

УДК 552.144

АУТИГЕННЫЙ КАОЛИНИТ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВОЙ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2025 г. В. Г. Эдер^{a,*}, А. Д. Скоморохова^{a,b,**}, А. Г. Замирайлова^c

^aГеологический институт РАН,
Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^bГеологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова,
Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

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

*e-mail: edervika@gmail.com

**e-mail: annaskom@yandex.ru

Поступила в редакцию 13.05.2024 г.

После доработки 10.07.2024 г.

Принята к публикации 15.11.2024 г.

Изучены закономерности распределения и особенности морфологии микроагрегатов катагенетического аутигенного каолинита, заполняющего поровое пространство пород баженовской свиты. Проведен анализ распространения его различных микроструктурных типов: 1) в разрезах с разной степенью катагенетической преобразованности органического вещества; 2) в разрезах разных фациальных районов; 3) в пределах нефтенасыщенных интервалов и вне их для двух разрезов (Западно-Квензерская и Салымская площади). Впервые в баженовской свите обнаружено и описано три типа каолинита с различными микроструктурами: колломорфной (К1); вермикулярной (К2); “карточный домик” (К3). Сделано предположение, что первый тип каолинита (К1) образовался на стадии раннего катагенеза ($T > 60^{\circ}\text{C}$) в единичных порах, в условиях слабой проницаемости вмещающих пород. Второй тип каолинита (К2) мог быть сформирован а) на поздних этапах раннего катагенеза в породах, в которых происходили преобразования органического вещества, но еще не наступила значительная нефтегенерация; б) в среднем катагенезе в слоях, граничащих с нефтепродуктивным интервалом, при активной генерации нефтяных углеводородов ($T > 70\text{--}100^{\circ}\text{C}$). Третий тип каолинита (К3) сформировался при значительном термическом преобразовании органического вещества ($T > 100\text{--}140^{\circ}\text{C}$) в породах баженовской свиты Юго-восточного района Западно-Сибирского осадочного бассейна (Западно-Квензерская площадь). В меньшем количестве он отлагался в пустотном пространстве пород нефтепродуктивного интервала баженовской свиты Центрального района (Салымская площадь), в пределах которого распространена катагенетическая (частичная) доломитизация пород.

Ключевые слова: баженовская свита, верхняя юра–нижний мел, аутигенный каолинит, катагенез высокоуглеродистых толщ

DOI: 10.31857/S0024497X25020038, EDN: CHPEWD

В настоящее время процессы катагенетического преобразования высокоуглеродистых (черносланцевых) осадочных толщ, часто являющихся “нетрадиционными” коллекторами, остаются малоизученными. То же касается и факторов, способствующих изменению коллекторских свойств пород в последовательностях этого типа. При погружении осадков на глубины $> 1.5\text{--}2$ км происходят существенные изменения состава глинистых минералов [Bjorlykke et al., 1989; Milliken,

2014]. При вхождении осадочной толщи в главную фазу нефтеобразования (2–2.5 км) и достижения пластовых температур около 70°C начинается активная генерация нефтяных углеводородов (УВ), что усиливает проявление процессов выщелачивания [Curtis, 1983; Surdam et al., 1989; Холодов, 1983; 2006; Неручев, 2017] и способствует образованию карбонатов, главным образом, доломита [Холодов, 1983; Предтеченская и др., 2006; Немова и др., 2011; Карнюшина, 2012;

Коробов, Коробова, 2012; Балушкина и др., 2016; Эдер и др., 2021]; пирита [Leventhal, 1995; Эдер, 2020]; каолинита [Лебедев, 1992; Юдович, Кетрис, 2008; Коробов, Коробова, 2012]. В результате происходит образование нового пустотного пространства или, напротив, “запечатывание” пор и пустот потенциального коллектора аутигенными минералами.

Процессы катагенетической каолинитизации рассмотрены в основном для песчаных пород [Лебедев, 1992; Lanson et al., 2002; Marfil et al., 2003; Юдович, Кетрис, 2008; Осовецкий, 2020]. Различные аспекты минералогии аутигенного каолинита в связи с нефтенасыщенностью песчаных коллекторов для ниже-среднеюрских песчаных пород Западно-Сибирского осадочного бассейна (ЗСБ) рассматривались во многих работах [Ушатинский, 1978; Конторович и др., 1997; Крупская и др., 2006; Предтеченская и др., 2009; Коробов, Коробова, 2012; Вакуленко и др., 2017; Мельник, 2016, 2019]. В то же время, особенностям морфологии и генезиса аутигенного каолинита в тонкозернистых высокоуглеродистых породах посвящено крайне мало работ [Ruiz Cruz, 1998; Taylor, Macquaker, 2014; Qiang et al., 2021 и др.]. О присутствии каолинита в поровом пространстве верхнеюрских пород баженовской свиты ЗСБ упоминалось в ряде публикаций [Shaldybin et al., 2017; Оксенойд, 2018]. Однако детальное изучение закономерностей его распространения в этой толще ранее не проводилось и генезис каолинита не обсуждался.

Цель настоящего исследования – определение особенностей морфологии микроагрегатов аутигенного каолинита, закономерностей распространения его различных типов и выяснение генезиса этого минерала в породах верхнеюрско-нижнемеловой баженовской свиты Западной Сибири. В задачи работы входил анализ распространения различных микроструктурных типов каолинита в зависимости от степени катагенетической преобразованности органического вещества (ОВ) баженовских пород, который проводился: 1) в разрезах со слабой преобразованностью ОВ (Южно-Майская, Пельгинская площади); 2) в разрезах с умеренными преобразованиями ОВ (Чупальская, Южно-Ягунская, Дружная, Горстовая площади); 3) в разрезах с существенными нефтепроявлениями в баженовской свите, где процессы преобразования ОВ находятся в активной стадии (Салымская, Западно-Квензерская площади).

Для анализа постседиментационных преобразований баженовской свиты, подвергшейся дополнительному прогреву и включающей

нефтепродуктивные интервалы, выбраны две скважины, расположенные на Салымской и Западно-Квензерской площадях. Первая из них приурочена к Салымскому поднятию Мансийской синеклизы ЗСБ, вскрывает разрез в наиболее глубоководной центральной части палеобассейна [Конторович и др., 2004]. Вторая скважина расположена на юго-востоке ЗСБ в осевой части Нюрольской мегавпадины и приближена к береговой линии палеобассейна (рис. 1). Эти районы с различными фациальными условиями накопления баженовской свиты нами условно обозначены как Центральный и Юго-восточный (см. рис. 1). Дополнительно были изучены закономерности распространения аутигенного каолинита в баженовской свите 6 скважин, в том числе Центрального района – Чупальской, Южно-Ягунской и Дружной площадей, и Юго-восточного района ЗСБ – Горстовой, Пельгинской и Южно-Майской площадей (см. рис. 1). В этих разрезах существенных нефтепроявлений не наблюдается, а на последних двух площадях баженовская свита еще не вошла в главную зону нефтеобразования.

Развитие представлений о постседиментационных процессах, происходящих на глубинах 2.5–3 км в черносланцевых толщах, на примере баженовской свиты необходимо для развития фундаментальных представлений об эволюции их вещественного состава по мере погружения и будет способствовать повышению корректности планирования методов их разработки на углеводородное сырье.

МАТЕРИАЛ, МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ

Породы баженовского горизонта широко распространены на территории Западно-Сибирского осадочного бассейна (около 1 млн км²) и составляют одну из крупнейших черносланцевых формаций мира – основную нефтематеринскую толщу Западной Сибири [Конторович, 1975]. Осадконакопление баженовской свиты происходило в полузамкнутом морском бассейне эпиконтинентального типа. Свита сложена силицитами (биоморфными, апорадиоляритами), силицитами керогеновыми (абиоморфными) и породами смешанного состава (микститами) кероген-глинисто-кремнистыми и кероген-карбонатно-кремнистыми [Конторович и др., 2016], абиоморфными или с карбонатизированными или окремненными реликтами радиолярий в количестве 10–35 об. %; с прослоями известняков или доломитов, карбонатными конкрециями, на

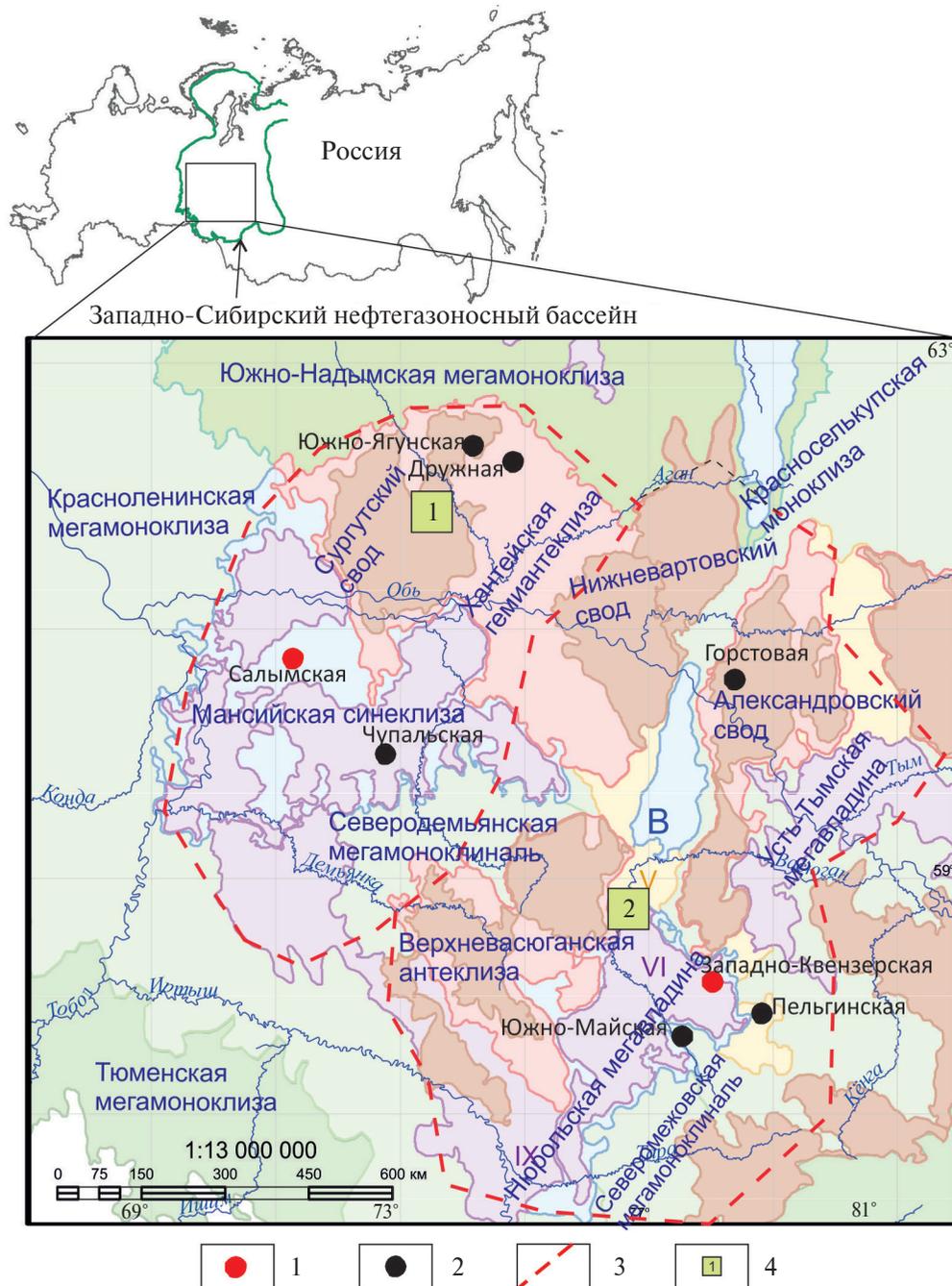


Рис. 1. Расположение изученных разрезов баженовской свиты на фрагменте тектонической карты юрского структурного яруса ЗСБ [Конторович и др., 2001].

1 – скважины со значительными нефтепроявлениями; 2 – скважины без значительных нефтепроявлений в баженовской свите; 3 – границы условно-выделенных авторами районов; 4 – районы исследования (1 – Центральный, 2 – Юго-восточный).

некоторых интервалах – с тонкими прослоями, сложенными остатками раковин двустворчатых моллюсков и отпечатками аммонитов. При этом содержание глинистой составляющей в породах невелико и, как правило, изменяется от 10 до 25, редко достигая 40 мас. %.

Содержание ОВ в баженовской свите составляет 5–25 мас. %. На большей части территории органическое вещество еще не преобразовано в нефть и сконцентрировано в микролинзочки бурого цвета (длиной 0.03–0.15 мм, шириной 0.01–0.02 мм). Изучаемые отложения залегают

на глубинах 2.4–3 км, при этом даже в соседних скважинах они могут характеризоваться разной степенью катагенетической преобразованности ОВ [Фомин, 2014]. Так, по данным А.Н. Фомина [Эдер и др., 2021], этот показатель в пределах районов исследования соответствует градациям катагенеза от МК₁¹ до МК₂ (отражательная способность витринита (R_{vt}° , %) от 0.6 до 1.1. Ранее С.В. Рыжкова и А.А. Дешин [2023] по результатам бассейнового моделирования для территории Западно-Квензерской площади предположили, что баженовская свита здесь испытала воздействие температур около 114°C. Е.А. Костыревой [Рыжкова и др., 2022] в результате изучения геохимии ОВ (пиролитический метод Rock-Eval) в силицитах и смешанных кероген-глинисто-кремнистых породах разреза Западно-Квензерской площади было показано, что T_{max}^1 достигает 440–445°C. Для разреза этой толщи на Салымской площади А.Н. Фоминым ранее [Эдер и др., 2021] было определено, что R_{vt}° составляет 1.05. Это соответствует стадии позднего катагенеза по [Логвиненко, Орлова, 1987], и указывает на то, что ОВ уже подверглось существенным преобразованиям. Согласно результатам определений показателя преломления витринита (R_{vt}°) А.Н. Фоминым [Эдер и др., 2021], породы изученных разрезов Чупальской, Южно-Ягунской и Дружной площадей, включая разрез Горстовой площади, характеризуются R_{vt}° 0.75–0.78 (ОВ умеренно преобразовано), а в Пельгинской и Южно-Майской этот показатель изменяется от 0.63 до 0.66 (ОВ слабо преобразовано). Известно, что в юрском комплексе ЗСБ, помимо глубины погружения, на усиление катагенетических процессов влияет приуроченность к областям развития молодого фундамента, крупным зонам молодых глубинных разломов, интрузивным массивам [Конторович и др., 2009; Гончаров и др., 2013; Фомин, 2014; Зубков, 2016; Калмыков и др., 2019].

Для решения поставленных задач в породах баженовской свиты была изучена морфология заполненного аутигенным каолинитом пустотного пространства при помощи метода поляризационной микроскопии (Olympus BX60, ИНГГ СО РАН (80 шлифов) и CX-40, ГИН РАН (20 шлифов)). Морфология агрегатов каолинита и заполненных им пор и пустот изучалась также в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ), с электронно-зондовым микроанализом, выполненным на энергодисперсионных спектрометрах (ТЕХСАН

MIRA (ИГМ СО РАН, 80 обр.) и MV 2300 (ГИН РАН, 20 обр.)).

Состав глинистых минералов изучен методами рентгенофазового анализа (порошков и ориентированных препаратов фракции размером <0.002 мм, полученной методом отмучивания), с использованием дифрактометров ДРОН-3 и ДРОН-4 (ИГМ СО РАН, 80 обр.), D8 Advance Bruker (ГИН РАН, 9 обр.), Ultima-IV фирмы Rigaku (Япония) (ИГЭМ РАН, 4 обр.). Отмученная фракция (<0.002 мм) в виде водной суспензии пипеткой наносилась на стеклянную подложку размером 35 · 25 мм равномерным слоем. В процессе пробоподготовки к рентгенодифрактометрической съемке порошков, навеску 100 мг породы истирали в агатовой ступке до размерности частиц около 10 мкм с добавлением спирта в целях сохранения структуры минералов. Затем агрегат наносился на стеклянную подложку размером 25 · 25 мм ровным толстым слоем из расчета 25 мг на 1 см² подложки. Для идентификации группы смектитовых минералов, после съемки в природном состоянии, исходные препараты насыщали этиленгликолем и проводили повторную съемку в области углов 2θ 2–150. Для идентификации вермикулита и хлорита исходный препарат прокаливали в муфельной печи при $T = 550^{\circ}\text{C}$ в течение одного часа с последующей съемкой. Детальный анализ глинистой составляющей проводился методом моделирования XRD профилей, для этого проводилась съемка препаратов с шагом 0.05°C и временем сканирования 30 с в точке.

Для всех исследуемых в настоящей работе разрезов баженовской свиты ранее было проведено описание керна и отбор образцов, для которых был выполнен комплекс геохимических анализов (рентгено-флуоресцентный, пиролиз Rock Eval, определение форм железа и серы методами химического анализа) и определен вещественный состав пород, включая содержание $C_{орг}$ серы сульфидной [Эдер, 2022], R_{vt}° [Фомин, 2014; Эдер и др., 2021]. При наименовании пород баженовской свиты использовалась классификация А.Э. Конторовича и соавторов [2016] с небольшими изменениями авторов. В настоящей работе применены принципы выделения пачек по литолого-геохимическому составу и геофизическим характеристикам, описанные в работе И.В. Панченко и др. [2016].

Ранее [Leventhal, 1995] предположил, что значение отношения органического углерода к сере сульфидной (C/S) около 1 указывает на недостаток серы и может быть связано

¹ T_{max} (°C) – температура максимального извлечения углеводов из образца в процессе пиролиза.

с постседиментационными (“эпигенетически”) преобразованиями пород. Для отложений, которые накопились в нормальных морских обстановках и не подвергались существенным изменениям, значение этого отношения обычно составляет 2.8 ± 0.8 [Berner, 1983, 1984]. Для баженовской свиты ранее был проведен сравнительный анализ строения ее разрезов, состава пород, значений отношения органического углерода к сере сульфидной (C/S) [Эдер и др., 2022]. Полученные данные соотнесены с результатами определений показателя преломления витринита (по данным А.Н. Фомина), и по этим характеристикам выделены три группы разрезов баженовской свиты, отличающиеся по степени катагенетических преобразования пород: слабоизмененные, умеренно измененные и существенно измененные. Эти группы соответствуют трем группам конкретных разрезов, выбранным для изучения и названным в сформулированных выше задачах исследования. По данным работы [Эдер и др., 2021], в слабоизмененных разрезах баженовской свиты преобладают породы, для которых характерны значения отношения $C/S = 2.8 \pm 0.8$; в умеренно измененных разрезах большая часть образцов пород имеет значение $C/S = 2.8 \pm 0.8$; около 20–30% образцов пород характеризуются значениями $C/S < 2$; в существенно измененных разрезах преобладают образцы с $C/S < 2$. В рамках настоящего исследования были проанализированы особенности распределения значений отношения C/S в каолинитизированных породах баженовской свиты.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Общее содержание глинистой составляющей в породах баженовской свиты Центрального района часто не превышает 20% (здесь и далее в этом разделе, если не обозначено отдельно — мас. %) в Юго-восточном — изменяется от 20 до 40% [Эдер, Замирайлова, 2023]. По данным рентгено-дифрактометрического анализа, проведенного в ИГМ СО РАН, глинистые минералы представлены в основном слюдой мусковитового типа 2M1 и смешанослойными минералами ряда иллит–сметтит при незначительном содержании каолинита (1–5%). Так, например, в породах Западно-Квензерской площади общее содержание глинистой фракции в породах составляет 20–25%, из них 10–15% приходятся на гидрослюду типа 2M1, 5–15% — на смешанослойные минералы иллит–сметтит, 5% — на каолинит. Необходимо отметить, что для баженовской свиты Западно-Квензерской площади наблюдается

несоответствие между содержанием каолинита по данным рентгено-дифрактометрического анализа и по наблюдениям в петрографических шлифах (7–10 об. %). Причиной этому может служить частая ассоциация аутигенного каолинита с ОВ в поровом пространстве, где эти два компонента пород образуют плотно скрепленные агрегаты и неотделимы друг от друга, в том числе методом отмучивания. На основании взаимоотношений каолинита с другими компонентами пород предполагается, что в изучаемых отложениях Центрального и Юго-восточного районов ЗСБ он полностью аутигенный, а седиментогенный каолинит практически отсутствует. Исходя из состава глинистой фракции (слюда 2M1) пород баженовской свиты, можно сделать вывод, что первичные глинистые минералы уже претерпели существенные изменения состава, а степень их преобразованности соответствует стадии среднего катагенеза по [Логвиненко, Орлова, 1987; Предтеченская, Злобина, 2022].

В результате исследования выделено три морфологических типа каолинита, обнаруженного в поровом пространстве баженовской свиты, с разными типами микроструктур: колломорфной [Викулова и др., 1973], вермикулярной [Магазина и др., 1988; Бортников и др., 2016] и “карточный домик” [Осовецкий, 2020]. Ниже приведено описание каолинита в породах баженовской свиты с разной нефтегенерацией: крайне слабой (или отсутствующей) и существенно проявленной.

Закономерности распределения аутигенного каолинита в разрезах баженовской свиты без существенных нефтепроявлений

В Юго-восточном районе аутигенный каолинит присутствует в породах баженовской свиты Южно-Майской, Пельгинской и Горстовой площадей. Так, в 3-й пачке баженовской свиты Южно-Майской площади (Лавровский наклонный мезовал) в пределах двух интервалов разреза (рис. 2) в смешанных кероген-глинисто-кремнистых породах ($C/S = 4.5$ и 5.2) встречен каолинит с колломорфной микроструктурой (рис. 3д, 3е), а в средней части 4-й пачки — каолинит с переходным типом микроструктуры между колломорфной и “карточный домик”. Размер заполненных каолинитом пор 60–70 мкм, длина микрокристаллов 5–6 мкм, толщина 0.3 мкм. На Пельгинской площади, расположенной в пределах Чузикско-Чижапской мезоседловины, в нижней и верхней частях 3-й пачки баженовской свиты в единичных порках смешанной кероген-кремнистой породы

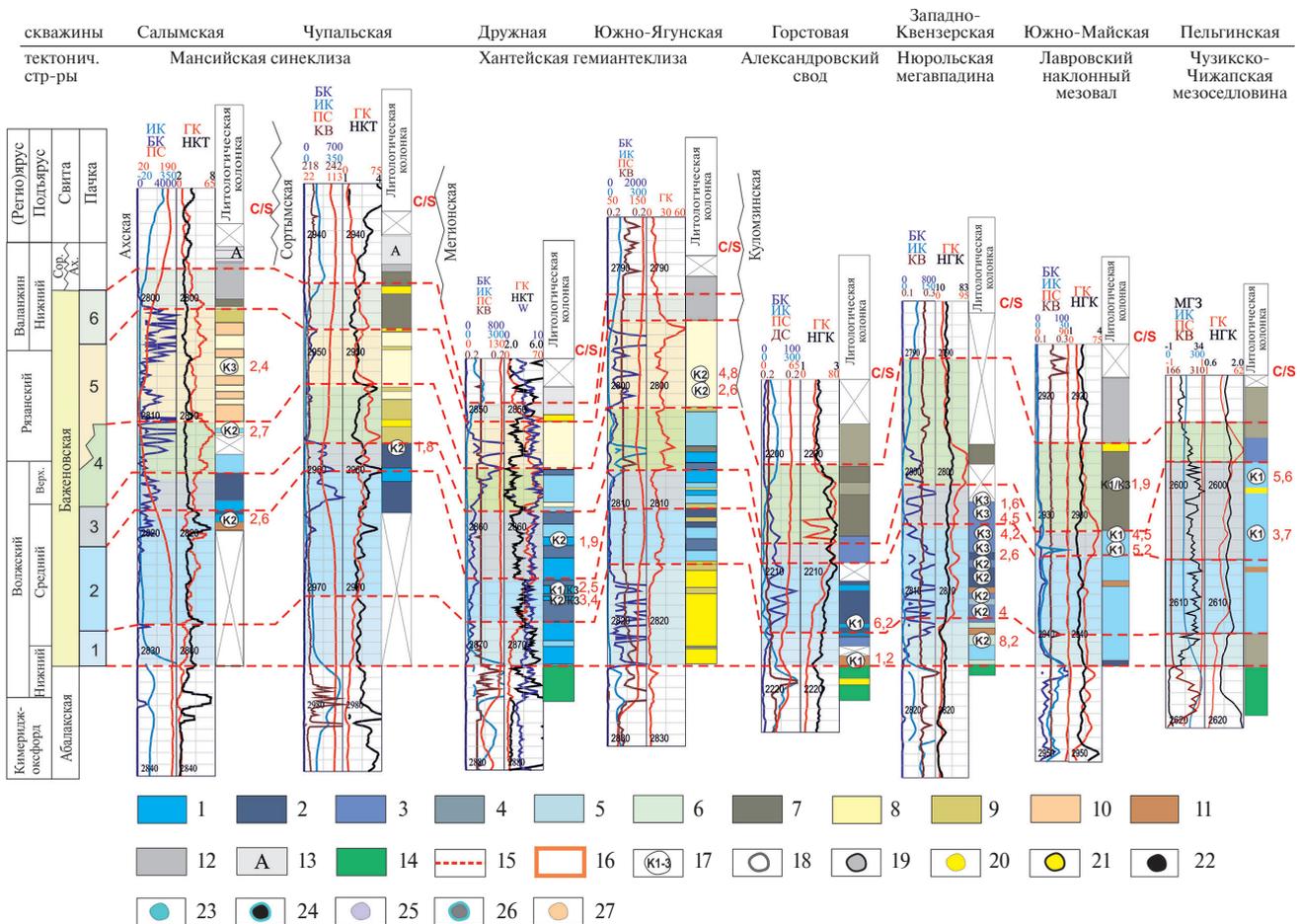


Рис. 2. Распространение аутигенного каолинита в изученных разрезах баженовской свиты.

1 – силициты; 2 – силициты керогеновые; 3–10 – смешанные породы: 3 – кероген-глинисто-кремнистые (близкие к силицитам), 4 – глинисто-кремнистые (близкие к силицитам), 5 – кероген-глинисто-кремнистые, 6 – глинисто-кремнистые, 7 – кероген-кремнисто-глинистые, 8 – кероген-карбонатно-кремнистые, 9 – кероген-глинисто-кремнистые карбонатсодержащие, 10 – кероген-карбонатные с повышенным содержанием доломита (5–20 мас. %); 11 – доломиты; 12 – кремнисто-глинистые (близкие к аргиллитам); 13 – аргиллиты; 14 – породы георгиевской или абалакской свит; 15 – границы пачек; 16 – интервал нефтенасыщения (Западно-Квензерская площадь) интенсивной генерации углеводородов (Сальмская площадь); 17–27 – выполнение пустотного пространства выщелоченных радиолярий: 17 – каолинит с разными типами микроструктур (К1 – колломорфная, К2 – вермикулярная, К3 – “карточный домик”), 18 – каолинит по контуру, 19 – каолинит и пирит по контуру, 20 – кальцит, 21 – кальцит и пирит по контуру, 22 – пирит, 23 – кремнезем, 24 – пирит и кремнезем по контуру, 25 – барит, 26 – углеродистый материал и кремнезем по контуру, 27 – доломит.

обнаружен аутигенный каолинит в ассоциации с пиритизированным остатком радиолярии, с такой же колломорфной микроструктурой, как и каолинит, встреченный на Южно-Майской площади (см. рис. 3в, 3г). По характеру взаимоотношений каолинита и пирита видно, что первый образовался позднее. В изученном разрезе баженовской свиты Горстовой площади (Александровский свод) установлено два типа микроструктур каолинита. В подошвенной части 1-й пачки в доломите (C/S – 1.2) встречены пустоты, заполненные каолинитом с вермикулярной микроструктурой (см. рис. 2, рис. 4). Среди них,

в одной поре диаметром около 80 мкм, часть минерализации представлена каолинитом, другая – фосфатизированными остатками цианобактерий (рис. 5). Длина микрокристаллов каолинита 5–7 мкм, толщина – 0.5–1 мкм, длина колонн, состоящих из расположенных параллельно друг другу микрокристаллов – 10–15 мкм. В этом же образце присутствует плохораскристаллизованный каолинит с колломорфной и, в некоторых случаях, переходной (между колломорфной и вермикулярной) микроструктурой (см. рис. 3б, 3д, 3е). Этот же тип микроструктуры каолинита обнаружен в редких порах силицита керогенового

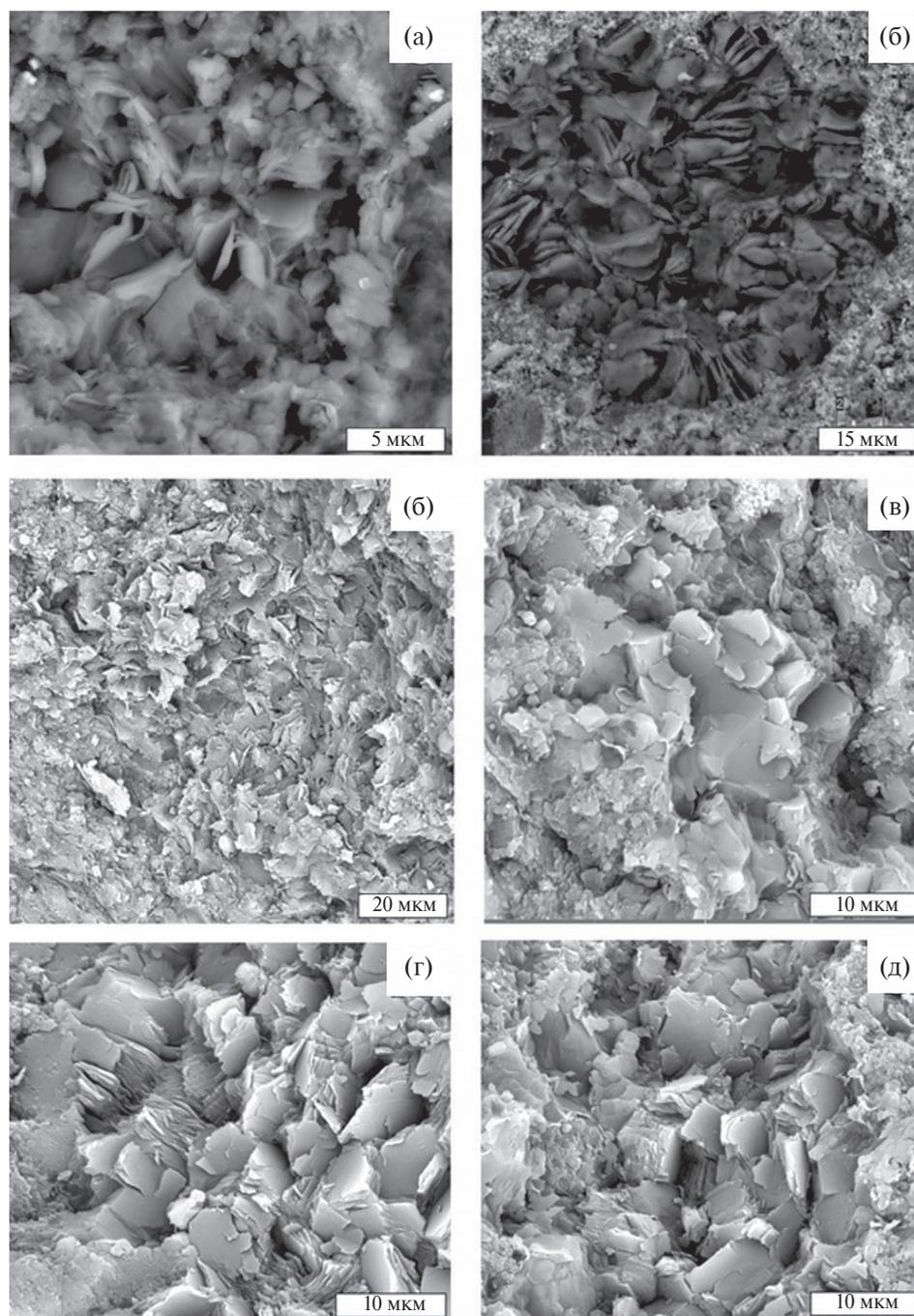


Рис. 3. Каолинит с колломорфной (K1) и переходной микроструктурой в единичных порах пород баженовской свиты а, б – Горстовая площадь (а – обр. 18, глубина 2213.47 м; б – обр. 21, глубина 2217.23 м); в, г – Пельгинская площадь, обр. 15, глубина 2604.1 м; д, е – Южно-Майская площадь, обр. 43, глубина 2941.61 м.

(C/S – 6.2), залегающего в подошвенной части 2-й пачки.

В пределах Центрального района на единичных интервалах баженовской свиты обнаружен аутигенный каолинит (Чупальская Южно-Ягунская, Дружная площади). Первая из перечисленных площадей расположена в пределах Мансийской синеклизы, последние две – Хантейской

гемиантеклизы. В верхней части 3-й пачки баженовской свиты Чупальской площади в силиците керогеновом (C/S – 1.8) в поровом пространстве, образованном на месте растворения остатков радиолярий, в значительном количестве встречен каолинит с вермикулярной микроструктурой (см. рис. 4а, 4б). Длина микрокристаллов 0.6–0.8 мкм, толщина – 4 мкм,

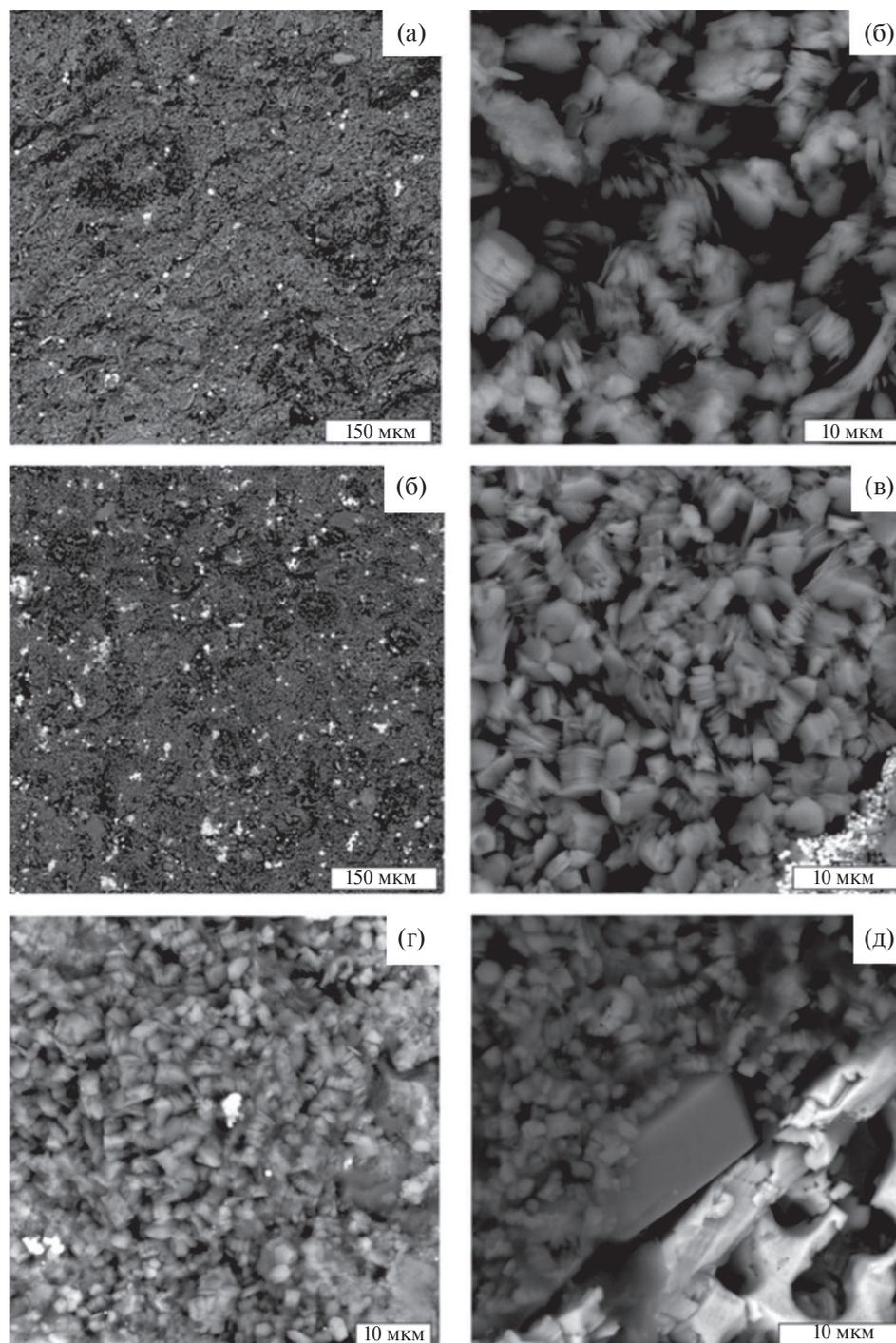
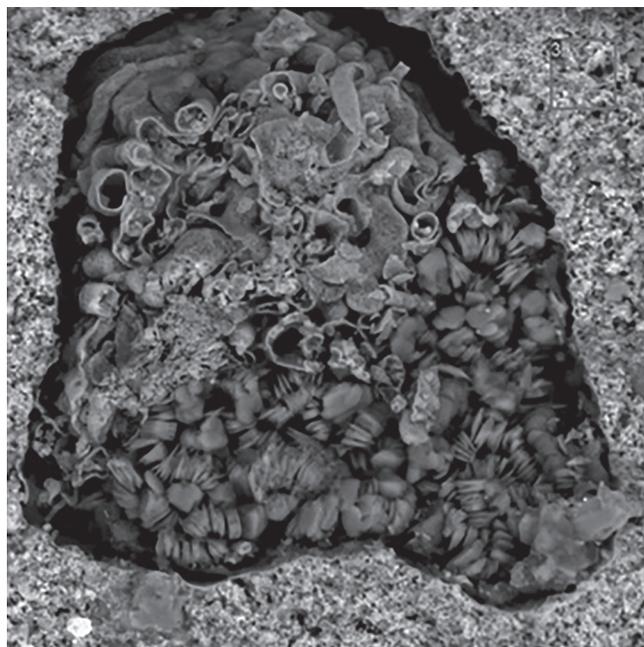


Рис. 4. Каолинит с вермикулярной микроструктурой (К2) в поровом пространстве пород баженовской свиты. а, б – Западно-Квензерская площадь, обр. 19, глубина 2812.03 м; в, г – Чупальская площадь, обр. К9, глубина 2954.61 м; д, е – Южно-Ягунская площадь (д – обр. 227, глубина 2799.34 м; е – обр. 230, глубина 2799.7 м).

длина колонн 12 мкм. На Южно-Ягунской площади в нижней половине 5-й пачки в смешанной кероген-карбонатно-кремнистой (С/С – 2.6) и кероген-кремнисто-карбонатной породе (С/С – 2.7) наблюдаются пустоты, выполненные каолинитом с вермикулярной

микроструктурой (см. рис. 4в, 4г). Длина микроструктур составляет 2–3 мкм, толщина – 0.2–0.4 мкм, длина колонн 6–20 мкм. На Дружной площади в верхней половине 2-й пачки в смешанной кероген-глинисто-кремнистой породе (С/С – 2.5) и силиците (С/С – 1.85)



50 мкм

Рис. 5. Поровое пространство в доломите баженовской свиты, заполненное фосфатными капсулами нитей цианобактерий и аутигенным каолинитом с вермикулярной микроструктурой (K2). Горстовая площадь, обр. 21, глубина 2217.23 м.

встречен каолинит с вермикулярной микроструктурой, выполняющий реликты радиолярий. Длина микрокристаллов 5 мкм, толщина 0.2–0.5 мкм. Также находки аутигенного каолинита в пустотах радиолярий приурочены к середине 3-й пачки. Здесь каолинит встречен в смешанной кероген-глинисто-кремнистой породе (С/С – 3.4) и характеризуется неупорядоченной микроструктурой типа “карточный домик”. Длина микрокристаллов 1–2 мкм, толщина 0.2–0.3 мкм.

*Закономерности распределения
аутигенного каолинита в разрезах
с нефтепродуктивными интервалами*

Баженовская свита на Западно-Квензерской площади залегает в интервале глубин 2790–2815.5 м (мощность 25.5 м), представлена четырьмя пачками (рис. 6). В нижней части она состоит из силицитов, смешанных глинисто-кремнистых и кероген-глинисто-кремнистых пород абиморфных или содержащих реликты радиолярий (5–20 об. %). Верхняя часть сложена смешанными кероген-кремнистыми породами (содержание реликтов радиолярий 5–20 об. %). Нефтепродуктивный

интервал, расположенный в средней части разреза (2801–2808 м, пачка 3 и верхняя часть пачки 2), выделен в ходе испытаний скважины на приток (слабое фонтанирование после гидроразрыва пласта), проведенных в 2014 г. [Рыжкова и др., 2022].

По результатам изучения петрографических шлифов, обнаружено, что в нефтепродуктивном интервале аутигенный каолинит составляет 3–7 об. % и выполняет пустотное пространство, образованное на месте растворения остатков радиолярий субсферической формы (размером 0.05–0.15 мм) (рис. 7). Некоторые остатки радиолярий замещены карбонатными минералами, частично (в окаймлении) или полностью пиритизированы (см. рис. 7а, 7б). Наблюдается частая ассоциация каолинита с ОВ. В интервале разреза, где нефтенасыщение отсутствует, аутигенная каолинитизация остатков радиолярий распространена не так широко, как карбонатизация, и составляет 1–4 об. %. В ряде случаев отмечается присутствие аутигенного каолинита в тонких слоях (около 0.1 мм), которые расположены под углеродистыми слоями, насыщенными линзочками ОВ. Встречаются случаи выполнения выщелоченных остатков радиолярий каолинитом и кальцитом одновременно. Достаточно часто отмечается ассоциация каолинита с пиритом, выполняющим реликты радиолярий целиком или их окаймление.

В интервале без нефтепроявлений каолинит выполняет пустоты вместе с ОВ или пиритом, реже кальцитом или доломитом. Здесь для каолинита характерна вермикулярная микроструктура (см. рис. 4) с четкими разнонаправленными колоннами длиной 4–20 мкм, (длина 2–6 мкм, толщина 0.2–0.4 мкм). В нефтеносном интервале каолинит отличается микроструктурой типа “карточный домик” (см. рис. 8) с незакономерной ориентировкой кристаллов и их тонких “стопок” (1–4 мкм), а возможно представляющих собой зачатки вермикул, и часто ассоциирует с ОВ.

Результаты испытаний на приток нефти по исследуемой скважине Салымской площади отсутствуют. Однако ранее [Эдер и др., 2021] определено, что в интервале глубин 2802–2810 м часто встречаются доломитизированные слои (8–25% доломита), причем доломитизации подвергались остатки радиолярий. Кроме того, было выявлено, что содержание ОВ в породах не превышает 15%, а в большинстве образцов пород С/С < 2. В то же время в других скважинах этого района (как, например, на Северо-Салымской площади) содержание ОВ в породах достигает 20–27%,

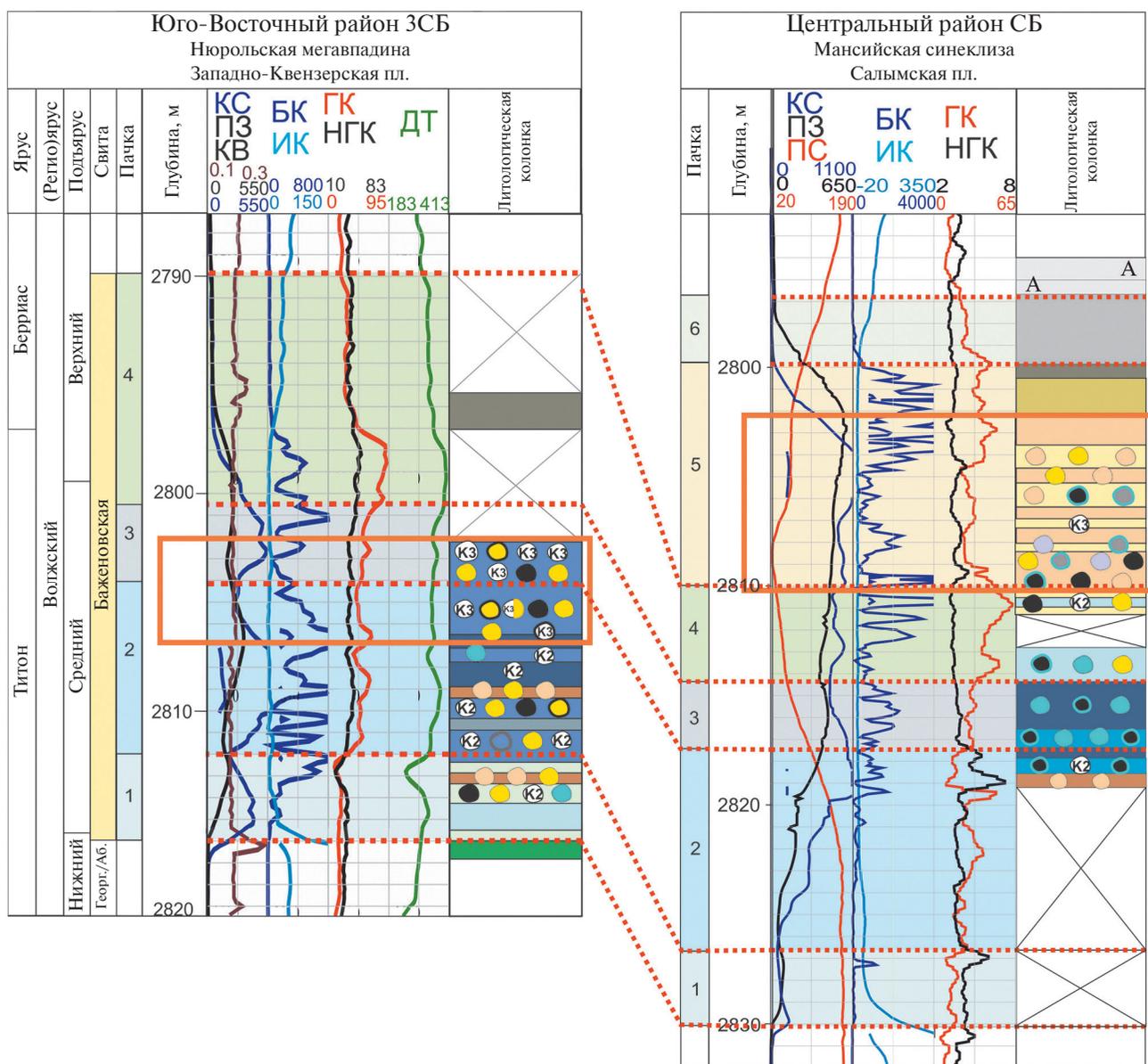


Рис. 6. Распространение каолинизированных, карбонатизированных и пиритизированных остатков радиолярий в изученных разрезах баженовской свиты Западно-Квензерской и Салымской площадей. Условные обозначения см. рис. 2.

преобладают породы с $C/S - 2.8 \pm 0.8$. В результате было предположено, что баженовская свита в разрезе Салымской площади перенесла воздействие повышенных температуры и интенсивную нефтегенерацию. Ранее, по изотопным данным, было определено, что доломитизированные радиоляриты баженовской свиты формировались в катагенезе [Немова, 2012; Балущкина и др., 2016; Немова, Панченко, 2017]. На основании широкого развития частичной доломитизации пород в верхней половине пачки 4 и в нижней половине пачки 5 (см. рис. 2) разреза Салымской площади,

можно предполагать, что в интервале 2802–2810 м происходила интенсивная нефтегенерация.

На Салымской площади баженовская свита (33.5 м) залегает в интервале глубин 2830.5–2797 м, подстилается абалакской свитой и включает шесть пачек (см. рис. 6). Нижняя половина свиты образована силицитами (с реликтами радиолярий 3–5 об. %) и керогеновыми силицитами абиморфными; верхняя половина сложена смешанными кероген-глинисто-кремнистыми и кероген-карбонатно-кремнистыми породами,

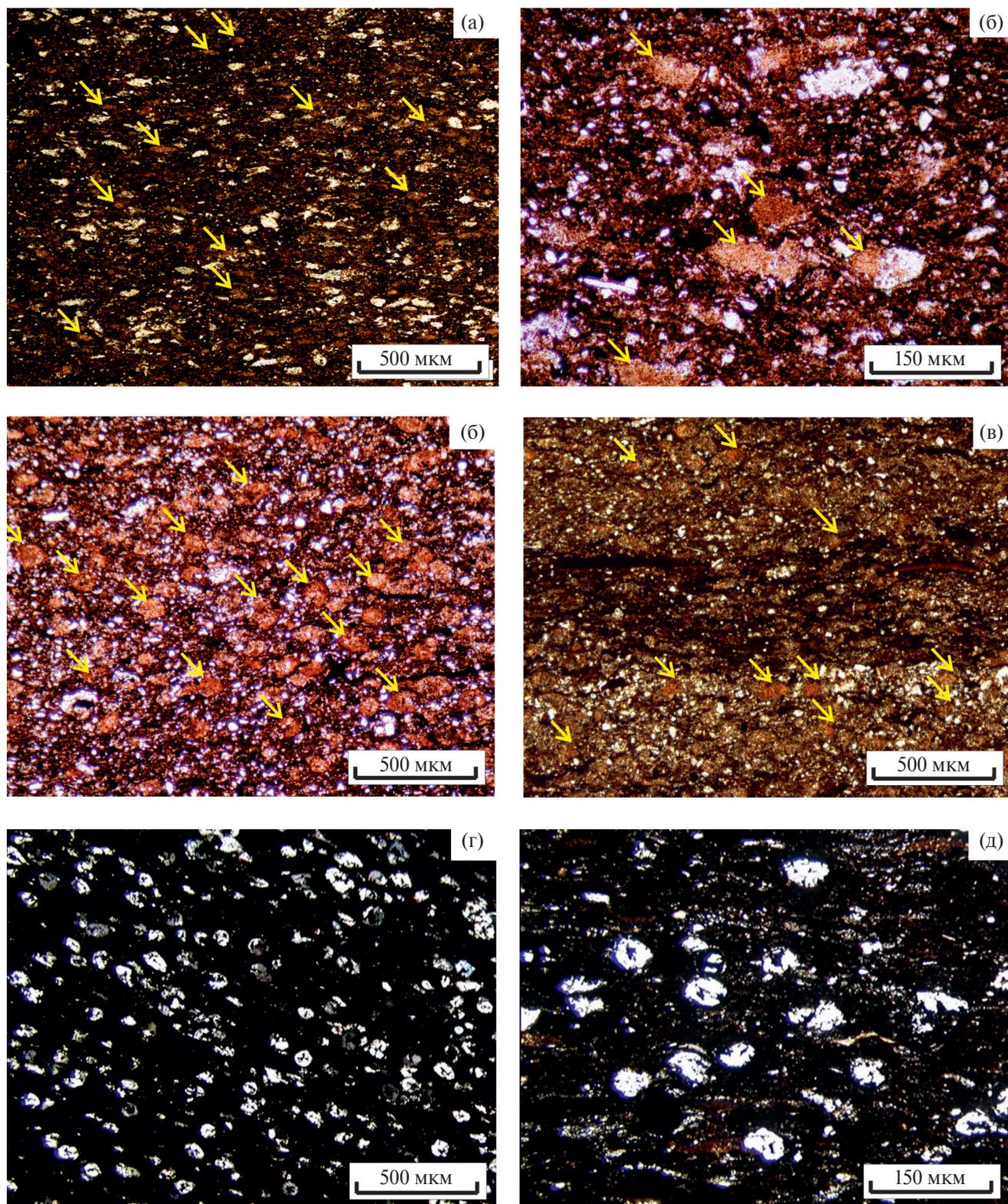


Рис. 7. Остатки радиоларий в породах баженовской свиты каолинитизированные (показаны стрелками) и частично или полностью доломитизированные (светлое).
 а–г – Западно-Квензерская площадь (а – глубина 2805.96; б – глубина 2804.68 м; в, г – глубина 2812,03 м); д, е – Салымская площадь (д – глубина 2803.2 м; е – глубина 2806.8 м).

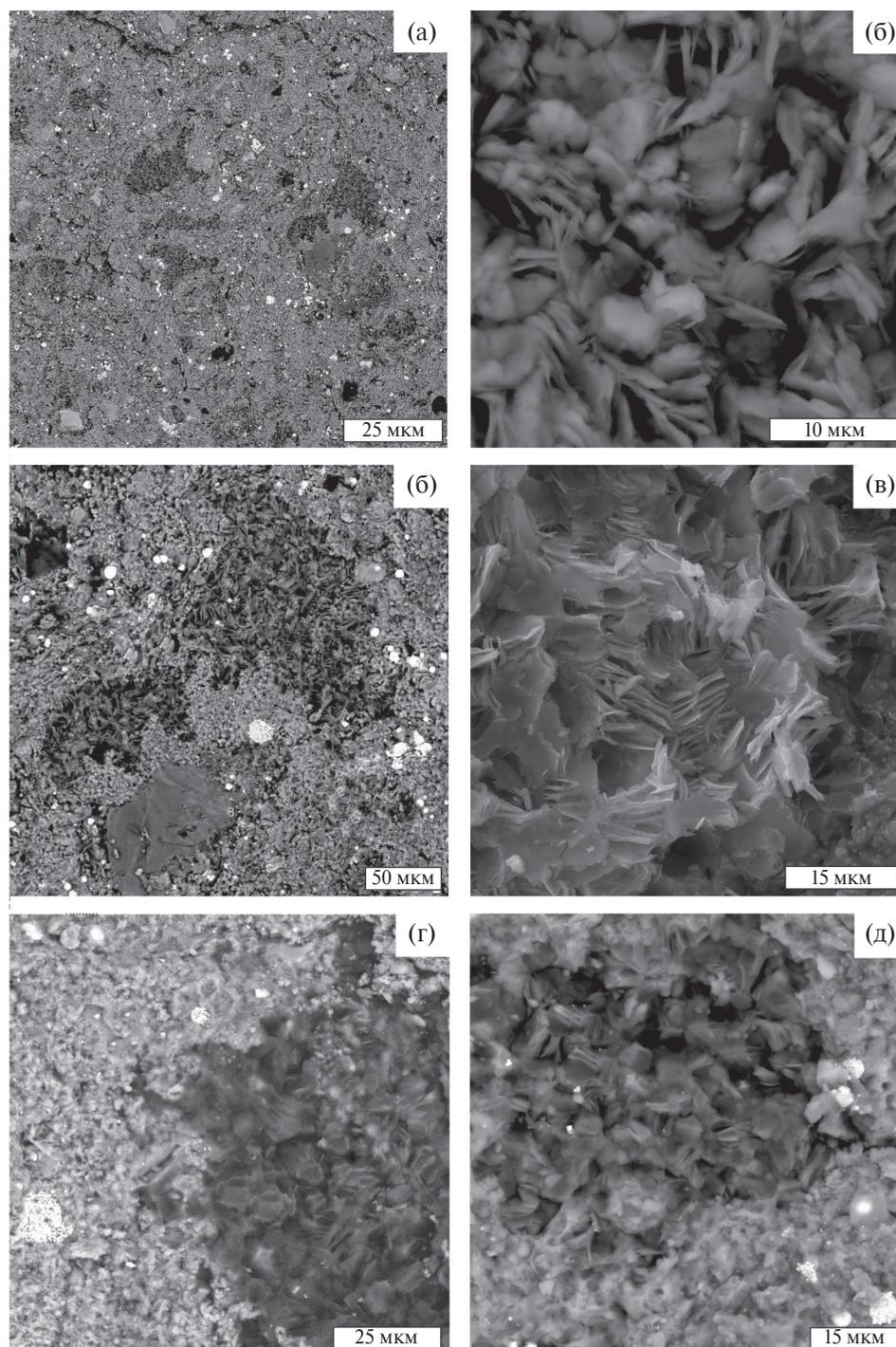


Рис. 8. Аутигенный каолинит с микроструктурой типа “карточный домик” (K3) в поровом пространстве пород нефтенасыщенных интервалов баженовской свиты изученных разрезов.

а–г – Западно-Квензерская площадь (а, б – обр. 9, глубина 2804.68 м; в, г – обр. 11, глубина 2805.96 м); д – Салымская площадь (обр. 13а, глубина 2803.9 м); е – Дружная площадь (обр. 233, глубина 2861.9 м).

абиоморфными или с реликтами радиолярий (5–15 об. %). По результатам изучения шлифов пород выявлено, что аутигенный каолинит приурочен к силицитам верхней части 2-ой пачки, смешанным кероген-глинисто-кремнистым

породам верхней половины 4-й пачки и к смешанным кероген-карбонатно-кремнистым породам середины 5-й пачки (см. рис. 6). При этом каолинит составляет <1–3 об. % и выполняет пустоты, образованные на месте растворения

остатков радиолярий субсферической формы (0.05–0.15 мм). Некоторые из них бывают выполнены также и карбонатными минералами (кальцитом или доломитом), частично или полностью пиритизированы, другие оконтурены кремнеземом.

По результатам изучения в СЭМ, каолинит с вермикулярной микроструктурой (в силицитах 2-й пачки) имеет четкие разнонаправленные колонны длиной 4–12 мкм, состоящие из расположенных параллельно друг другу микрокристаллов (длина 1–6 мкм, толщина 0.2–0.4 мкм). В интервале интенсивной нефтегенерации (см. рис. 6) каолинит отличается микроструктурой типа “карточный домик”, характеризующейся незакономерной ориентировкой микрокристаллов (толщиной 0.1–0.2 мкм, длиной 1–2 мкм) и их тонких стопочек (толщиной 1–3 мкм).

В целом выяснено, что каолинит в большинстве изученных разрезов имеет наиболее широкое распространение в породах, которые характеризуются $C/S > 3.6$ или $C/S < 2$ (см. рис. 2). Ранее было показано, что это породы, подвергшиеся существенным преобразованиям компонентного состава, включая ОВ [Эдер, 2022]. В большинстве случаев это в разной степени окремненные или карбонатизированные породы.

Таким образом, в результате исследования выявлены следующие закономерности распространения аутигенного каолинита в баженовской свите.

1. Каолинит (К1) с колломорфной микроструктурой, в которой отдельные чешуйки или их стопочки (вермикулы) не индивидуализированы и не распознаются, находится в породе в единичных микропустотах, судя по форме и отсутствию окаймления не имеющих отношения к остаткам радиолярий. Этот тип каолинита не обнаруживает связи с катагенетическими изменениями баженовской свиты. Встречен в разрезах Южно-Майской и Пельгинской площадей, в породах с $C/S < 2$ и R_{vt}^o около 0.6.

2. Каолинит (К2), характеризующийся вермикулярной микроструктурой, хорошо окристаллизованный, с упорядоченной ориентировкой микрокристаллов, заполняет поровое пространство, образованное на месте растворения остатков радиолярий. Этот тип каолинита встречается в баженовской свите: 1) в единичных порых — в разрезах без существенных нефтепроявлений (Дружная, Южно-Ягунская, Горстовая площади); 2) в значительном количестве — граничащих с нефтепродуктивным интервалом слоев

(Западно-Квензерская площадь) и отдельных слоях пород некоторых разрезов Центрального района (Чупальская площадь), в которых $C/S < 2$ (или в соседних с ними слоях) и $R_{vt}^o > 0.7$.

3. Каолинит (К3) с микроструктурой типа “карточный домик” встречается в заметном количестве в разрезах баженовской свиты, испытавших дополнительный прогрев и интенсивную генерацию углеводородов, широко распространен в пределах нефтенасыщенного интервала разреза, изученного на Западно-Квензерской площади Юго-восточного района ($R_{vt}^o > 0.78$). В меньшем количестве подобный каолинит также присутствует в пределах нефтенасыщенного интервала баженовской свиты Салымской площади Центрального района ЗСБ ($R_{vt}^o > 1.05$). Часто находится в слоях существенно измененных (карбонатизированных или окремненных) пород с $C/S < 2$ или $C/S > 3.6$. Относительно часто каолинит этого типа присутствует в пустотах вместе с ОВ, также в ряде случаев находится в ассоциации с пиритом, баритом, реже кальцитом или доломитом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проблемам генезиса аутигенного каолинита, главным образом в песчаных породах, посвящено большое количество работ. Аутигенный каолинит широко распространен в юрских песчаниках ЗСБ, и, по мнению И.Н. Ушатинского [1978], его образованию способствовало обогащение вод SiO_2 , понижение рН среды в зонах водонефтяного контакта (окисление УВ), а в западных и южных районах — поступление ювенильной углекислоты. Согласно Р. Мэрфил с соавторами [Marfil et al., 2003], каолинит в юрских и меловых песчаниках и аргиллитах Западной Пустыни Египта образован при температуре 70–90°C за счет растворения полевых шпатов, преобразования смектитов в смешанослойные минералы с продолжительной инфильтрацией кремнесодержащих растворов при низком рН (кислая среда). Этот же диапазон температур отмечался для вермикулярного каолинита, образованного в ураноносных и углеродистых среднеюрских сланцах Китая [Liu et al., 2018], юрских песчаниках и аргиллитах Северного моря [Burley, MacQuaker, 1992]. По изотопным данным определено, что аутигенный каолинит верхнемеловых сланцев Гибралтарского пролива образован при $T = 62^\circ C$ посредством преобразования смектита в смешанослойные минералы и кварц (на глубине более 2 км) [Ruiz Cruz, 1998]. Как видно из вышесказанного, большинство

авторов полагает, что иллитизация (гидросланодизация) смектита выступает в качестве одного из основных факторов для образования аутигенного каолинита в катагенезе. Известно, что она является продолжением процессов отжатия вод, начинающихся с простого механического уплотнения, и возникает только при достаточно низкой пористости (обычно менее 20 об. %) [Лебедев, 1992].

По данным В.А. Дрица и А.Г. Коссовской [1990], иллитизации смектитов или смешанослойных минералов помимо пластовой температуры ($T_{\text{пласт}}$) контролируется многими факторами, такими как минеральные ассоциации осадочных последовательностей, тектоническое положение, давление, состав флюидов, внутреннее строение глинистых сланцев (текстура, проницаемость, состав исходного материала), градиент нарастающих температур, доступность калия, скорость погружения или время существования породы при данной температуре. Б.А. Лебедевым [1992] выявлено, что в верхнеюрско-нижневаланжинских отложениях Западной Сибири (включающих баженовскую свиту) процессы гидросланодизации смешанослойных минералов начались при пластовых температурах 70–75°C, и при $T_{\text{пласт}} = 100^\circ\text{C}$ содержание разбухающей фазы в них составляет 20–25%.

По результатам настоящего исследования предложена модель процесса каолинитизации высокоуглеродистых глинисто-кремнистых и карбонатно-кремнистых пород баженовской свиты (рис. 9). Предполагается, что в баженовской свите на заключительном этапе раннего катагенеза происходили следующие процессы: начало иллитизации смектитов – высвобождение межслоевой воды – частичное растворение полевых шпатов и других алюмосиликатов – поступление в пластовые воды ионов калия и алюминия – отложение аутигенного каолинита (К1) из поровых растворов (см. рис. 9). Этот тип каолинита обнаружен авторами на Южно-Майской и Пельгинской площадях. Вероятно, он был образован до процессов генерации нефти, так как занимает редкие поры, часто не связанные с остатками радиолярий, не имеет ассоциации с ОВ. Кроме того, каолинит этого типа характеризуется отсутствием четких граней микрокристаллов и упорядоченности. Ранее выявлено, что каолинит в порках аргиллитов характеризуется менее упорядоченной микроструктурой, по сравнению с песчаниками, вследствие их низкой проницаемости, способствующей замедлению процессов аутигенеза [Конторович и др., 1997; Marfil et al., 2003]. Такие же закономерности отмечались и для юрских

алевролитов ЗСБ [Ушатинский, 1978]. Вероятно, что каолинит (К1) с колломорфной микроструктурой в единичных микропустотах, часто не имеющих отношения к остаткам радиолярий, характеризуется отсутствием четкой формы кристаллов и упорядоченности в их расположении ввиду затрудненной циркуляции растворов плохо проницаемых породах.

По мнению многих исследователей, каолинит образуется в песчаниках на глубинах 2–4 км за счет растворения полевых шпатов в результате воздействия флюидов, насыщенных CO_2 или органическими кислотами, которые возникли за счет преобразования ОВ [Curtis, 1983; Blackbourn, 1984; Surdam et al., 1989; Platt, 1993; Lanson et al., 1996]. К. Тейлор и Дж. Макквейкер [Taylor, Macquaker, 2014] также интерпретируют происхождение каолинита, заполняющего фаунистические остатки в верхнемеловых сланцах Манкос (США), как результат мобилизации Al вследствие воздействия органических кислот на алюмосиликатные компоненты этих пород. Таким образом, в высокоуглеродистых черносланцевых породах вторым более важным фактором изменения геохимической среды, способствующим выщелачиванию и образованию нового порового пространства, мобилизации необходимых ионов элементов и, соответственно, образованию аутигенного каолинита, были процессы катагенетического преобразования ОВ с момента вхождения высокоуглеродистой толщи в главную фазу нефтеобразования ($T > 70^\circ\text{C}$) [Вассоевич, 1967].

Известно, что при $T > 70^\circ\text{C}$ с началом генерации УВ продуцируются CO_2 , H_2S , выделяется большое количество органических кислот, что служит причиной растворения полевых шпатов и седиментогенных карбонатов [Hower et al., 1976; Tourtelot, 1979; Холодов, 1983]. Выявлено, что максимальный пик насыщения пластовых флюидов CO_2 наблюдается при температуре около 100°C [Hunt, 1979; Platt, 1993]. Можно предположить, что в баженовской свите Западно-Квензерской и Салымской площадей при указанных выше температурах начались процессы выщелачивания карбонатизированных или окремненных (в диагенезе) остатков радиолярий, а также продолжалось растворение полевых шпатов (см. рис. 9). Эти же процессы, но в меньших масштабах, происходили в баженовской свите Центрального района (Чупальская, Дружная, Южно-Ягунская площади) на фоне умеренных преобразований ОВ. В некоторых случаях во внутренних полостях остатков радиолярий находилось ОВ, которое, разлагаясь,

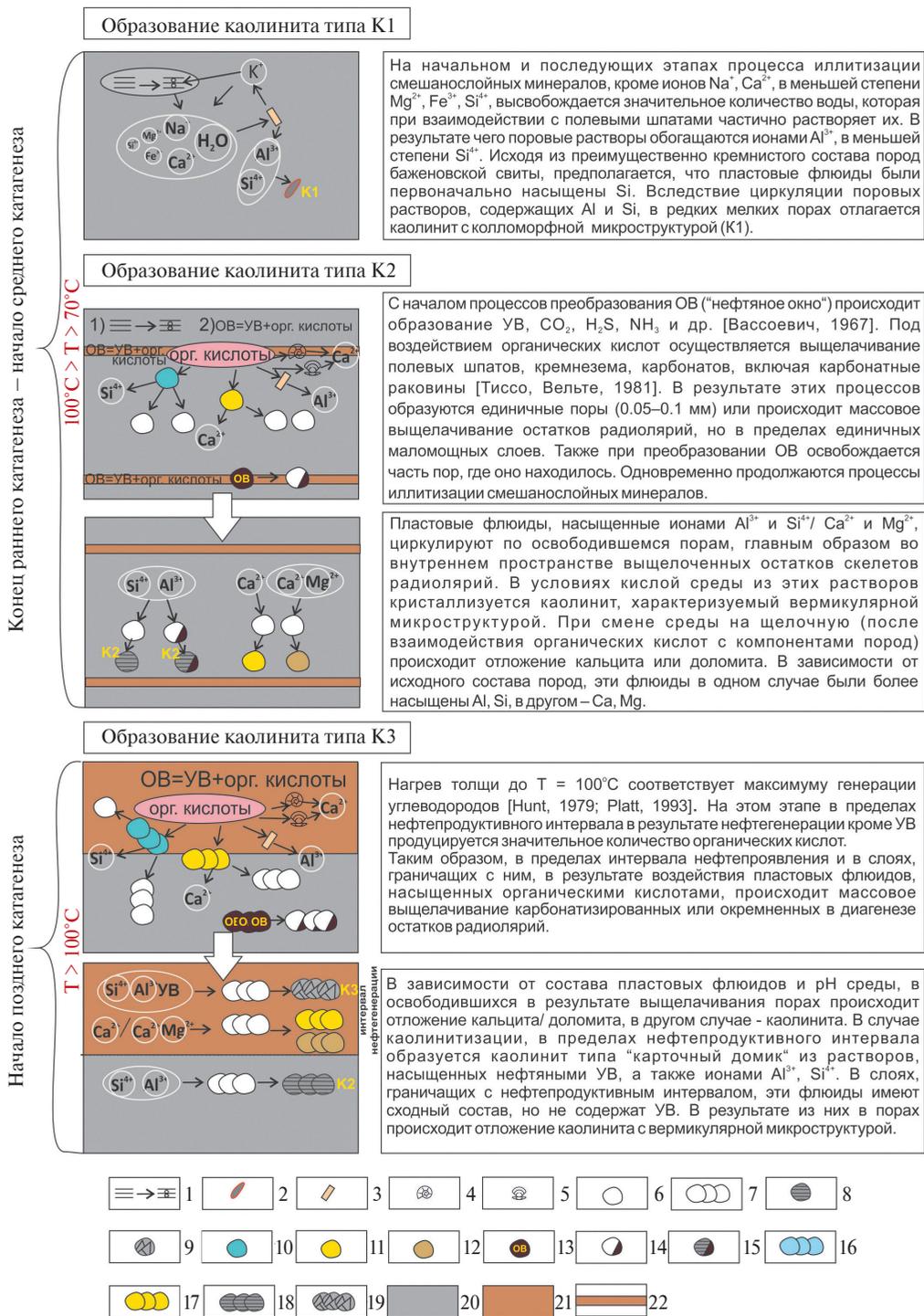


Рис. 9. Модель образования аутигенного каолинита баженовской свиты в катагенезе.

1 – процесс иллитизации смешанослойных иллит-сметкитов, 2 – мелкие единичные поры, заполненные каолинитом типа K1; 3 – полевые шпаты, слюды и другие алюмосиликаты; 4 – остатки раковин аммонитов; 5 – остатки раковин двустворчатых моллюсков; 6 – единичные пустые поры после выщелачивания; 7 – многочисленные пустые поры после выщелачивания; 8–15 – заполнение внутреннего пространства единичных остатков радиоларий (8 – каолинитом типа K2 (вермикулярным); 9 – каолинитом типа K3 ("карточный домик"); 10 – минералами группы кремнезема; 11 – кальцитом; 12 – доломитом; 13 – органическим веществом; 14 – частично органическим веществом; 15 – каолинитом типа K2 и органическим веществом); 16–19 – заполнение внутреннего пространства многочисленных остатков радиоларий (16 – кремнеземом; 17 – кальцитом; 18 – каолинитом типа K2 (вермикулярным); 19 – каолинитом типа K3 ("карточный домик")); 20 – породы баженовской свиты; 21 – интервал нефтегенерации баженовской свиты; 22 – слои пород, где начались преобразования ОВ.

освобождало часть пространства. На некоторых интервалах баженовской свиты, таким образом, происходило образование нового порового пространства с размерами пор (0.05–0.07 мм), не характерных для аргиллитов. В результате возникла нестандартная ситуация для тонкозернистых пород — образование достаточно крупных пор на стадии среднего катагенеза по [Логвиненко, Орлова, 1987].

На этой стадии постседиментационных преобразований в тонкозернистых высокоуглеродистых породах баженовской свиты циркулировали флюиды, и формирование аутигенного каолинита происходило подобно процессам каолинитизации порового пространства песчаников [Marfil et al., 2003], в результате формировался каолинит с вермикулярной микроструктурой (K2) (см. рис. 9). Необходимо отметить, что, судя по нашим наблюдениям, в баженовской свите процессы интенсивного преобразования ОВ происходили не по всей толще равномерно, а лишь в отдельных слоях. Об этом свидетельствует распространение существенно катагенетически измененных пород ($C/S < 2$) лишь на некоторых интервалах разреза [Эдер, 2020; Эдер и др., 2021].

В исследуемых отложениях баженовской свиты Центрального района (Южно-Ягунская, Чупальская площади), в разрезах без существенных нефтепроявлений, где аутигенный каолинит с вермикулярной микроструктурой (K2) обнаружен в отдельных слоях, отмечаются следующие особенности: 1) поры, заполненные каолинитом, имеют более широкое распространение (5–7 об. %), чем в Юго-восточном районе (Южно-Майская, Пельгинская пл.), где они встречаются в единичных случаях; 2) слои с каолинитизированным поровым пространством находятся в непосредственной близости от карбонатизированных или пиритизированных слоев ($C/S < 2$). Ранее по комплексу признаков сделаны выводы о том, что породы, характеризующиеся $C/S < 2$, претерпели преобразования минерального состава (пиритизацию или карбонатизацию) в результате генерации УВ [Эдер, 2020] на стадии среднего катагенеза. Таким образом, в случае широко распространенной каолинитизации единичных слоев баженовской свиты в разрезах без существенных нефтепроявлений Центрального района ЗСБ, она развивалась, по-видимому, в зоне контакта с породами, в которых происходили существенные преобразования ОВ, вызывающие изменение химизма пластовых флюидов.

По данным И.Н. Ушатинского [1978], наиболее совершенным по морфологии микрокристаллов

и строению агрегатов является позднекатагенетический каолинит продуктивных отложений, заполняющий поры песчаников вблизи водонефтяного контакта. В то же время отмечается, что степень совершенства микроструктуры агрегатов каолинита в нефтенасыщенных песчаниках в целом ниже, чем в водоносных, что связывается с тормозящим аутигенез влиянием углеводородов [Ушатинский, 1978]. Это подтверждается экспериментальными данными Е.Г. Куковского [1974], отмечавшего, что при обработке кристаллографически совершенных каолинитов некоторыми органическими веществами с целью получения органо-каолинитовых комплексов наблюдается снижение структурной упорядоченности минерала. По данным этого автора оказалось, что в процессе адсорбции молекулы ряда органических соединений внедряются в межслоевые пространства вместе с молекулами воды. Таким образом, не исключается, что до интенсивной генерации в ряде случаев некоторые поры могли быть уже заполнены вермикулярным каолинитом, однако при активизации процессов генерации нефти первоначальное совершенство и упорядоченность его микроструктуры были утеряны вследствие контакта с УВ. По результатам проведенного исследования сделаны выводы, что в баженовской свите особенности морфологии аутигенного каолинита в пределах нефтенасыщенных интервалов и в прилегающих к ним слоях в целом соответствуют упомянутым выше закономерностям распределения морфологических типов аутигенного каолинита в нефтеносных интервалах и зоне водонефтяного контакта, выявленным ранее И.Н. Ушатинским [1978] для юрских терригенных коллекторов ЗСБ.

В изученном разрезе Западно-Квензерской площади наблюдается сходная ситуация. Широко распространенный каолинит (K3) в порах нефтенасыщенного интервала характеризуется низкой степенью упорядоченности в расположении микрокристаллов (микроструктура “карточный домик”), частой ассоциацией с ОВ. Ни в одном из исследуемых разрезов Центрального района и других разрезах Юго-восточного района не наблюдается такой масштабной каолинитизации порового пространства, как в пределах нефтенасыщенного интервала и граничащих с ним слоев (общей мощностью 12 м) в изученном разрезе Западно-Квензерской площади. При этом в приграничных слоях каолинит имеет вермикулярную микроструктуру.

Что касается развития катагенетической каолинитизации в нефтепродуктивном интервале

и в граничащих с ним слоях баженовской свиты в разрезе на Салымской площади, то здесь она проявлена существенно в меньшей степени, чем на Западно-Квензерской площади. Это связано с преобладанием при нефтегенерации процессов карбонатизации, главным образом, доломитизации порового пространства, образованного на месте растворения остатков радиолярий [Эдер и др., 2021]. При этом так же, как и в баженовской свите Западно-Квензерской площади, в нефтепродуктивном интервале этой толщи на Салымской площади присутствует каолинит с микроструктурой типа “карточный домик”, в приграничных слоях – с вермикулярной. Частичная доломитизация пород, не связанная с геохимическими барьерами, и широко распространенная каолинитизация в нефтепродуктивных интервалах баженовской свиты рассматриваются нами как катагенетические. Ранее [Немова, 2012] по данным изотопного анализа выявлено, что температуры катагенетической доломитизации для пород баженовской свиты Красноленинского свода составляют около 100°C, что соответствует пику интенсивного преобразования ОВ [Hunt, 1979; Platt, 1993].

Свидетельства широкого распространения проявлений доломитизации и каолинитизации в породах баженовской свиты зафиксированы только в двух разрезах Западно-Квензерской и Салымской площадей, содержащих нефтепродуктивные интервалы. Можно предположить, что благодаря дополнительному прогреву, ввиду локальных факторов, породы баженовской свиты здесь подверглись воздействию температур 100–140°C. Главной причиной образования пустотного пространства за счет выщелачивания остатков радиолярий и его карбонатизации или каолинитизации являлось изменение геохимической среды вследствие активной генерации УВ.

По нашему мнению, основной причиной столь разного проявления катагенетических преобразований баженовской свиты Центрального и Юго-восточного районов является разный исходный состав первоначальных осадков. В частности, известно [Эдер и др., 2023], что разрезы центральных районов отличаются повышенной карбонатностью в результате более широкого расселения карбонатной фауны и флоры (кокколитофоридовых водорослей) на этих территориях в период седиментации [Брадучан и др., 1986; Захаров, 2006; Эдер и др., 2022]. На Салымской площади изученный разрез включает карбонатсодержащую “кокколитовую” пачку, в то время как на Западно-Квензерской площади эта пачка отсутствует, а верхняя половина свиты представлена

слабокарбонатными смешанными кероген-кремнисто-глинистыми породами, с повышенным содержанием (30–40 мас. %) глинистого материала и мелкоалевритовой составляющей [Эдер и др., 2022]. Таким образом, при увеличении концентрации CO₂ в породе в период активной генерации УВ в баженовской свите Центрального района пластовые флюиды насыщаются продуктами растворения остатков карбонатной флоры (кокколиты) и фауны (раковины бухий, иноцеранов, аммониты), в существенно меньшей степени – продуктами растворения полевых шпатов (см. рис. 9). И.Н. Ушатинским [1978] ранее было отмечено, что кроме мелкой размерности зерен, на снижение проницаемости песчаных пород влияет карбонатизация, которая препятствует доступу пластовых вод и дальнейшим постседиментационным изменениям [Ушатинский, 1978]. Это наблюдение также отчасти объясняет существенно меньшее развитие аутигенного каолинита в баженовской свите Центрального района.

Масштабная аутигенная каолинитизация, подобная наблюдаемой в баженовской свите Западно-Квензерской площади, может быть обнаружена и в некоторых разрезах Юго-восточного района (а возможно, и в других районах, приближенных к береговой линии палеобассейна), где вследствие ряда факторов (близость к глубинным разломам, более значительная глубина погружения) происходили дополнительный прогрев и, как следствие, интенсивная нефтегенерация.

В Центральном районе ЗСБ в интервалах баженовской свиты, где происходила активная генерация УВ в среднем катагенезе (при $T > 100^\circ\text{C}$), поровое пространство, образованное при выщелачивании диагенетического карбонатного или кремнистого заполнения остатков радиолярий, подверглось более поздней катагенетической карбонатизации (в большей степени доломитизации) при существенно подчиненном развитии аутигенного каолинита. В этом случае коллекторские свойства пород, вероятно, ухудшились, поскольку пустотное пространство заполнилось карбонатным материалом. Причиной более активного проявления процессов диа- и катагенетической карбонатизации могло быть повышенное содержание биогенного карбонатного материала [Эдер и др., 2022] в баженовской свите Центрального района и его растворение на разных стадиях постседиментационных преобразований. В то же время в некоторых случаях карбонатизация пород являлась основой для образования коллектора в катагенезе. Так, например, ранее было высказано предположение о том, что карбонатизация

пород вблизи геохимических барьеров происходила в диагенезе—раннем катагенезе [Эдер и др., 2019]. Известно, что в ряде западных и центральных районов ЗСБ эти карбонатизированные слои (в основном апорадиоляриты), расположенные главным образом в основании баженовской свиты, на стадиях среднего и позднего катагенеза в результате частичного выщелачивания диагенетических карбонатов стали кавернозными и в настоящее время являются основными коллекторами УВ [Немова, 2011; Балушкина и др., 2016; и др.].

По сравнению с Центральным районом, на Западно-Квензерской площади Юго-восточного района наблюдается обратная картина. Вследствие насыщенности поровых флюидов в большей степени продуктами растворения полевых шпатов, в основном Al, поровое пространство, образованное в остатках радиолярий, заполняется каолинитом и в существенно меньшей степени — карбонатами. Карбонатизированные радиоляриты, сформированные вблизи геохимических барьеров, здесь менее мощные (0.5–1 м) по сравнению с Центральным районом. По данным Б.А. Лебедева [1992], “относительно небольшое увеличение пористости при каолинитизации приводит к несопоставимо более высокой проницаемости, что имеет следствием предпочтительную аккумуляцию углеводородов в зонах развития этого процесса”. Предполагается, что в баженовской свите каолинитизация нефтенасыщенного интервала также привела к улучшению фильтрационно-емкостных свойств. Другими словами, в относительно низкопористой, плохопроницаемой толще, насыщенной ОВ, при достижении определенных температур (>100–140°C) началась интенсивная генерация УВ, и этот процесс способствовал увеличению пористости пород в пределах нефтепроизводящего интервала за счет выщелачивания внутреннего заполнения остатков радиолярий и развитию в порах каолинита. Таким образом, “плотное” плохо проницаемое хранилище ОВ на глубинах более 2.5 км в результате природных саморегулирующихся процессов было превращено в пористую и проницаемую среду, насыщенную УВ.

Что же являлось источником необходимых элементов (Si и Al) для образования катагенетического каолинита баженовской свиты? По мнению большинства исследователей, основным поставщиком SiO₂ для пород баженовской свиты являлись радиолярии, которые имели широкое распространение в водной толще во время накопления осадков пачек 1–3 [Брадучан и др.,

1986; Вишневецкая и др., 2020; Эдер и др., 2022]. Известно, что нижняя половина баженовской свиты является преимущественно кремнистой за счет высокого содержания в ней остатков радиолярий. Однако на некоторых интервалах породы подверглись существенному постседиментационному окремнению. Так, в силицитах, содержащих 75–90 мас. % SiO₂, в одних случаях первичная биоморфная структура сохраняется за счет присутствия остатков радиолярий, в других — порода имеет абиоморфную структуру и замещена скрытокристаллическим кварцем, который формировался по радиоляритам вблизи геохимических барьеров [Эдер, Замирайлова, 2023]. Таким образом, упомянутые выше особенности вещественного состава пород дают основание предполагать высокую степень насыщенности кремнеземом поровых флюидов баженовской свиты. Что касается алюминия, то предполагается, что одним из его возможных источников могли быть полевые шпаты и другие неустойчивые к воздействию растворов силикаты, находящиеся в мелкоалевритовой фракции пород. Необходимо отметить, что потенциальными поставщиками ионов алюминия могли быть не только алюмосиликаты из вмещающих аутигенный каолинит пород баженовской свиты, но и из залегающих выше и ниже слоев.

И.А. Мельник [2019], проведя анализ связи наложенных эпигенетических процессов с нефтенасыщенностью в песчаных коллекторах ЗСБ, пришел к выводу, что высокую степень интенсивности вторичной каолинитизации и пиритизации можно использовать в качестве индикаторов присутствия УВ в породах. Подобная ситуация наблюдается в баженовской свите, а именно в разрезах скважин с нефтенасыщенными интервалами аутигенный каолинит имеет существенно большее распространение, чем в “сухих” скважинах. Таким образом, относительно широкое распространение аутигенного каолинита с микроструктурой типа “карточный домик” (КЗ) и, в большинстве случаев, находящегося в порах в ассоциации с ОВ, наряду с катагенетической доломитизацией и пиритизацией, может использоваться в качестве дополнительного признака нефтеносных интервалов баженовской свиты. В то же время значительное распространение в поровом пространстве пород баженовской свиты каолинита с вермикулярной микроструктурой возможно встретить: а) в разрезах без существенных нефтепроявлений, вблизи редких интервалов пород, где процессы нефтегенерации находятся на начальной стадии; б) в слоях, граничащих с нефтепродуктивными интервалами.

ВЫВОДЫ

Впервые в баженовской свите обнаружено и описано три типа каолинита, образующих агрегаты с различной микроструктурой: 1) коллоидной (К1); 2) вермикулярной (К2); 3) типа “карточный домик” (К3). Каолинит первого типа встречается в единичных порах, не связанных с растворением остатков радиолярий; каолиниты второго и третьего типа занимают в основном пустотное пространство, образованное в результате растворения остатков радиолярий.

Выявлено, что в разрезах Центрального района (со степенью преобразованности баженовской свиты МК₁, МК₂) каолинит часто приурочен к породам с $C/S < 2$ (т.е. к тем, в которых, как было предположено ранее, произошли существенные преобразования вещественного состава на стадии катагенеза при нефтегенерации).

Предполагается, что первый тип каолинита (К1) образовался на стадии раннего катагенеза, в единичных порах, в условиях слабой проницаемости вмещающих пород. Второй тип каолинита (К2) мог формироваться: 1) на поздних этапах раннего катагенеза, вблизи обогащенных ОВ интервалов разреза, в которых происходили его существенные преобразования, но значительная нефтегенерация еще не наступила; 2) в среднем катагенезе в слоях, граничащих с нефтепродуктивным интервалом при активной генерации нефтяных УВ ($T > 70-100^{\circ}\text{C}$). Третий тип каолинита (К3) сформировался при значительном термальном преобразовании ОВ ($T > 100-140^{\circ}\text{C}$) в интервале нефтегенерации баженовской свиты Юго-восточного района ЗСБ (Западно-Квензерская площадь). В меньшей степени он отлагался в пустотном пространстве нефтепродуктивного интервала баженовской свиты Центрального района (Салымская площадь), где была распространена катагенетическая частичная доломитизация пород. Столь разное проявление постседиментационных преобразований пород объясняется различиями в составе первоначальных осадков, которые были обусловлены, главным образом, неравномерным распространением планктонных (кокколитофориды) и бентосных (двустворчатые моллюски, аммониты) морских организмов с карбонатной раковиной, а также разной степенью удаленности от береговой линии палеобассейна).

Сделано предположение о том, что широкое распространение каолинита, характеризующего микроструктурой типа “карточный домик” (К3), в большинстве случаев в ассоциации

с ОВ, наряду с катагенетической доломитизацией и пиритизацией, может использоваться в качестве дополнительного признака нефтеносных интервалов баженовской свиты и для уточнения их границ.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны Л.Г. Вакуленко, Е.В. Щепетовой, Д.М. Коршунову (ГИН РАН) за консультации и обсуждение результатов исследования, Н.А. Пальчик (ИГМ СО РАН), Е.В. Покровской (ГИН РАН), В.В. Крупской (ИГЕМ РАН) – за предоставление результатов рентгенофазового анализа глинистой фракции пород, операторам СЭМ В.А. Даниловской (ИГМ СО РАН) и Н.В. Горьковой (ГИН РАН), а также С.В. Рыжковой – за помощь в подготовке некоторых иллюстраций для полученных результатов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках тем госзадания ГИН РАН (№ 123032400064-7) и ИНГГ СО РАН (FWZZ-2022-0007).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балушкина Н.С., Юрченко А.Ю., Калмыков Г.А., Коробова Н.И., Петракова Н.Н., Бугаев И.А.* Условия образования и нефтенасыщенность карбонатных коллекторов баженовской и абалакской свит // Нефтяное хозяйство. 2016. № 1. С. 32–35.
- Бортников Н.С., Савко А.Д., Новиков В.М. и др.* Латненское месторождение огнеупорных глин (Центральная Россия) // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 6. С. 487–500.
- Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А. и др.* Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность) // Новосибирск: Наука, 1986. 217 с.
- Вакуленко Л.Г., Аксенова Т.П., Ян П.А.* Минералы группы каолинита в нижнеюрских отложениях Западной Сибири // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2017. Т. 2. № 1. С. 52–56.
- Вассоевич Н.Б.* Теория осадочно-миграционного происхождения нефти // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 11. С. 137–142.
- Виколова М.Ф., Бурков Ю.К., Македонов А.В. и др.* Фациальные типы глинистых пород (и их первичные литологические особенности). Л.: Недра, 1973. 288 с.
- Вишневская В.С., Амон Э.О., Гатовский Ю.А.* Радиоляриевая биостратиграфия баженовского горизонта (верхняя юра–нижний мел) Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 105–124.

- Гончаров И.В., Самойленко В.В., Обласов Н.В., Фадеев С.В. Катагенез органического вещества пород баженовской свиты юго-востока Западной Сибири (Томская область) // Нефтяное хозяйство. 2013. № 10. С. 32–37.
- Гурова Т.И., Казаринов В.П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М.: Гостоптехиздат, 1962. 350 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 446)
- Захаров В.А. Условия формирования волжско–бериаской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова / Отв. ред. С.В. Рожнов. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. С. 552–568.
- Зубков М.Ю. Региональный и локальный прогнозы нефтеносности баженовской и абалакской свит (Западная Сибирь) // Горные ведомости. 2016. № 3–4. С. 46–68.
- Калмыков А.Г., Карпов Ю.А., Топчий М.С. и др. Влияние катагенетической зрелости на формирование коллекторов с органической пористостью в баженовской свите и особенности их распространения // Георесурсы. 2019. Т. 21. № 2. С. 159–171.
- Карнюшина Е.Е. Основные причины возникновения зон карбонатной цементации в толщах нефтегазоносных бассейнов // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2012. № 5. С. 47–49.
- Конторович А.Э., Солотчина Э.П., Солотчин П.А., Злобина О.Н. О происхождении диккита в нижнесреднеюрских терригенных отложениях Межовского свода (юго-восток Западно-Сибирской плиты) // Доклады Академии наук. 1997. Т. 353. № 5. С. 649–651.
- Конторович А.Э., Фомин А.Н., Красавчиков В.О., Истомин А.В. Катагенез органического вещества в кровле и подошве юрского комплекса Западно-Сибирского мегабассейна // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 11. С. 1191–1200.
- Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 680 с.
- Конторович А.Э., Ян П.А., Замирайлова А.Г. и др. Классификация пород баженовской свиты // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 2034–2043.
- Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Иванова Е.Н., Фомин А.Н. Фенантрены, ароматические стераны и дибензотиофены в юрских отложениях Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна и их значение для органической геохимии // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 7. С. 873.
- Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э. и др. Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 11–12. С. 1832–1845.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А. Эпигенетические глинистые минералы – показатели относительного времени и длительности формирования углеводородных залежей во вторичных терригенных коллекторах чехла // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2012. № 5. С. 20–28.
- Крупская В.В., Калмыков Г.А., Ревва М.Ю., Хотылев О.В. Влияние процессов образования аутигенных глинистых минералов терригенных пород на их коллекторские свойства (на примере пород Вартовского свода) // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 3. С. 250–257.
- Куковский Е.Г. Структурные особенности каолинитов в оценке качества каолинов / Отв. ред. В.П. Петров. М.: Наука, 1974. 190 с.
- Лебедев Б.А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с.
- Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане Л.: Недра, 1987. 237 с.
- Магазина Л.О., Домбровская Ж.В., Самтоин Н.Д. Генезис глинистых минералов в коре выветривания // Тез. докл. XIV Всесоюз. совещания. Состав и свойства глинистых минералов и пород / Гл. ред. акад. Ф.В. Чухров. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО РАН, 1988. С. 71.
- Мельник И.А. Интенсивности процессов наложенного эпигенеза как индикаторы нефтенасыщенности песчаных коллекторов // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330. № 6. С. 90–97.
- Мельник И.А. Латеральная миграция флюидов и интенсивность вторичной каолинизации в терригенных отложениях Томской области // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2016. № 4(28). С. 9–14.
- Немова В.Д., Панченко И.В. Факторы продуктивности баженовского горизонта во Фроловской мегавпадине // Нефтегазовая геология и практика. Теория и практика. 2017. Т. 12. № 4. С. 1–16
- Немова В.Д., Колосков В.Н., Покровский Б.Г. Формирование карбонатизированных коллекторов в глинисто–кремнистых отложениях баженовского горизонта на западе Широкого Приобья // Разведка и охрана недр. 2011. № 12. С. 31–35.
- Неручев С.Г. Избранные труды. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2017. 684 с.
- Оксенойд Е.Е. Характеристика минерально-вещественного состава пород баженовского горизонта в центральной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Нефть и газ. 2018. № 3. С. 20–28.
- Осовецкий Б.М. Катагенетический каолинит в терригенных коллекторах // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. 2020. № 23. С. 129–139.

- Панченко И.В., Немова В.Д., Смирнова М.Е. и др. Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения керна и ГИС // Геология нефти и газа. 2016. № 6. С. 22–34.
- Предтеченская Е.А., Злобина О.Н. Об усовершенствовании схемы катагенеза нижне–среднеюрских отложений Уренгойского нефтегазоносного района на основе минеральных и структурных индикаторов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2022. № 2(50). С. 24–47.
- Предтеченская Е.А., Кроль Л.А., Гурари Ф.Г. и др. О генезисе карбонатов в составе баженовской свиты центральных и юго-восточных районов Западно-Сибирской плиты // Литосфера. 2006. № 4. С. 131–148.
- Предтеченская Е.А., Шиганова О.В., Фомичев А.С. Катагенетические и гидрохимические аномалии в нижне–среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири как индикаторы флюидодинамических процессов в зонах дизъюнктивных нарушений // Литосфера. 2009. № 6. С. 54–65.
- Рыжкова С.В., Дешин А.А. Восстановление истории генерации нефти органическим веществом баженовской свиты северной части Нюрольской мегавпадины (Западная Сибирь) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2023. Т. 18. № 4. http://www.ngtp.ru/rub/2023/47_2023.html
- Рыжкова С.В., Замирайлова А.Г., Костырева Е.А. и др. Характеристика продуктивного интервала баженовской свиты в юго-восточных районах Западной Сибири (на примере Западно-Квензерской площади) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2022. Т. 17. № 4. С. 1–18.
- Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти М.: Мир, 1981. 503 с.
- Ушатинский И.Н., Зарипов О.Г. Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Свердловск: Средне-Уральское издательство, 1978. 208 с.
- Фомин А.Н., Беляев С.Ю., Красавчиков В.О., Истомина А.В. Факторы катагенеза органического вещества в юрских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна // Геология нефти и газа. 2014. № 1. С. 127–133.
- Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. Вып. 574. 608 с.
- Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в эллизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983. 150 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 372)
- Эдер В.Г. Пиритизация пород зон перехода черносланцевой толщи к вмещающим отложениям на примере баженовской свиты Западной Сибири // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 3. С. 1–15.
- Эдер В.Г., Балушкина Н.С., Замирайлова А.Г., Фомин А.Н. Литолого-геохимические свидетельства катагенетических преобразований черных сланцев на примере баженовской свиты Западной Сибири // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2021. № 1. С. 58–70.
- Эдер В.Г., Замирайлова А.Г. Литология баженовской свиты Западной Сибири. Новосибирск: СО РАН, 2023. 243 с.
- Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Калмыков Г.А. Свидетельства образования карбонатных пород на геохимических барьерах в черных сланцах на примере баженовской свиты Западной Сибири // Георесурсы. 2019. Т. 21. № 2. С. 143–152.
- Эдер В.Г. Закономерности распределения отношения органического углерода к сере сульфидной в баженовской свите Западной Сибири, как показатель степени преобразованности ее пород / В.Г. Эдер, А.Г. Замирайлова // Пустоваловские чтения 2022: материалы традиционной конференции, посвященной 120-летию Леонида Васильевича Пустовалова, Москва, 20–23 декабря 2022 г. М.: Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) им. И.М. Губкина, 2022. С. 166–168.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.
- Berner R. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory / R. Berner, R. Raiswell // *Geochem. Cosmochim. Acta.* 1983. V. 47. P. 855–862.
- Berner R. Sedimentary pyrite formation: an update / Berner R. // *Geochem. Cosmochim. Acta.* 1984. V. 47. P. 605–615.
- Bjorlykke K., Ramm M., Saigal G.S. Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution // *Geol. Rund.* 1989. V. 78(1). P. 243–268.
- Burley S.D., MacQuaker J.H.S. Authigenic clays, diagenetic sequences and conceptual diagenetic models in contrasting basin-margin and basin-center north sed Jurassic sandstones and mudstones // *Origin, Diagenesis and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones.* SEPM Spec. Pub. 1992. V. 47. P. 81–110.
- Curtis C.D. Geochemistry of porosity reduction and enhancement in clastic sediments // *Petroleum Geochemistry and Exploration of Europe* / Ed. J. Brooks. Oxford: Blackwell, 1983. P. 113–125.
- Hower J. Shale diagenesis / Ed. E.J. Longstaffe // *Clays and the resource geologist* // *Mineral. Ass. Can., Short Course.* 1981. V. 7. P. 60–79.
- Hunt J.M. *Petroleum Geochemistry and Geology.* San Francisco: Freeman, 1979. 617 p.
- Lanson B., Beaufort D., Berger G. et al. Meunier A. Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: a review // *Clay Miner.* V. 37. 2002. P. 1–22.
- Leventhal J.S. Carbon–sulfur plots to show diagenetic sulfidation in sediments // *Geochem. Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59(6). P. 1207–1211.

- Liu Z.Y., Peng S.P., Qin M.K. et al.* Origin and role of kaolinization in roll-front uranium deposits and its response to ore-forming fluids in the Yili Basin, China // *Geofluids*. 2018. P. 1–16. DOI: 10.1155/2018/7847419
- Marfil R., Delgado F., Rossi C. et al.* Origin and diagenetic evolution of kaolin in reservoir sandstones and associated shales of the Jurassic and Cretaceous, Salam Field, Western Desert (Egypt) // *Clay mineral cements in sandstones* / Eds R.H. Worden, S. Morad // *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Pub.* 2003. V. 34. P. 319–342.
- Milliken K.L.* Late Diagenesis and Mass Transfer in Sandstone–Shale Sequences // *Treatise on Geochemistry (Second Edition)* / Eds H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam: Elsevier, 2014. P. 181–206.
- Platt J.D.* Controls on clay mineral distribution and chemistry in the early Permian Rotliegendes of Germany // *Clay Miner.* 1993. V. 28. P. 393–416.
- Qiang Xu, Hangbing Lin, Yue Zhao, Bo Wang, Bin Ma, Rong Ding, Jianxin Wang, Tao Hou.* Evolution of pore structure in organic shale with type III kerogen and high kaolinite content in Ningwu Basin // *Front. Earth Sci.* 2021. V. 15(4). P. 831–848.
- Ruiz Cruz M.D.* Kaolinite and dickite formation during shale diagenesis: isotopic data // *Appl. Geochem.* 1998. V. 13. P. 95–104.
- Shaldybin M.V., Lopushnyak Y.M., Goncharov I.V. et al.* The mineralogy of the clayey-silty siliceous rocks in the Bazhenov Shale Formation (Upper Jurassic) in the west Siberian Basin, Russia: The role of diagenesis and possible implications for their exploitation as an unconventional hydrocarbon reservoir // *Appl. Clay Sci.* 2017. V. 136. P. 75–89.
- Surdam R.C., Crossey L.J., Hagen E.S., Heasler H.P.* Organic–inorganic interactions and sandstone diagenesis // *AAPG Bull.* 1989. V. 73. P. 1–23.
- Taylor K.G., Macquaker J.H.S.* Diagenetic alterations in a silt- and clay-rich mudstone succession: an example from the Upper Cretaceous Mancos Shale of Utah, USA // *Clay Miner.* 2014. V. 49. P. 213–227.
- Tourtlet H.A.* Black shale – its deposition and diagenesis // *Clays Clay Miner.* 1979. V. 27. № 5. P. 313–321.

AUTHIGENIC KAOLINITE OF THE UPPER JURASSIC-LOWER CRETACEOUS BAZHENOV FORMATION OF WESTERN SIBERIA

V. G. Eder^{1,*}, A. D. Skomorokhova^{1,2,**}, A. G. Zamirailova³

¹*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences,
Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

²*Geological Faculty of the Lomonosov Moscow State University,
Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

³*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS,
Akademika Koptuyuga ave., 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

*e-mail: edervika@gmail.com

**e-mail: annaskom@yandex.ru

The patterns of distribution and morphology of micro aggregates of authigenic late diagenetic kaolinite filling the pore space of rocks of the Bazhenov formation are studied. The analysis of the distribution of its various microstructural types is carried out: 1) in sections with different degrees of late diagenetic transformation of organic matter; 2) in sections of different facies areas; 3) within and outside the oil-saturated intervals for two sections (Zapadno-Kvenzerskaya and Salymenskaya areas). For the first time, three types of kaolinite with different microstructures were discovered and described in the Bazhenov formation: collomorphic/transitional (K1); vermicular (K2); “house of cards» (K3). It is assumed that the first type of kaolinite (K1) was formed at the initial stage of late diagenesis ($T > 60^{\circ}\text{C}$) in single pores, under conditions of weak permeability of the host rocks. The second type of kaolinite (K2) could be formed a) at the later stages of late diagenesis, in rocks in which significant transformations of organic matter occur, but significant oil and gas generation has not yet occurred; b) in late diagenesis in border layers with oil-producing interval with active generation of petroleum hydrocarbons ($T > 70\text{--}100^{\circ}\text{C}$). The third type of kaolinite (K3) was formed during a significant thermal transformation of organic matter ($T > 100\text{--}140^{\circ}\text{C}$) in the rocks of the Bazhenov formation of the Southeastern region of the West Siberian sedimentary basin (Zapadno-Kvenzerskaya area). To a lesser extent, it was deposited in the pore space of rocks of the oil-producing interval of the Bazhenov formation of the Central District (Salymenskaya area), where late diagenetic (partial) dolomitization of rocks was widespread.

Keywords: Bazhenov formation, Upper Jurassic, authigenic kaolinite, late diagenesis of high-carbonaceous strata