находятся в равновесном состоянии с подземными водами, тем самым ограничивая рост катионов в растворе. Результаты петрографических исследований подтверждают результаты численного моделирования.

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Новосибирской области в рамках научного проекта № 18-45-540004р\_а.

#### Литература

- Новиков Д.А. Гидрогеохимия процессов катагенетического преобразования осадочных пород нефтегазоносных отложений арктических районов Западно-Сибирского мегабассейна // Известия ВУЗов. Нефть и газ. 2016. № 6. С. 19–25.
- Новиков Д.А., Вакуленко Л.Г., Ян П.А. Особенности латеральной гидрогеохимической и аутигенно-минералогической зональности оксфордского регионального резервуара Надым-Тазовского междуречья // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 6. С. 843–859.
- Шварцев С.Л. Взаимодействие воды с алюмосиликатными горными породами. Обзор // Геология и геофизика. 1991. № 12. С. 16–50.
- Шварцев С.Л. О соотношении составов подземных вод и горных пород // Геология и геофизика. 1992. № 8. С. 16–50.
- Агаард Р., Хелгесон Н.С. Thermodynamic and kinetic constraints on reaction rates among minerals and aqueous solutions I. Theoretical consideration // Am. J. Sci. 1982. V. 282. P. 237–285.
- Ben Yacoub M., Fritz B. Diagenetic albittization of K-feldspar and plagioclase in sandstone reservoirs: thermodynamic and kinetic modeling // Journal of sedimentary Petrology. 1993. V. 63. № 6. P. 1100–1109.
- Garrels R.M. Montmorillonite/illite stability diagrams // Clays and Clay Min. 1984. V. 32. № 3. P. 161–166.

## **Groundwaters equilibrium of the Oxfordian horizon Yu<sub>1</sub> of the northern part of Novosibirsk oblast**

Novikov D.A.<sup>1,2</sup>, Vakulenko L.G.<sup>1,2</sup>, Dultsev F.F.<sup>1</sup>,  
Chernykh A.V.<sup>1</sup>, Nikolenko O.D.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Trofimuk Institute of Petroleum-Gas Geology and Geophysics, Siberian Branch  
of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk; [NovikovDA@ipgg.sbras.ru](mailto:NovikovDA@ipgg.sbras.ru)

<sup>2</sup>Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk

The results on numerical physico-chemical modeling of interaction in water-rock system on the example of Oxfordian horizon Yu<sub>1</sub> of the northern regions of Novosibirsk oblast are presented for the first time. It has been established that, there is practically no equilibrium with primary (endogenous) minerals anorthite, albite, and microcline, despite the low salinity of groundwater (up to 46 g/dm<sup>3</sup>) and their long interaction with rocks (tens, and possibly hundreds of millions of years). At the same time, groundwater is in equilibrium with mica minerals, Ca-, Na- and Mg-montmorillonites, kaolinite, Mg-chlorite. A carbonate barrier always acts on the path to establishing equilibrium of groundwater with primary aluminosilicate minerals. Petrographic studies of silty-sandy rocks established the genetic series of authigenic minerals of diagenesis and catagenesis. Relict diagenetic minerals are represented by glauconite, pyrite, siderite, first-generation calcite, kaolinite, anatase and leukoxene. Among catagenetic minerals predominates calcite of the second and third generation predominates, quartz, kaolinite are less developed, and siderite, chlorite, zeolites, albite, and dolomite are slightly developed. The results of petrographic studies confirm the thermodynamic calculations.