

ОСОБЕННОСТИ ЛАТЕРАЛЬНОЙ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ И АУТИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ОКСФОРДСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО РЕЗЕРВУАРА НАДЫМ-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Д.А. Новиков^{1,2}, Л.Г. Вакуленко^{1,2}, П.А. Ян¹

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Впервые выявлены особенности латеральной гидрогеохимической и аутигенно-минералогической зональности оксфордского регионального резервуара Надым-Тазовского междуречья. Результаты термодинамических расчетов показали, что в условиях неравновесно-равновесной системы вода—порода, несмотря на невысокую соленость исследуемых вод (до 63.3 г/дм³) и очень длительное взаимодействие их с горными породами (до 165 млн лет), равновесия с первичными (эндогенными) минералами, такими как альбит, анортит, микроклин, практически не наблюдается. Формирование аутигенных минералов происходит непрерывно и строго последовательно (каолинит—монтмориллонит—иллит—слюды—хлорит—альбит—микроклин) при определенных геохимических параметрах среды (pH, концентрации в растворе SiO₂, Al, Na, K, Ca, Mg). На пути установления равновесия подземных вод с первичными алюмосиликатными минералами всегда выступает карбонатный барьер, поэтому практически повсеместно проявлена карбонатизация пород разной степени. В южных районах Надым-Тазовского междуречья в комплексе аутигенных минералов присутствует каолинит, что не характерно для северных районов, где заметно проявлены процессы альбитизации. В восточном направлении процессы аутигенного минералообразования в целом ослабевают.

Гидрогеохимия, аутигенные минералы, латеральная зональность, система вода—порода, гидрогенно-минеральный комплекс, катагенез, верхняя юра, Западная Сибирь, Арктика.

LATERAL ZONING OF GROUNDWATER CHEMISTRY AND AUTHIGENIC MINERALOGY IN THE OXFORDIAN REGIONAL RESERVOIR OF THE NADYM-TAZ INTERFLUVE

D.A. Novikov, L.G. Vakulenko, and P.A. Yan

This is a pioneering study on lateral zoning of groundwater chemistry and authigenic mineralogy in the Oxfordian regional reservoir of the Nadym-Taz interfluve. According to thermodynamic calculations, the non-equilibrium-equilibrium water-rock system lacks equilibrium with primary magmatic minerals, such as albite, anorthite, and microcline, though the water is moderately saline (up to 63.3 g/L) and has been in interaction with rocks for ~165 million years. Authigenic minerals form continuously and successively (kaolinite-montmorillonite-illite-micas-chlorite-albite-microcline) from waters that have certain pH and contents of SiO₂, Al, Na, K, Ca, and Mg. The equilibrium of groundwater with primary aluminosilicate minerals impinges on a carbonate barrier, and almost all rocks are more or less strongly carbonatized. Authigenic mineral assemblages from the southern Nadym-Taz interfluve include kaolinite unlike those from the northern part of the region where albitization is more common. Authigenesis generally decays in the eastern direction.

Lateral zoning, authigenic minerals, groundwater chemistry, water-rock system, water-mineral complex, catagenesis, Upper Jurassic, West Siberia, Arctic

ВВЕДЕНИЕ

Одной из наиболее острых проблем изучения осадочных бассейнов является выявление природы и механизмов постседиментационного преобразования погружающихся отложений. Долгое время она решалась чисто литологическими методами, и физико-химический механизм таких преобразований оставался нераскрытым, поскольку эти исследования проводились в отрыве от изучения состава подземных вод.

Великий русский ученый М.В. Ломоносов в произведении «О слоях земных» конца 1750-х годов подробно изложил свое учение о процессах породообразования, в которых большое значение придавал подземной воде как природному раствору. Почти двумя веками позже ключевую роль воде в геологиче-

ских процессах и как составной части минералов, играющей немаловажную роль при их формировании и трансформации, отводил также основатель гидрогеохимии академик В.И. Вернадский.

Уже более 30 лет назад в научной Сибирской гидрогеохимической школе под руководством С.Л. Шварцева обоснован принцип равновесно-неравновесного состояния системы вода—порода, который отражает ее внутренне противоречивый характер, определяющий способность к самопроизвольному, непрерывному, геологически длительному развитию с образованием принципиально новых вторичных минералов и геохимических типов воды, которые в совокупности следует именовать гидrogenно-минеральными комплексами [Шварцев, 1995, 2008].

Фундаментальная проблема по взаимодействию воды с горными породами широко обсуждается в мировом научном сообществе на протяжении многих десятилетий [Frape et al., 1984; Helgeson et al., 1993; Foustoukos et al., 2008; Scislewski, Zuddas, 2010; Hüpers et al., 2016; Wanner et al., 2017], проводятся ставшие уже традиционными международные симпозиумы. Литологами изучаются вторичные изменения водо-, нефте- и газомещающих пород, процессы формирования цемента различного состава, влияние постседиментационных изменений на коллекторские свойства пород [Коссовская, Шутов, 1963; Rex, 1966; Перозо, 1971; Прошляков, 1974; Wilson, Pittman, 1977; McDowell, Elders, 1980; Холодов, 1982а,б; Сахибгареев, 1989; Махнач, 1989, 2000; McBride, 1989; Лебедев, 1992; Stewart et al., 1994; Wilkinson et al., 2004; Япаскурт, 2008; Zhao et al., 2011; и др.].

Глубинная аутигенно-минералогическая зональность мезозойских отложений Западно-Сибирского осадочного бассейна (ЗСОБ) рассмотрена в ряде публикаций [Черников, 1969; Перозо, 1971; Ушатинский, Зарипов, 1978; Предтеченская, 2010; и др.], в части из них фигурируют мощные разрезы Надым-Тазовского междуречья, в основном разрез, вскрытый Тюменской сверхглубокой скважиной (ТСГ-6), хорошо охарактеризованный керном [Зонн, Дзюбло, 1990; Япаскурт и др., 1992, 1997; Предтеченская и др., 1993, 2000; Казанский и др., 1995; Япаскурт, Горбачев, 1996; Сиротенко, Горбачев, 2000; Япаскурт, Сиханов, 2007; Сиротенко, 2009; и др.]. В то же время латеральная аутигенно-минералогическая зональность рассматривается обычно только в связи с влиянием залежей УВ.

Огромный фактический материал по составу флюидов, минералого-петрографическим особенностям мезозойских пород Западной Сибири, накопленный с 50-х годов прошлого века, расширил и во многом изменил наши представления о некоторых особенностях нефтегазоносных бассейнов. Однако до сих пор до конца не выяснены причины и факторы, контролирующие формирование гидрогеохимической и аутигенно-минералогической зональности ЗСОБ. В настоящей работе впервые сделана попытка комплексного подхода к ее изучению на примере конкретного объекта.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Объект исследования выбран неслучайно, так как оксфордский региональный резервуар, пронизываемая часть которого представлена нефтегазоносным горизонтом Ю₁, характеризуется наибольшей степенью геолого-геофизической изученности среди юрских отложений. Район исследования расположен в пределах Надым-Тазовского междуречья на севере Западной Сибири (рис. 1). С гидрогеологической точки зрения оксфордский резервуар соотносится с верхнеюрским водоносным комплексом, который, согласно принятой стратификации, входит в состав нижнего гидрогеологического этажа [Кругликов и др., 1985; Шварцев, Новиков, 2004; Матусевич и др., 2005; Новиков, Лепокуров, 2005; Novikov, 2017]. Объектом минералого-петрографических исследований служили песчаные породы в составе верхнеवासюганской и нижнесиговской подсвет, залегающие в интервале глубин 2720—3870 м и имеющие мелководно-морской, реже прибрежно-морской генезис. Они характеризуются незначительными изменениями полимиктового состава обломочной части, преимущественно мелкозернистой, редко средне- и мелкосреднезернистой структурой [Ян, Вакуленко, 1998; Ян, 2001]. В региональном плане васюганский горизонт на территории исследования по степени изменения пород находится на конечном этапе среднего—начальном этапе позднего катагенеза [Предтеченская и др., 2015], а степень катагенеза органического вещества соответствует градациям мезокатагенеза преимущественно МК₁² (на юге), МК₂ (на севере) и МК₁¹ (на востоке) [Фомин, 2011]. Опорными в настоящей работе стали разрезы, вскрытые и полностью охарактеризованные керном в скважинах Тюменская СГ-6 на севере и Западно-Новогодняя-210 на юге Надым-Тазовского междуречья.

Гидрогеохимические материалы, послужившие основой для настоящей работы, были получены за длительный период времени. В этой связи была проведена тщательная разбивка фактических данных и необходимая статистическая обработка для выделения характеристик гидрогеохимического фона (табл. 1), а также аномалий, расчет общепринятых химических и генетических коэффициентов. Обработка и интерпретация гидрогеохимических данных проводилась с применением программных средств Microsoft Excel, STATISTICA, SURFER, GridBuilder-GridMaster, пакета программ Rockworks. Электронная база данных по оксфордскому региональному резервуару территории Надым-Тазовского меж-

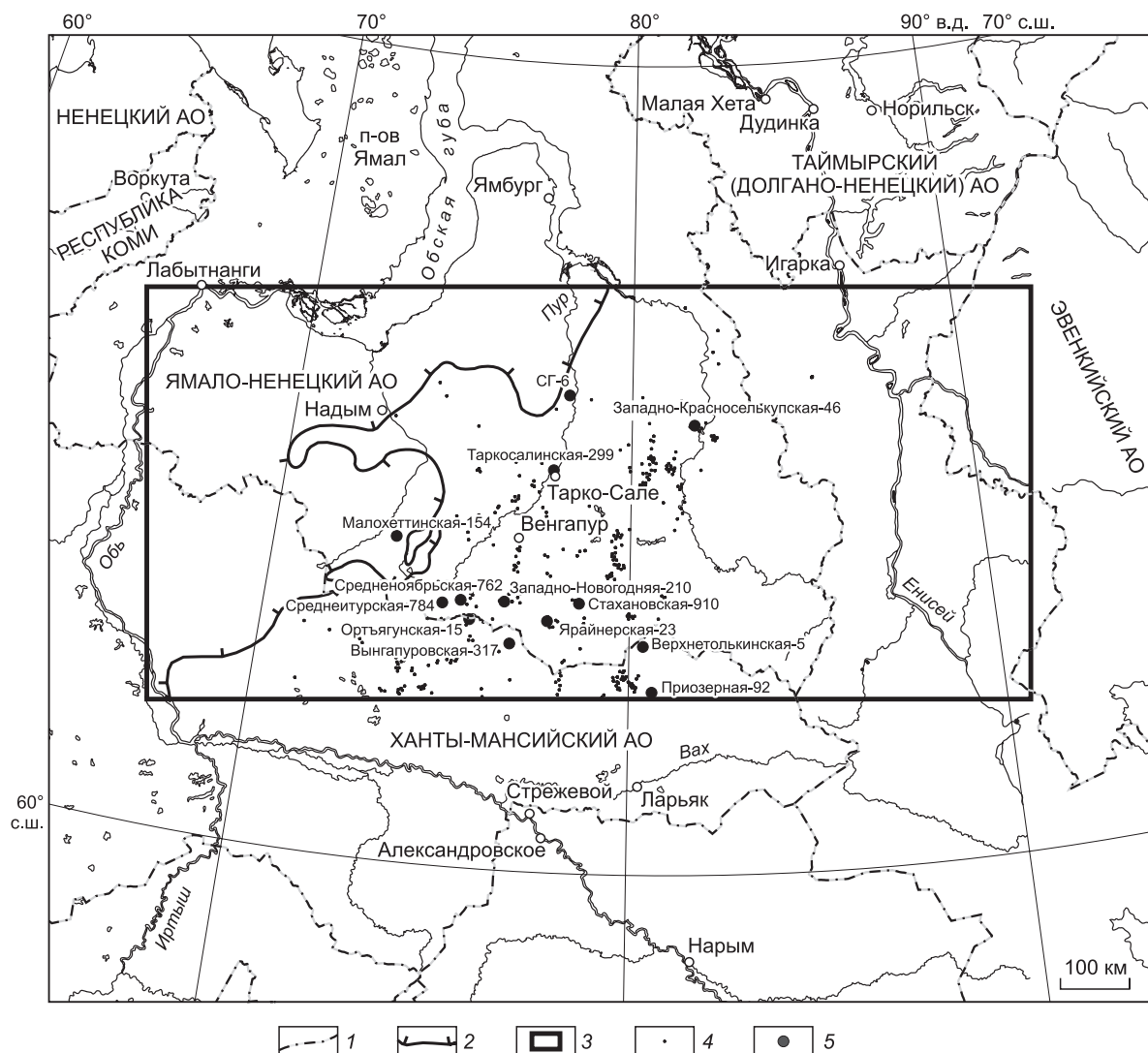
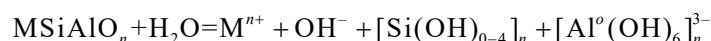


Рис. 1. Местоположение района исследований на севере Западной Сибири.

Границы: 1 — административные, 2 — глинизации оксфордского регионального резервуара, 3 — района исследований; скважины: 4 — с гидрогеохимическим опробованием, 5 — с изученным аутигенно-минеральным комплексом.

дуречья достаточно представительна и включает результаты испытаний и гидрогеохимического опробования 537 объектов (644 пробы). Дальнейшая работа заключалась в установлении основных гидрогеохимических особенностей подземных вод верхнеюрских отложений, составлении гидрогеохимических карт и схем, а также выполнении всего комплекса термодинамических расчетов для оценки равновесий в системе вода—порода при помощи пакета HydroGeo, позволяющего учитывать минерализацию подземных вод вплоть до рассолов [Букаты, 1999].

Взаимодействие пластовых вод с карбонатными минералами (кальцитом и доломитом) происходит на основе реакции конгруэнтного растворения и описывается уравнением: $\text{MCO}_3 + \text{H}^+ = \text{M}^{2+} + \text{HCO}_3^-$. Механизм инконгруэнтного растворения алюмосиликатных минералов, связанный главным образом с явлением гидролиза, можно записать в виде уравнения



или $\text{Al}(\text{OH}_3) + (\text{M}, \text{H}) \text{Al}^o\text{SiAl}^t\text{O}_n$, где n относится к неопределенным атомным отношениям, o и t — соответственно к октаэдрическим и тетраэдрическим координациям; M обозначает металлические катионы; последний член реакции $(\text{M}, \text{H}) \text{Al}^o\text{SiAl}^t\text{O}_n$ включает три возможные компоненты: глинистые минералы, цеолиты и алюмосиликокластический материал.

Таблица 1. Ведущие показатели химического состава подземных вод верхнеюрского комплекса

Элемент, мг/дм³	Значение					Медиана	Стандартное отклонение	Стандарт-ная ошибка	Объем выборки
	Мин.	Гидрогеохими-ческого фона	Макс.	Доверительного ин-тервала					
				мин.	макс.				
М *	2.0	19.9	63.3	19.0	20.9	16.9	11.9	0.5	644
pH	6.2	7.6	8.3	7.4	7.6	7.5	1	0.1	423
Na ⁺	891	6336	24521	5999	6674	5429	3886	172	644
K ⁺	3	115	502	107	123	100	79	4	351
Ca ²⁺	8	502	3250	463	542	316	500	20	622
Mg ²⁺	1	62	547	57	67	39	61	3	581
SO ₄ ²⁻	1	33	248	28	37	21	35	2	232
Cl ⁻	780	11271	37600	10695	11847	9574	7351	293	644
HCO ₃ ⁻	12	834	3709	786	882	708	611	25	644
I ⁻	0.4	5.2	45.0	4.6	5.8	3.4	6.6	0.3	498
Br ⁻	6.7	40.5	207.9	38.1	43.0	36.7	27.7	1.2	511
B ⁺	0.3	9.0	200.0	8.2	9.7	7.2	8.2	0.4	472
NH ₄ ⁺	0.2	39.4	150.0	33.0	45.9	30.0	33.0	3.3	102
Нафт. кислоты	0.1	0.6	4.0	0.4	0.7	0.4	0.6	0.1	87
SiO ₂	3.0	25.8	86.0	21.6	29.9	21.0	18.0	2.1	75
F ⁻	0.3	1.2	8.9	1.1	1.4	1.1	0.7	0.1	86
Sr ²⁺	24.6	94.6	1320.0	3.7	45.1	16.6	24.8	8.8	38

* Общая минерализация подземных вод, г/дм³.

Для нанесения данных по составу подземных вод для систем HCl—H₂O—Al₂O₃—CO₂—MgO—Na₂O—SiO₂ и HCl—H₂O—Al₂O₃—CO₂—MgO—K₂O—SiO₂ нами использовались диаграммы из работ [Helgeson, 1969; Ben Baccar, Fritz, 1993], а для систем SiO₂—Al₂O₃—Na₂O—CO₂—H₂O, SiO₂—Al₂O₃—CaO—CO₂—H₂O и SiO₂—Al₂O₃—K₂O—CO₂—H₂O из работ [Силкина, 2001; Силкина, Жуковская, 2002]. Положение линий на диаграммах стабильности натриевых, кальциевых и калиевых алюмосиликатов, построенных по методике, разработанной Р.М. Гаррелсом и Ч.Л. Крайстом [1968], имеет сходство с таковыми на диаграммах М. Бин Баккара, Б. Фрица и Р.М. Гаррелса, построенных для температур 100 °С и Х. Хельгесона [Helgeson, 1969; Aagaard, Helgeson, 1982; Ben Baccar, Fritz, 1993], построенных для температур 25 и 100 °С. Положение линий на используемых диаграммах очень чувствительно к погрешностям определения величин свободных энергий минералов [Драйвер, 1985].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Гидрогеологические условия. Отложения верхнеюрского водоносного комплекса (оксфордско-го регионального резервуара), представленного песчано-алевритовыми породами мелководно- и прибрежно-морских фаций, имеют общую мощность 80—260 м, причем его мощность увеличивается в восточном направлении от 80—110 м на структурах Северного свода до 240—260 м в пределах Красноселькупской моноклизы.

Исследованиями прошлых лет выявлена принципиальная гидродинамическая картина, показывающая скрытую разгрузку подземных вод ЗСОБ [Кругликов и др., 1985; Матусевич и др., 2005]. Установлены два основных региональных потока: элизионных вод на западе, от границы глинизации резервуаров, и инфильтрационных вод на востоке, от периферии бассейна. Верхнеюрский водоносный комплекс не является исключением. Пластовые давления в его пределах изменяются значительно и колеблются от 9.9 до 67.7 МПа. Особенностью динамики вод комплекса является наличие аномально-высоких пластовых давлений (АВПД) с коэффициентом аномальности (K_a) в изучаемом регионе до 1.87 [Новиков, 2018; Novikov et al., 2018a]. Анализ напряженности гидродинамического поля показал доминирование двух зон давлений в пределах Надым-Тазовского междуречья: нормальных (восточные районы) и АВПД (западные и центральные районы). Между ними, с юга на север, протягивается зона повышенных давлений ($K_a = 1.05—1.15$). В восточных районах с доминированием гидростатических давлений спорадически встречаются гидродинамические аномалии с повышенными давлениями, приуроченные к структурам Ютырмальского, Текто-Харампурского и Равнинного месторождений [Швар-

цев, Новиков, 2004; Новиков, 2017а]. Наличие такой обширной зоны АВПД в центральной и западной частях Надым-Тазовского междуречья (близ границы глинизации оксфордского регионального резервуара) можно объяснить элизионным типом режима в этой части исследуемого региона [Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, Лепокуров, 2005; Новиков, 2018; Novikov et al., 2018a].

Анализ распределения давлений, приведенных к плоскости –3800 м в пределах верхнеюрского комплекса, выявил обширные зоны пьезомаксимумов, закономерно приуроченных к западным районам Надым-Тазовского междуречья и наиболее погруженным структурам Среднепурского наклонного мегапрогиба и Большехетской мегасинеклизы. Общий перепад давлений по комплексу достигает 34.0 МПа. Рост приведенных давлений на границе глинизации проницаемых отложений говорит о надежном литологическом экране и возможности латеральной миграции флюидов с запада на восток в условиях элизионной литостатической водонапорной системы. Зоны основных пьезо минимумов также совпадают с контурами крупных зон нефтегазоаккумуляции, например, с Харампурской в пределах Среднепурского наклонного мегажлоба и другими.

В зоне Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта происходит встреча потоков элизионных и инфильтрационных вод и осуществляется их разгрузка за счет межпластовых перетоков по разрывным нарушениям. Такой процесс наблюдается при анализе распределения пластовых давлений. Эта гипотеза подтверждается в пределах структур Северного свода и ряде других, где АВПД и повышенные пластовые давления установлены вплоть до низов апт-альб-сеноманского водоносного комплекса [Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, Лепокуров, 2005; Новиков, 2017а, 2018; Novikov, 2017]. Подземные воды до мезозойских пород и нижних горизонтов осадочного чехла (триасовые и юрские) разгружаются в вышележащие отложения путем последовательных вертикальных перетоков. Вертикальная гидрогеохимическая зональность носит весьма сложный характер. Широко проявлена зона солоноватых вод с величиной общей минерализации до 10–15 г/дм³. Так, если на севере Надым-Тазовского междуречья уменьшение солёности вод с глубиной выражено достаточно четко, то на юге картина значительно сложнее: в пределах глубин 1000–2500 м солёность вод с глубиной растёт незначительно, затем в верхнеюрских отложениях этот рост выражен ярко, особенно на глубинах 2800–3200 м, а ниже (нижне-среднеюрские отложения) он становится инверсионным, хотя и не во всех геологических структурах [Шварцев, Новиков, 2004; Novikov, 2017].

Химический состав и латеральная гидрогеохимическая зональность. На территории исследований выявлены подземные воды разного химического состава. Доминируют воды (по С.А. Щукареву [Самарина, 1977]) хлоридного натриевого, хлоридно-гидрокарбонатного натриевого и гидрокарбонатно-хлоридного натриевого типов с величиной общей минерализации, изменяющейся в широком интервале — от 5 до 63.3 г/дм³ [Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, Лепокуров, 2005; Novikov, 2017; Novikov et al., 2018b]. Каждый из них имеет свои особенности в распределении основных солеобразующих макро- и микрокомпонентов, концентрации которых напрямую зависят от величины их общей минерализации. Типовые анализы подземных вод основных химических типов приведены в табл. 2. Из нее видно, что по мере роста общей минерализации и смене химического типа вод с гидрокарбонатно-хлоридного натриевого на хлоридный натриевый происходит закономерное увеличение содержаний хлора, натрия, магния, кальция, калия, микрокомпонентов: брома, иода, бора, аммония и стронция. При минерализации вод 15–20 г/дм³ и более в них происходит снижение содержания гидрокарбонат-иона. Концентрации сульфат-иона в среднем не превышают 20–60 мг/л³, что связано с широко известным процессом его восстановления до сероводорода: $\text{SO}_4^{2-} + 2\text{C}_{\text{орг}} + 2\text{H}_2\text{O} = 2\text{HCO}_3^- + \text{H}_2\text{S}$.

В пределах Надым-Тазовского междуречья по величине общей минерализации четко выделяются три максимума, один из которых расположен на юге Красноселькупской моноклизы и приурочен к Холмистой площади (31–36 г/дм³), а другие два (в пределах Северного свода и Южно-Надымской мегамоноклизы) — к Известинской и Айваседопуровской площадям с минерализацией 39–64 и 41–59 г/дм³ соответственно (рис. 2). В целом в регионе прослеживается тенденция уменьшения минерализации подземных вод в северном и северо-западном направлениях (по мере приближения к границе глинизации оксфордского регионального резервуара) и в северо-восточном направлении (по мере приближения к прибортовой зоне бассейна), где она снижается до 5–10 г/дм³. Та же закономерность прослеживается при смене химических типов подземных вод с хлоридного натриевого на хлоридно-гидрокарбонатный натриевый. Первый тип подземных вод характеризуется доминирующей ролью натрия в катионном составе, концентрации которого достигают до 20–24 г/дм³, а в анионном составе — хлора, с концентрациями до 30–37 г/дм³. В хлоридно-гидрокарбонатном натриевом типе изменения происходят в анионном составе за счет возрастающей роли гидрокарбонат-иона до 25–47 мас. %-экв. (2–3 г/дм³).

Величина фоновой минерализации подземных вод верхнеюрского гидрогеологического комплекса в изучаемом районе составляет 19.9 г/дм³ (региональный фон) (см. табл. 1). Наиболее минерализованные воды (более 25 г/дм³) распространены в пределах Северного и Нижневартовского сводов, Восточно-Пурской мегамоноклинали и Южно-Надымской мегамоноклизы. Установлено, что положительные

Таблица 2. Типовые анализы подземных вод оксфордского регионального резервуара Надым-Газовского междуречья

Площадь, скв., интервал перфорации, м	pH	Элемент, мг/дм ³															M, г/дм ³	$\frac{rNa}{rCl}$	Cl/Br	B/Br
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	NH ₄ ⁺	B ⁺	Br ⁻	I ⁻	F ⁻	SiO ₂	Sr ²⁺					
Химический тип HCO ₃ -Cl-Na вод																				
Зап.-Красноселькупская, скв. 48, 3030—3070 Кынская, скв. 214, 2904—2908 Среднее значение	6.5	40	18	1518	22.5	1064	2440	0	0.4	8.2	2.7	0.9	2.0	22.0	—	5.1	2.20	400	3.09	
	8.9	22	7	2768	42.0	1383	4880	5	—	5.4	4.8	0.8	2.0	36.0	—	9.2	3.09	289	1.13	
	7.7	24	13	2290	43	1948	3457	5	0.4	6.8	3.7	0.8	2.0	29	—	7.2	2.59	345	2.11	
Химический тип Cl-HCO ₃ -Na вод																				
Сидоровская, скв. 35, 3390—3418 Южно-Сидоровская, скв. 4, 3326—3348 Новочасельская, скв. 222, 2952—2966 Западно-Красноселькупская, скв. 50, 2875—2880 Верхнечасельская, скв. 156, 2880—2942 Кынская, скв. 200, 2907—2910 Среднее значение	8.5	8	11	1125	16	1064	939	83	0.0	3.5	4.9	2.6	1.1	4.0	5.7	3.4	1.63	219	0.72	
	8.7	12	8	1522	26	1241	1659	16	0.2	10.1	8.4	1.75	3.4	21	—	4.7	1.89	147	1.21	
	8.5	24	10	1564	19	1702	1378	17	0.7	23.6	3.8	1.7	2.4	15.0	2.4	4.8	1.42	449	6.23	
	8.0	46	5	1732	35	1453	2220	59	2.5	—	5.3	0.8	6.0	31.0	—	5.6	1.84	274		
	7.9	62	12	2079	27	2411	1623	48	7.5	8.5	6.9	0.8	6.0	11.0	—	6.3	1.32	348	1.23	
	8.1	48	11	2833	34	3103	2159	0	22.5	37.0	9.7	3.5	1.2	22.0	12.8	8.2	1.41	319	3.81	
	8.2	36	9	2377	46	2377	2188	51	9.9	14.2	8.1	2.1	3.3	16.6	6.7	7.1	1.60	295	2.05	
Химический тип Cl-Na вод																				
Вост.-Иохтурская, скв. 513, 3026—3030 Холмистая, скв. 667, 2926—2930 Вост.-Иохтурская, скв. 524, 2981—2988 Харампурская, скв. 295, 2956—2958 Иохтурская, скв. 525, 2982—2986 Известинская, скв. 707, 2962—3010 Среднее значение	7.4	650	61	11102	210	18262	891	10	—	34.3	65.6	5.5	0.8	23.0	290.0	31.2	0.94	281	0.52	
	7.3	920	128	11142	170	18794	695	6	90.0	18.6	64.8	6.6	0.9	56.0	370.0	31.8	0.91	290	0.29	
	7.2	564	129	12000	183	19680	768	7	45.0	12.4	80.0	1.7	1.1	12.0	340.0	33.4	0.94	246	0.16	
	6.4	1380	201	12333	200	21631	671	8	30.0	7.8	82.3	2.6	—	20.0	435.0	36.4	0.88	263	0.09	
	7.6	1638	134	12190	173	21985	620	12	25.0	39.3	73.6	6.5	2.3	16.0	488.4	37.6	0.85	299	0.53	
	7.3	1150	207	13714	200	23049	781	7	75.0	14.3	83.7	13.1	0.5	39.6	450.0	39.1	0.92	275	0.17	
	7.5	744	92	8953	139	14906	754	26	37.9	13.4	46.5	3.7	1.4	25.6	219.8	25.6	0.95	295	0.44	

Примечание. Прочерк — отсутствие данных.

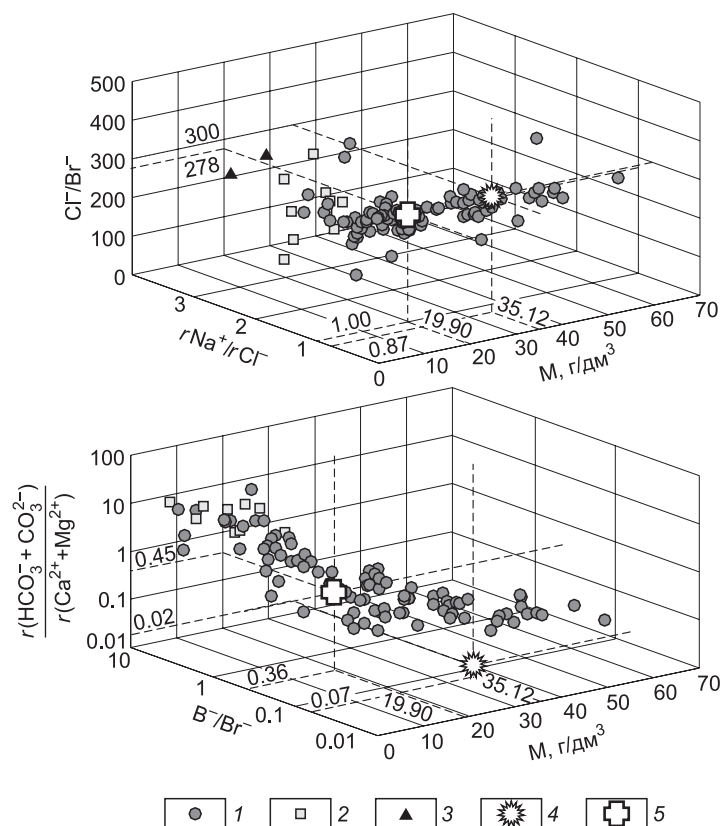


Рис. 3. Изменение степени метаморфизации подземных вод оксфордского регионального резервуара Надым-Тазовского междуречья в зависимости от величины их общей минерализации.

Химический тип подземных вод (по С.А. Шукареву [Самарина, 1977]): 1 — Cl-Na, 2 — Cl-HCO₃-Na, 3 — HCO₃-Cl-Na; значение коэффициентов для: 4 — морской воды, 5 — воды фоновых составов.

структуры в пределах Внутренней тектонической области трассируются положительными гидрогеохимическими аномалиями с подземными водами повышенной минерализации (более 25 г/дм³). Наиболее высокие значения зонального гидрогеохимического фона выявлены для структур Северного свода, где величина фоновой минерализации пластовых вод достигает 33.5 г/дм³.

С увеличением минерализации подземных вод происходит закономерное снижение величины основных генетических коэффициентов. Так, например, значения коэффициента метаморфизации rNa/rCl снижаются с 2.20—3.09 при солёности вод

5—9 г/дм³ до 0.85—0.88 при минерализации более 25 г/дм³. Уменьшение величины в два раза и более характерно также для всех других генетических коэффициентов. Значения Cl/Br коэффициента понижаются с 400 при минерализации 5.1 г/дм³ до 211—275 при солёности более 25 г/дм³, B/Br с 3.09 до 0.07—0.17 соответственно (см. табл. 2, рис. 3). Установлено, что поведение $rNa/(rCa + rMg)$ и Br/I несколько отличается от общих тенденций. У отношения $rNa/(rCa + rMg)$ максимальное значение составляет 50 при минерализации подземных вод 5—10 г/дм³, затем происходит его закономерное снижение до установленной ранее величины 5 у наиболее солёных вод. Отношение Br/I нарастает до 8.9 в водах с солёностью 15—20 г/дм³ и затем также снижается. Наиболее широкий интервал вариации значений наблюдается у отношения HCO_3^-/Cl (от 0.04 до 1.59). Анализ гидрогеохимических материалов выявил уменьшение разнообразия вод по химическому составу с увеличением их солёности. Так, если при минерализации вод 2—5 г/дм³, по классификации С.А. Шукарева [Самарина, 1977], можно выделить семь типов, при 10—15 г/дм³ — пять, то при солёности вод 20—25 г/дм³ — два типа, а при ее значении более 25 г/дм³ — только один, хлоридный натриевый, тип. Изучение распределения нормированных по хлору концентраций основных катионов (натрия, кальция, магния и калия) выявило закономерную смену химических типов подземных вод от наиболее солёных хлоридных натриевых к гидрокарбонатно-хлоридным натриевым. В этом же направлении происходит снижение степени метаморфизации подземных вод и их родства с морскими водами (см. рис. 3).

Равновесие в системе вода—порода. Эволюция химического состава вод начинается с момента их попадания в осадочно-породный бассейн и протекает в тесной связи с вмещающими горными породами и рассеянным органическим веществом.

Изучение равновесий подземных вод с карбонатными минералами (кальцитом и доломитом) показало, что при температуре 25 °С лишь единичные точки раствора располагаются ниже линии насыщения и характеризуют условия нахождения компонентов в растворе, что наблюдается в прибортовых районах. При пластовых температурах, изменяющихся от 80 до 100 °С, все без исключения изученные воды перенасыщены относительно кальцита и доломита и способны высаживать их в виде вторичной минеральной фазы. Вследствие того, что с увеличением температуры растворимость кальцита уменьшается, наблюдается наибольшая степень насыщения вод этим минералом в наиболее погруженных горизонтах. Аналогичную закономерность можно отметить и в случае с доломитом, но его растворимость меньше на математические порядки.

Одним из ведущих факторов формирования вторичных карбонатов является неравновесное состояние пластовых вод с первичными алюмосиликатными минералами. Система равновесия воды с

алюмосиликатами является многокомпонентной, ее насыщенность отдельными элементами может быть понята только в совокупности. Как отмечалось выше, инконгруэнтное растворение при всей его сложности объяснено главным образом явлениям гидролиза [Шварцев, 1991, 1998].

Анализ результатов термодинамических расчетов (рис. 4) говорит о том, что равновесия с первичными (эндогенными) альбитом, анортитом, микроклином практически не наблюдается. В то же время подземные воды равновесны со слюдами, иллитами, Са-, Na- и Mg-монтмориллонитами, каолинитом, реже с Mg-хлоритом [Новиков, 2012, 2016, 2017 б].

Так, в системе $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O—CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ (см. рис. 4, а) разброс точек состава подземных вод является довольно значительным. Точки в равной мере расположены в полях устойчивости парагонита, Na-монтмориллонита и альбита. В итоге наиболее вероятные направления преобразования натриевых алюмосиликатов заключаются в образовании каолинита, монтмориллонита и слюд. В системе $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—CaO—CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ (см. рис. 4, б) практически все изученные воды расположены в полях устойчивости глинистых минералов. Достигается равновесие с Са-монтмориллонитом, каолинитом и в меньшей степени с маргаритом. Следует отметить, что растворение первичных алюмосиликатов, в данном случае анортита, сопровождается формированием глинистых минералов и слюд. В системе $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—K}_2\text{O—CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ (см. рис. 4, в) видно, что большая часть точек расположена в поле устойчивости иллита и мусковита, а меньшая — в области микроклина. Решающее влияние на результат гидролиза силикатов оказывает содержание в пластовых водах соединений кремния. Более низкие концентрации H_4SiO_4 приводят к образованию иллита, а более высокие — слюд. Изучение равновесия пластовых вод с магниевыми минералами (см. рис. 4, г, 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 $\text{HCl—H}_2\text{O—Al}_2\text{O}_3\text{—CO}_2\text{—MgO—Na}_2\text{O—SiO}_2$ большинство точек расположено в полях устойчивости Mg-хлорита и Mg-монтмориллонита. Единичные точки расположены в полях устойчивости низкотемпературного альбита, Na-монтмориллонита и каолинита (см. рис. 4, з), что говорит о вероятности процесса вторичной альбитизации по мере дальнейшей эволюции системы вода—порода. Близкими к этому состоянию являются наиболее погруженные горизонты северо-восточной части Надым-Тазовского междуречья (Кынская, Новочасельская и другие площади). В целом просматривается тенденция в росте степени насыщения вод относительно низкотемпературного альбита с ростом величины pH и концентрации кремнезема в растворе. В системе $\text{HCl—H}_2\text{O—Al}_2\text{O}_3\text{—CO}_2\text{—MgO—K}_2\text{O—SiO}_2$, как и в предыдущем случае, большинство точек расположено в полях устойчивости Mg-хлорита, Mg-монтмориллонита и иллита (см. рис. 4, д).

В целом термодинамический анализ показал, что подземные воды верхнеюрского водоносного комплекса повсеместно насыщены карбонатными минералами. С другой стороны, воды не насыщены относительно первичных алюмосиликатных минералов, что приводит к их непрерывному растворению (см. рис. 4). 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 содержаний катионов в растворе. Другой причиной неравновесного состояния с первичными алюмосиликатами служит наличие в верхнеюрских отложениях продуктов разложения органического вещества и обогащение вод CO_2 и органическими кислотами, которые, в свою очередь, выступают нейтритизаторами щелочности, обусловленной гидролизом алюмосиликатов. Состав новых образующихся продуктов системы является устойчивым к агрессивному воздействию подземных вод. Установлено, что основными контролирующими факторами при эволюционном развитии системы является pH среды и концентрация в растворе кремнезема.

Анализ изменения значений pH и содержаний H_4SiO_4 в подземных водах, равновесных с минералами, расположенными последовательно в ряду от глинистых к эндогенным алюмосиликатам, свидетельствует о закономерном возрастании вышеупомянутых величин, в общем виде подчиняющихся схеме эволюции системы вода—порода в зоне гипергенеза [Шварцев и др., 2007]. Выявлены различия в составе подземных вод оксфордского регионального резервуара Надым-Тазовского междуречья, равновесных с различными вторичными и в исключительных случаях с первичными алюмосиликатными минералами (табл. 3). Ранее нами установлено [Новиков, 2012, 2016; 2017б], что формирование широко распространенного каолинитового цемента протекает в околонейтральной среде (в среднем $\text{pH} = 7.2$) при концентрации кремнезема в растворе $15\text{—}20\text{ мг/дм}^3$, а образование аутигенного альбита начинается при его концентрациях $40\text{—}80\text{ мг/дм}^3$ и pH среды около $8.2\text{—}9.0$. Различные содержания катионов (K^+ , Na^+ и Mg^{2+}) в составе подземных вод, равновесных с алюмосиликатными минералами, являются следствием количественных и качественных вариаций их связывания глинистыми минералами и слюдами [Новиков, 2016, 2017б]. Таким образом, различия в составе подземных вод, равновесных с определенными алюмосиликатами и карбонатами свидетельствуют о том, что минеральные новообразования формируются из раствора строго определенного химического состава в соответствующей геохимической среде.

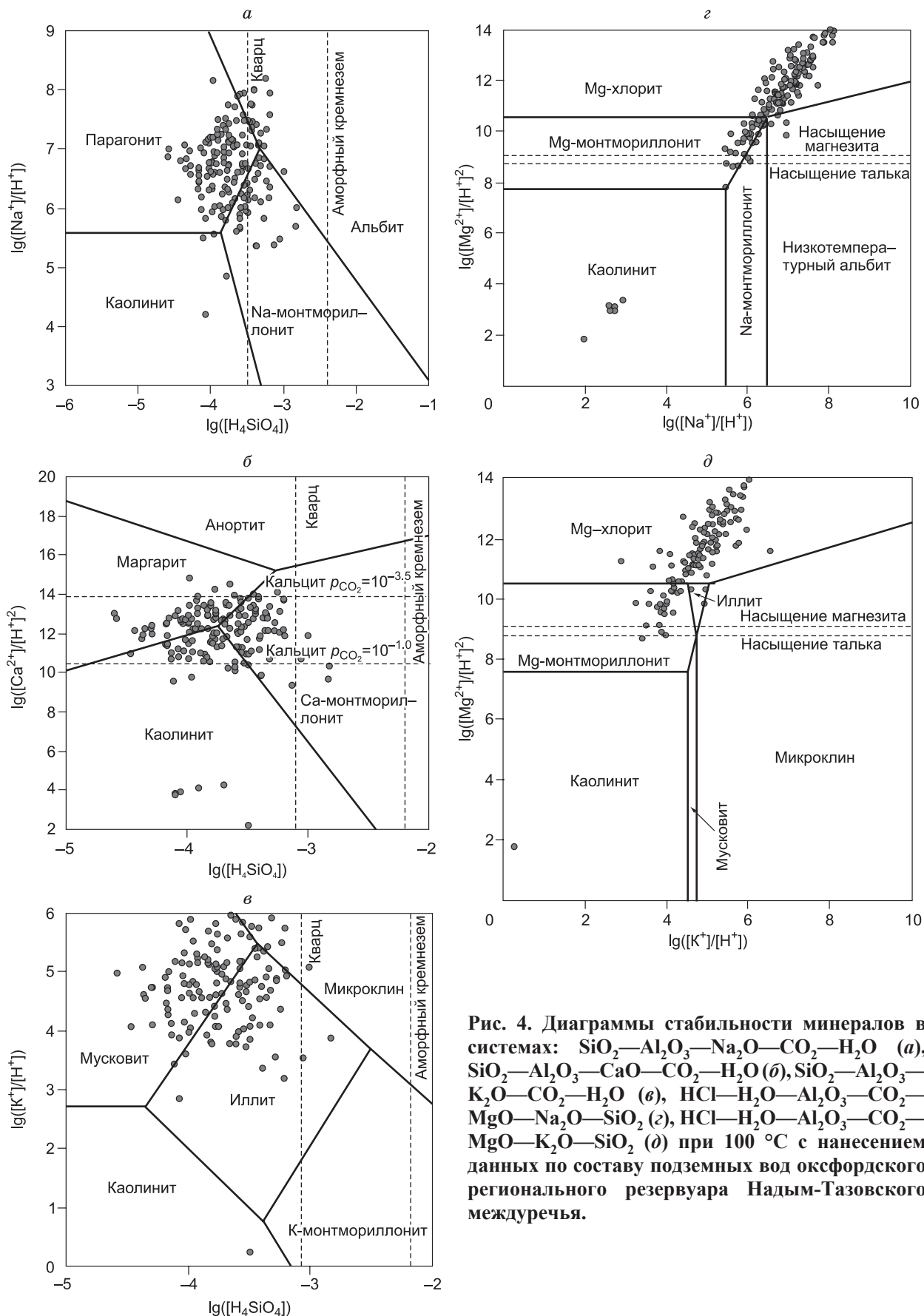


Рис. 4. Диаграммы стабильности минералов в системах: $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-CO_2-H_2O$ (a), $SiO_2-Al_2O_3-CaO-CO_2-H_2O$ (б), $SiO_2-Al_2O_3-K_2O-CO_2-H_2O$ (в), $HCl-H_2O-Al_2O_3-CO_2-MgO-Na_2O-SiO_2$ (z), $HCl-H_2O-Al_2O_3-CO_2-MgO-K_2O-SiO_2$ (д) при 100 °C с нанесением данных по составу подземных вод оксфордского регионального резервуара Надым-Тазовского междуречья.

Таблица 3. Средний состав подземных вод оксфордского регионального резервуара Надым-Тазовского междуречья Западной Сибири, равновесных к алюмосиликатным минералам

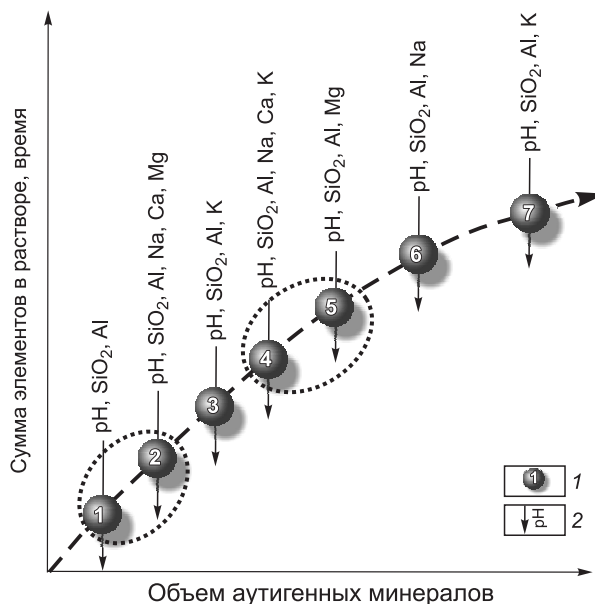
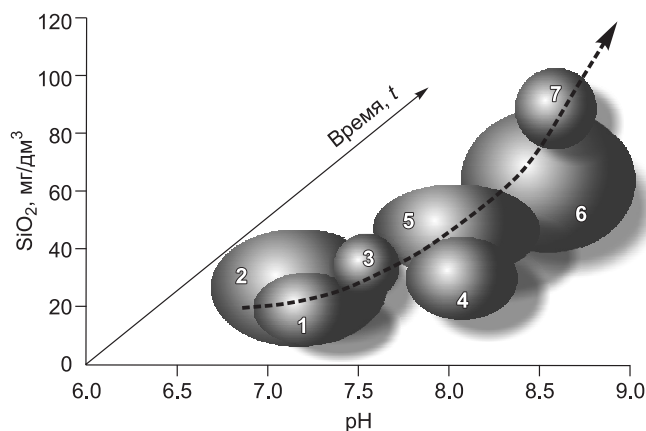
Минерал	Равновесное содержание элементов, мг/дм ³						
	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	H ₄ SiO ₄
Каолинит	7.2	630	142	8009	118	901	20.6
Mg-монтмориллонит	6.8	588	54	7014	96	860	28.2
Ca-монтмориллонит	7.7	290	28	5317	85	1159	32.2
Na-монтмориллонит	6.9	552	41	7170	120	836	37.5
Иллит	7.5	458	48	6348	93	961	30.4
Маргарит	8.1	351	84	5354	99	940	20.4
Парагонит	7.8	394	99	5782	97	989	22.6
Мусковит	7.8	340	125	5362	101	971	24.0
Mg-хлорит	8.2	414	115	5068	89	1174	44.3
Альбит	8.6	112	18	4373	63	1504	62.4
Микроклин	8.7	30	13	3294	50	1720	86.3

Анализ степени насыщения изученных подземных вод к алюмосиликатным минералам позволил выявить основные тенденции в эволюции системы вода—порода (рис. 5). Процессы взаимодействия подземных вод с вмещающими породами в северных районах Надым-Тазовского междуречья находятся на более поздней стадии, чем в южных, что видно по сдвигу точек состава вод на термодинамических диаграммах. Подземные воды верхнеюрских отложений равновесны со слюдами и частично находятся в равновесии с глинистыми минералами: в системах $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O—CO}_2\text{—H}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—CaO—CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ — с каолинитом и монтмориллонитами соответствующего состава, а в системе $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—K}_2\text{O—CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ — с иллитом. Причем в системах $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O—CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—K}_2\text{O—CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ отчетливо наблюдается смещение точек состава вод более погруженных отложений в поле полевых шпатов (альбита и микроклина). Такая направленность процесса была показана нами ранее в работах по районам Нюрольской впадины и глубокопогруженных горизонтов северных районов ЗСОБ (Харампурский мегавал и др.) [Жуковская, Новиков, 2002; Новиков, 2016, 20176].

Латеральная аутигенно-минералогическая зональность. Проявлено ли влияние особенностей геохимии вод в составе комплекса аутигенных минералов, сформированных в породах-коллекторах, и прослеживается ли аутигенно-минералогическая латеральная зональность оксфордского резервуара? Анализ результатов минералого-петрографических ис-

Рис. 5. Модель последовательной смены гидрогенно-минеральных комплексов в зоне катагенеза отложений арктических районов Западно-Сибирского осадочного бассейна.

1 — гидрогенно-минеральный комплекс: 1 — каолинитовый, 2 — монтмориллонитовый, 3 — иллитовый, 4 — слюдяной, 5 — хлоритовый, 6 — альбитовый, 7 — микроклиновый; 2 — геохимические параметры среды, контролирующие формирование аутигенных минералов.



следований показывает, что набор аутигенных минералов, установленный в алевритопесчаных породах резервуара на разных площадях, практически одинаков, меняются лишь количественные соотношения основных минералов и степень структурных преобразований обломочной части. В комплексе аутигенных минералов представлены: наиболее широко распространенные карбонатные минералы (кальцит, сидерит, доломит), менее распространенные кварц, хлорит, каолинит, иллит, пирит, незначительно проявленные альбит, титанистые минералы (анатаз, лейкоксен). Для сравнительного анализа при петрографических исследованиях пород из разрезов разных скважин в наименее карбонатизированных песчаниках были дополнительно подсчитаны некоторые количественные параметры, характеризующие особенности их постседиментационных преобразований: количество регенерированных обломков кварца и соотношение сильно-, умеренно- и слабоизмененных (неизмененных) обломков полевых шпатов.

В Тюменской СГ-6 мощный алевритопесчаный пласт (17 м) приурочен к верхней части верхневасюганской подсвиты (инт. 3855—3872 м). В верхней половине пласта содержание карбонатно-глинистого цемента в породах обычно не превышает 10—15 %. В нижней половине встречаются несколько уровней интенсивной кальцитизации. Содержание тонкомелкокристаллического кальцита достигает 30—40 %, он корродирует большую часть обломков и в разной степени замещает некоторые из них. В незначительной степени развит более поздний доломит в виде тонкокристаллических ромбоздров. Среди обломков кварца преобладают нерегенерированные обломки, их от 46 до 63 %. Незначительное преобладание регенерированных обломков редко отмечается в более грубозернистых породах, в том числе встречены зональные каемки регенерации (рис. 6, А—В). Полевые шпаты, среди которых преобладают кислые плагиоклазы, в разной степени изменены — пелитизированы, в меньшей степени серицитизированы. Характерной особенностью является наличие тонких регенерационных каемок альбита (см. рис. 6, А), однако содержание аутигенного альбита незначительное, не более 0.5 %. Количественное соотношение слабо- и неизмененных полевых шпатов с умеренно- и сильноизмененными следующее: 49—64, 39—45 и 5—6 %. Отмечался редкий катаклаз плагиоклазов и в единичных случаях пластическая деформация его полисинтетических двойников. По всему разрезу в породах наблюдается развитие аутигенного пирита (от долей процента до 5 %), титанистых минералов (анатаза, лейкоксена — доли процента).

В южной части Надым-Тазовского междуречья верхневасюганская подсвита изучена нами на ряде площадей. В Западно-Новогодней скв. 210 подсвита (инт. 3160—3199 м) подразделяется на два песчаных пласта (17 и 12 м), разделенных алевритоглинистой пачкой. Для песчаников характерно повышенное содержание цемента (от первых процентов до 45—50 %), обусловленное интенсивной карбонатизацией пород. Среди аутигенных карбонатов преобладает тонкосреднекристаллический кальцит (10—45 %), в меньшей степени развит пелитоморфный стустковый сидерит (2—10 %). Аутигенный кварц, формирующий преимущественно неполные регенерационные каемки, развит очень неравномерно, содержание его зависит от содержания цемента (в первую очередь интенсивности кальцитизации) и гранулометрического состава пород. В обломочной части пород регенерации подвержено от 10—15 до 70—80 % обломков кварца. Менее всего регенерация проявлена в породах с максимальным содержанием цемента. В кальцитизированных песчаниках наблюдается коррозия регенерационных каемок. В слабокарбонатизированных песчаниках пласта Ю₂ содержание регенерированных обломков кварца варьирует в пределах 26—37 %, а в более грубозернистых песчаниках пласта Ю₁ — от 56 до 75 %. Соотношение полевых шпатов, в различной степени измененных (пелитизация, каолинитизация, реже серицитизация, среди плагиоклазов заметно проявлен катаклаз), меняется по разрезу незначительно: сильноизмененных — 5—6 %, умеренно измененных — 30—38 %, слабоизмененных — 56—64 %. В составе глинистой части цемента проявлен в разной степени перекристаллизованный (от тонкочешуйчатого до крупномелкочешуйчатого) аутигенный поровый каолинит (1—5 %), развивающийся также и по полевым шпатам (см. рис. 6, Г, Д).

В восточном направлении содержание аутигенных минералов заметно снижается (Ярайнерская, Стахановская и др. площади). В разрезах проницаемой части оксфордского резервуара, представленных нижнесиговской подсвитой (Верхнетолькинская, Приозерная, Западно-Красноселькупская площади), в составе песчаников несколько увеличивается содержание обломков пород, снижается кварца и полевых шпатов. Картина аутигенного минералообразования в породах довольно пестрая. Незначительно развита регенерация кварца — лишь у 15—25 % его обломков сформированы неполные регенерационные каемки. Аутигенный каолинит отсутствует либо появляется в прослоях более грубозернистых песчаников (до 1—2 %). Аутигенные карбонаты представлены поровым пелитоморфным сидеритом (от первых процентов до 12 %) и поровым кальцитом (1—10 %), формирующим иногда интенсивно кальцитизированные прослои с базальным цементом (до 40—45 %). Несколько иная ситуация наблюдается в разрезе Западно-Красноселькупской скв. 46. В мелкосреднезернистых песчаниках верхней части резервуара (2780—2800 м) 48—61 % обломков кварца охвачено регенерацией. Заметно изменение соотношения неизмененных (слабоизмененных), умеренно измененных и сильноизмененных обломков полевых шпа-

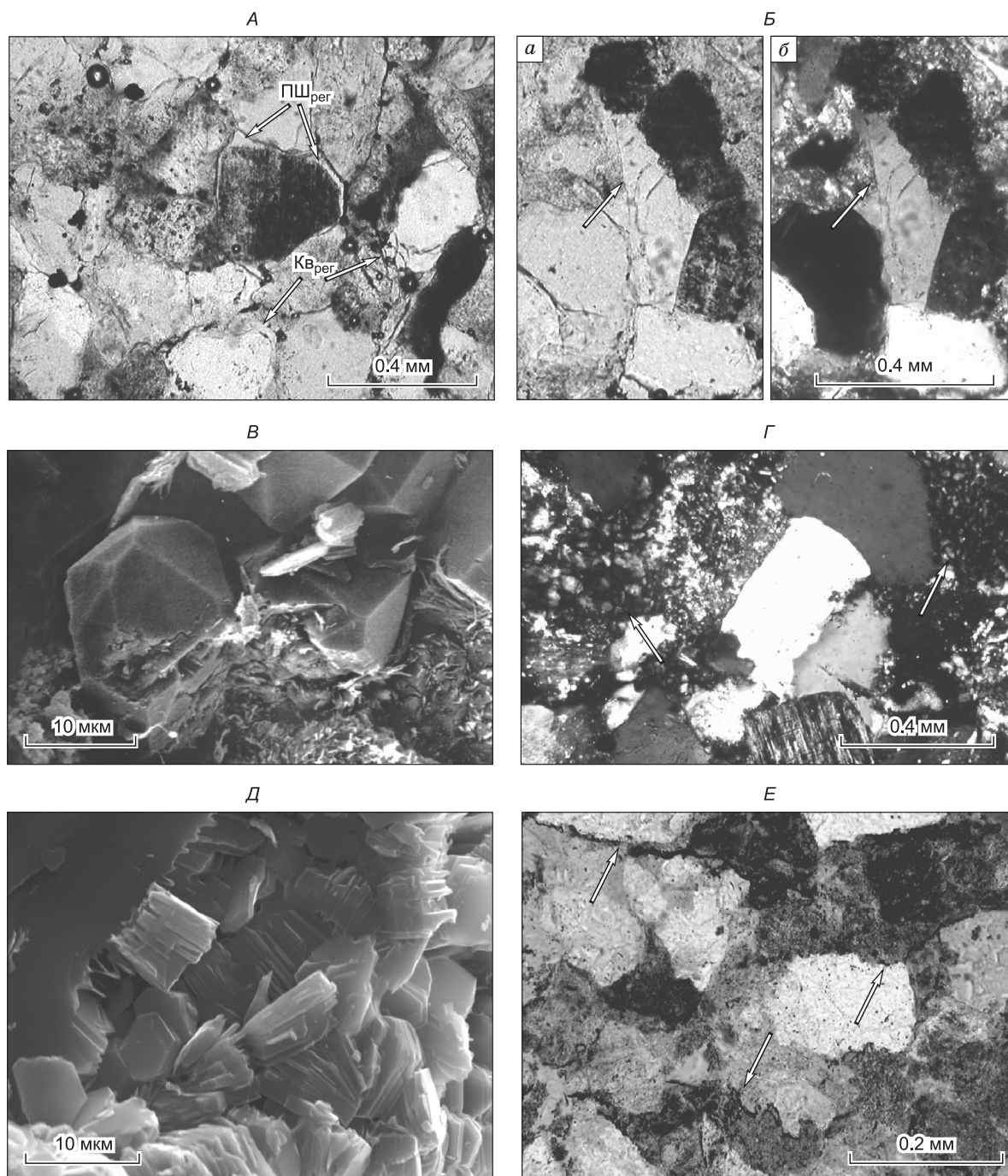


Рис. 6. Фототаблица.

А — регенерация сильноизмененного полевого шпата и кварца, скв. СГ-6, гл. 3863.3 м. Николи ||. *Б* — зональная регенерационная каемка у обломка кварца, скв. СГ-6, гл. 3871.2 м. Николи || — *а*, × — *б*. *В* — обломки кварца, регенерированные до идиоморфных кристаллов, скв. СГ-6, гл. 3871.2 м. Николи ×. *Г* — поровый каолинит, в различной степени перекристаллизованный (тонко-, мелко- и крупночешуйчатый), скв. ЗН-210, гл. 3196 м. Николи ×. *Д* — поровый каолинит, замещающий краевые части обломков калиевых полевых шпатов, скв. ЗК-46, гл. 2790 м. Николи ×. *Е* — заметное развитие сутурно-стилолитовых межзерновых контактов в обломочной части песчаника, скв. ЗК-46, гл. 2790 м. Николи ||.

тов. Их содержание 10, 48 и 42 % соответственно характерно для песчаников со значительно проявленными стилогитовыми межзерновыми контактами (см. рис. 6, *Е*), развитием гидрослюдисто-серицититового цемента. В случае каолинитового цемента (до 3—5 %), менее проявленных стилогитовых межзерновых контактов в песчаниках существенно преобладают слабо- и неизмененные полевые шпаты (до 77 %). Содержание кальцита незначительно и не превышает 5—7 %. Таким образом, в рассма-

триваемом разрезе явно проявлены катагенетические аномалии, связанные с возможными межпластовыми перетоками в тектонически-нарушенных зонах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В оксфордском региональном резервуаре Надым-Тазовского междуречья развиты подземные воды от практически пресных до слабых рассолов (до 63.3 г/дм³) преимущественно хлоридного натриевого и хлоридного гидрокарбонатного натриевого состава. Неравновесность системы вода—первичные алюмосиликаты обломочного каркаса пород приводит к непрерывному, геологически длительному процессу их растворения с образованием разнообразных вторичных минералов. При этом в воде концентрируются те химические элементы, которые не связываются минеральными фазами (хлор, натрий, иногда кальций, фтор и др.). Все это определяет направленное изменение состава подземных вод. Постепенное концентрирование химических элементов в растворе по мере увеличения времени взаимодействия воды с вмещающими породами приводит к неравномерному их накоплению и смене ассоциаций аутигенных минералов и равновесных им подземных вод определенного состава. Установлено, что основными контролирующими факторами при эволюционном развитии системы вода—порода является рН среды и концентрация в растворе кремния, алюминия, натрия, калия, кальция и магния. Формирование аутигенных минералов происходит непрерывно и строго последовательно (каолинит—монтмориллонит—иллит—слюды—хлорит—альбит—микроклин). Более низкие концентрации H_4SiO_4 приводят к образованию иллита, более высокие — к образованию хлоритов и проявлению процессов вторичной альбитизации. На пути установления равновесия подземных вод с первичными алюмосиликатными минералами всегда выступает карбонатный барьер, поэтому практически повсеместно мы наблюдаем карбонатизацию пород разной степени. В южных районах Надым-Тазовского междуречья в комплексе аутигенных минералов присутствует каолинит, что не характерно для северных районов, где заметнее проявлены процессы альбитизации. В восточном направлении процессы аутигенного минералообразования в целом затухают. Таким образом, впервые установленные особенности латеральной гидрогеохимической и аутигенно-минералогической зональности оксфордского регионального резервуара Надым-Тазовского междуречья позволяют прогнозировать ассоциации аутигенных минералов, отдельные проявления которых зафиксированы литолого-петрографическими и структурно-минералогическими методами в разрезах реальных скважин, что и было продемонстрировано в настоящей работе. Применение междисциплинарного подхода в исследованиях позволяет приблизиться к решению сформулированной еще В.И. Вернадским проблемы геологической эволюции системы вода—порода—газ—органическое вещество.

Авторы выражают искреннюю благодарность академику А.Э. Конторовичу и профессору С.Л. Шварцеву за ценные замечания, высказанные в процессе подготовки рукописи.

Исследования проводились при поддержке проектов IX.131.3.2 «Геохимия, генезис и механизмы формирования состава подземных вод арктических районов осадочных бассейнов Сибири» и IX.131.1.5 «Основные седиментационные и постседиментационные процессы и закономерности их эволюции в протерозойских и фанерозойских осадочных бассейнах Сибири», приоритетного направления IX.131. «Геология месторождений углеводородного сырья, фундаментальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа, научные основы формирования сырьевой базы традиционных и нетрадиционных источников углеводородного сырья», программы фундаментальных научных исследований государственных академий наук Российской Федерации на 2013—2020 годы.

ЛИТЕРАТУРА

Букаты М.Б. Рекламно-техническое описание программного комплекса HydrGeo. М., ВНИИЦ, 1999, 5 с. (Номер гос. регистрации алгоритмов и программ во Всероссийском научно-техническом информационном центре (ВНИИЦ) № 50980000051 ПК).

Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М., Мир, 1968, 367 с.

Дривер Дж. Геохимия природных вод. М., Мир, 1985, 440 с.

Жуковская Е.А., Новиков Д.А. Равновесие подземных вод оксфордского регионального резервуара с алюмосиликатными минералами (на примере Нюрольской впадины и Харампурского мегавала) // Томское отделение СНИИГГиМС: 30 лет на службе томской геологии. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2002, с. 279—282.

Зонн М.С., Дзюбло А.Д. Коллекторы юрского нефтегазоносного комплекса севера Западной Сибири. М., Наука, 1990, 88 с.

Казанский Ю.П., Вакуленко Л.Г., Солотчина Э.П., Фомин А.Н. Аутигенная минеральная зональность в верхнепермских(?), триасовых и юрских породах Тюменской сверхглубокой скважины

- ны // Геология и нефтегазоносность Надым-Пур-Тазовского междуречья. Тюмень—Тарко-Сале, 1995, с. 170—179.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д.** Фации регионального эпигенеза и метagenеза // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1963, № 7, с. 3—18.
- Кругликов Н.М., Нелюбин В.В., Яковлев О.Н.** Гидрогеология Западно-Сибирского нефтегазoного бассейна и особенности формирования залежей углеводородов. Л., Недра, 1985, 279 с.
- Лебедев Б.А.** Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л., Недра, 1992, 239 с.
- Матусевич В.М., Рыльков А.В., Ушатинский И.Н.** Геофлюидальные системы и проблемы нефтегазоносности Западно-Сибирского мегабассейна. Тюмень, ТюмГНГУ, 2005, 225 с.
- Махнач А.А.** Катагенез и подземные воды. Минск, Наука и техника, 1989, 335 с.
- Махнач А.А.** Стадиальный анализ литогенеза. Минск, Белорусский госуниверситет, 2000, 255 с.
- Новиков Д.А.** Гидрогеохимические условия образования аутигенного каолинита в зоне катагенеза (на примере арктических районов Западно-Сибирского мегабассейна) // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами, Томск, Изд-во НТЛ, 2012, с. 467—470.
- Новиков Д.А.** Гидрогеохимия процессов катагенетического преобразования осадочных пород нефтегазоносных отложений арктических районов Западно-Сибирского мегабассейна // Изв. вузов. Нефть и газ, 2016, № 6, с. 19—25.
- Новиков Д.А.** Гидрогеологические предпосылки нефтегазоносности западной части Енисей-Ханганского регионального прогиба // Геодинамика и тектонофизика, 2017а, т. 8, № 4, с. 881—901.
- Новиков Д.А.** Взаимодействие в системе «вода—порода» в зоне катагенеза арктических районов Западно-Сибирского мегабассейна // Нефтегазовое дело, 2017б, т. 15, № 1, с. 40—52.
- Новиков Д.А.** О вертикальной гидродинамической зональности Ямало-Карской депрессии (северные районы Западной Сибири) // Изв. вузов. Нефть и газ, № 1, 2018, с. 35—42.
- Новиков Д.А., Лепокуров А.В.** Гидрогеологические условия нефтегазоносных отложений на структурах южной части Ямало-Карской депрессии // Геология нефти и газа, 2005, № 5, с. 21—30.
- Пероэио Г.Н.** Эпигенез терригенных осадочных пород юры и мела центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. М., Недра, 1971, 160 с.
- Предтеченская Е.А.** Катагенетические критерии прогноза зон разуплотнения в нижнесреднеюрских отложениях Западно-Сибирского осадочного мегабассейна // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2010, № 3, с. 35—43.
- Предтеченская Е.А., Вакуленко Л.Г., Злобина О.Н.** Катагенез песчаников нижней и средней юры Уренгойского района // Геология и геофизика, 1993 (7), с. 70—79.
- Предтеченская Е.А., Вакуленко Л.Г., Полякова И.Д., Фомичев А.С.** Катагенетическая зональность нижнесреднеюрских отложений Обь-Тазовской фациальной области в связи с их нефтегазоносностью // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т. 2. М., ГЕОС, 2000, с. 145—149.
- Предтеченская Е.А., Злобина О.Н., Бурлева О.В.** Минералогические и геохимические аномалии как индикаторы флюидодинамических процессов в юрских нефтегазоносных отложениях Западно-Сибирской плиты // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2015, №1, с. 11—24.
- Прошляков Б.К.** Вторичные изменения пород — коллекторов нефти и газа. М., Недра, 1974, 232 с.
- Самарина В.С.** Гидрогеохимия. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1977, 360 с.
- Сахибгареев Р.С.** Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Л., Недра, 1989, 260 с.
- Силкина Т.Н.** Гидрогеохимия нефтегазоносных отложений Нюрольского осадочного бассейна (Томская область): Автореф.... к. г.-м. н. Томск, 2001, 18 с.
- Силкина Т.Н., Жуковская Е.А.** Равновесие подземных вод юрских отложений Нюрольского осадочного бассейна с алюмосиликатными минералами // Материалы Второй Всероссийской научной конференции «Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирского мегабассейна». Ч. 3. Тюмень, ТНГУ, 2002, с. 21—23.
- Сиротенко Л.В.** Зоны разуплотнений в юрской и пермотриасовой толщах на севере ЗС (по материалам глубокого и сверхглубокого бурения) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2009, № 11, с. 66—71.
- Сиротенко Л.В., Горбачев В.И.** Факторы развития коллекторов в нижней части разреза Тюменской сверхглубокой скважины // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (4), с. 491—502.
- Ушатинский И.Н., Зарипов О.Г.** Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Свердловск, Средне-Уральское кн. изд-во, 1978, 208 с.

Фомин А.Н. Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских и палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна. Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2011, 331 с.

Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза. Статья I. Инфильтрационный и гравитационно-рас- сольный катагенез // Литология и полезные ископаемые, 1982а, № 3, с. 3—22.

Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза. Статья II. Элизионный катагенез // Литология и по- лезные ископаемые, 1982б, № 5, с. 15—31.

Черников О.А. Преобразование песчано-алевритовых пород и их пористость. М., Наука, 1969, 120 с.

Шварцев С.Л. Взаимодействие воды с алюмосиликатными горными породами. Обзор // Геология и геофизика, 1991 (12), с. 16—50.

Шварцев С.Л. К проблеме самоорганизации геологической системы вода—порода // Геология и геофизика, 1995 (4), с. 22—29.

Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М., Недра, 1998, 366 с.

Шварцев С.Л. Взаимодействие в системе вода—порода как новая база для развития гидрогеоло- гии // Тихоокеанская геология, 2008, т. 27, № 6, с. 5—16.

Шварцев С.Л., Новиков Д.А. Природа вертикальной гидрогеохимической зональности нефтега- зоносных отложений (на примере Надым-Тазовского междуречья, Западная Сибирь) // Геология и гео- физика, 2004, т. 45 (8), с. 1008—1020.

Шварцев С.Л., Рыженко Б.Н., Алексеев В.А. Геологическая эволюция и самоорганизация си- стемы вода—порода. Т.2. Система вода—порода в условиях зоны гипергенеза. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2007, 389 с.

Ян П.А. Строение и состав васюганской свиты в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6) // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, 2001, № 10, с. 89—95.

Ян П.А., Вакуленко Л.Г. Петрография пород келловей-оксфордских горизонтов коллекторов и флюидоупоров северной части Широкого Приобья // Геология, геофизика и разработка нефтяных ме- сторождений, 1998, № 7, с. 9—13.

Япаскурт О.В. Стадиальный анализ осадочного процесса // Литология и полезные ископаемые, 2008, № 4, с. 364—376.

Япаскурт О.В., Горбачев В.И. Литогенез и факторы формирования глубинной пористости от- ложений триаса, нижней и средней юры Тюменской скважины // Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0—7502 м). Результаты бурения и исследования. Пермь, КамНИИКИГС, 1996, с. 194—203.

Япаскурт О.В., Шиханов С.Е. Модели процессов литогенеза в разнотипных синхронно развивав- шихся северосибирских палеобассейнах мезозоя // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2007, т. 82, вып. 1, с. 69—81.

Япаскурт О.В., Фролов В.Т., Горбачев В.И., Диковский А.А. Особенности постседиментацион- ных преобразований раннемезозойских терригенных пород Ново-Уренгойской сверхглубокой скважи- ны // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1992, т. 67, вып. 1, с. 73—84.

Япаскурт О.В., Косоруков В.Л., Золотарев Д.А. Особенности литогенеза докайнозойских дель- тово-морских комплексов в бассейнах разных типов (север Сибири). Сообщение 1. Бассейн с близкой к компенсационной седиментацией в Колтогорско-Уренгойском прогибе // Литология и полезные ископа- емые, 1997, № 1, с. 36—47.

Aagaard P., Helgeson H.C. 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 Baccar M., Fritz B. Diagenetic albitization of K-feldspar and plagioclase in sandstone reservoirs: thermodynamic and kinetic modeling // J. Sedim. Petrol., 1993, v. 63, № 6, p. 1100—1109.

Foustoukos D.I., Savov I.P., Janecky D.R. Chemical and isotopic constraints on water/rock interac- tions at the Lost City hydrothermal field, 30°N Mid-Atlantic Ridge // Geochim. Cosmochim. Acta, 2008, v. 72, p. 5457—5474.

Frape S.K., Fritz P., McNutt R.H. Water-rock interaction and chemistry of groundwaters from the Ca- nadian Shield // Geochim. Cosmochim. Acta, 1984, v. 48, p. 1617—1627.

Helgeson H.C. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures // Amer. J. Sci., 1969, v. 267, № 7, p. 729—804.

Helgeson H.C., Knox A.M., Owens C.E., Shock E.L. Petroleum, oil field waters, and authigenic mineral assemblages: Are they in metastable equilibrium in hydrocarbon reservoirs? // Geochim. Cosmochim. Acta, 1993, v. 57, p. 3295—3339.

Hüpers A., Kasemann S.A., Kopf A.J., Meixner A., Toki T., Shinjo R., Wheat C.G., You C.-F. Fluid flow and water-rock interaction across the active Nankai Trough subduction zone forearc revealed by boron isotope geochemistry // Geochim. Cosmochim. Acta, 2016, v. 193, p. 100—118.

- McBride E.F.** Quartz cement in sandstones: a review // *Earth Sci. Rev.*, 1989, v. 26, p. 69—112.
- McDowell S.D., Elders W.A.** Authigenic layer silicate minerals in boreholes Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA // *Contr. Miner. Petrol.*, 1980, v. 74, p. 293—310.
- Novikov D.A.** Hydrogeochemistry of the Arctic areas of Siberian petroleum basins // *Pet. Explor. Develop.*, 2017, v. 44, № 5, p. 780—788.
- Novikov D.A., Dultsev F.F., Chernykh A.V.** Abnormally high formation pressures in Jurassic-Cretaceous reservoirs of Arctic regions of Western Siberia, in: *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 2018a, v. 193, № 1, p. 012050.
- Novikov D.A., Sadykova Y.V., Chernykh A.V., Dultsev F.F., Sukhorukova A.F.** Paleohydrochemistry of Jurassic and Cretaceous deposits in Arctic regions of Western Siberia, in: *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 2018b, v. 193, № 1, p. 012051.
- Rex R.V.** Authigenic kaolinite and mica evidence of low temperatures // *International Series Monographs in Earth Sciences*, 1966, v. 25, p. 95—104.
- Scislewski A., Zuddas P.** Estimation of reactive mineral surface area during water–rock interaction using fluid chemical data // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2010, v. 74, p. 6996—7007.
- Stewart R.N.T., Fallick A.E., Haszeldine R.S.** Kaolinite growth during pore-water mixing: isotopic data from Palaeocene sands, North Sea, UK // *Clay Miner.*, 1994, v. 29, p. 627—636.
- Wanner C., Bucher K., Pogge von Strandmann P.A.E., Waber H.N., Pettke T.** On the use of Li isotopes as a proxy for water–rock interaction in fractured crystalline rocks: A case study from the Gotthard rail base tunnel // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2017, v. 198, p. 396—418.
- Wilkinson M., Haszeldine R.S., Ellam R.M., Fallick A.** Hydrocarbon filling history from diagenetic evidence: Brent Group, UK North Sea // *Mar. Pet. Geol.*, 2004, v. 21, p. 443—455.
- Wilson M.D., Pittman E.D.** Authigenic clays in sandstones: Recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis // *J. Sediment. Petrol.*, 1977, v. 47, p. 3—31.
- Zhao M., Ji J.F., Chen Z.Y., Chen X.M., Cui X.D., Wang Y.S.** Evolution of kaolinite subgroup minerals and mixed-layer illite/smectite in the Paleogene Damintun Depression in Liaohe Basin of China and its implication for paleotemperature // *Sci. China, Ser. D Earth Sci.*, 2011, v. 54, № 1, p. 73—83.

*Рекомендована к печати 8 ноября 2018 г.
А.Э. Конторовичем*

*Поступила в редакцию 27 июня 2017 г.,
после доработки — 6 августа 2018 г.*