УДК 552.578.2.061.32:551.73(470.1)

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И НЕФТЕГЕНЕРАЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА, ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

© 2025 г. И. С. Котик^{*a*, *}, Т. В. Майдль^{*a*, **}, М. С. Нечаев^{*a*, ***}, О. С. Котик^{*a*, ****}, Н. В. Пронина^{*b*, *****}, Л. В. Соколова^{*a*, ******}

^а Институт геологии им. акад. Н.П. Юшкина Коми научного центра УрО РАН, ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия

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

> *e-mail: ivkotik@gmail.com **e-mail: maydl@geo.komisc.ru ***e-mail: m.s.nechaev@ro.ru ****e-mail: olya.procko@gmail.com *****e-mail: nvproncl@mail.ru ******e-mail: sokolova@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 17.06.2024 г. После доработки 24.07.2024 г. Принята к публикации 15.11.2024 г.

В статье представлены результаты изучения нижнедевонских отложений гряды Чернышева с целью определения их нефтегенерационного потенциала. Оценка содержания органического вещества (ОВ) в породах нижнего девона показала, что для большей части изученного разреза характерны низкие концентрации $C_{opr} \le 0.3\%$. Повышенное содержание OB установлено только в отложениях III пачки овинпармского горизонта, выступающих в качестве потенциальных нефтематеринских пород: Солг – 0.13–0.35% в карбонатных и 0.54–1.44% в глинисто-карбонатных разностях пород. По пиролитическим (Rock-Eval) данным S₁ + S₂ (0.04–6.20 мг УВ/г породы) и HI (19–430 мг УВ/г С_{орг}) они характеризуются как низко- и среднепродуктивные нефтематеринские породы. Формирование этих отложений происходило в открыто-морских условиях внешнего рампа при максимуме трансгрессии морского бассейна. Степень катагенетической преобразованности ОВ нефтематеринских пород, определенная по отражательной способности битуминита ($RV_{eq} - 0.75 - 0.81\%$), температуре максимального выхода угледоводородов при пиролизе ($T_{max} - 437 - 449^{\circ}$ C), индексу окраски конодонтов (ИОК – 1.5), соответствует градации MK₂, что свидетельствует о достижении условий середины главной зоны нефтеобразования. Таким образом, наличие пород, способных к генерации углеводородов и достаточная зрелость ОВ для протекания процессов нефтеобразования, позволяет рассматривать нефтематеринские отложения пачки III овинпармского горизонта как эффективный элемент углеводородной системы нижнего девона.

Ключевые слова: нефтематеринские породы, органическое вещество, обстановки осадконакопления, катагенез, нижний девон, Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция

DOI: 10.31857/S0024497X25020041, EDN: CHMDVA

Нижнедевонские отложения являются основным объектом промышленного освоения залежей углеводородов (УВ) на северо-востоке Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Промышленная нефтеносность нижнего девона установлена на более чем 20 месторождениях [Юрьева, 2020], а в 2022 г. в шельфовой части Баренцева моря в коллекторах овинпармского горизонта открыто крупное по запасам (более 80 млн т) Мадачагское месторождение нефти [Роснефть..., 2024].

При изучении нижнего девона основное внимание исследователей было уделено вопросам стратиграфии, реконструкции условий седиментации, строению природных резервуаров и характеристике пород-коллекторов [Майдль, 1989; Мартынов, Шамсутдинова, 1999; Жемчугова и др., 2001; Цыганко, 2011; Юрьева, 2020; Нечаев и др., 2022]. В меньшей степени уделялось внимание их оценке как нефтегенерационных пород, способных к формированию залежей УВ. Информация об оценке генерационного потенциала нижнедевонских отложений приводится по немногочисленным данным изучения кернового материала редких скважин [Песецкая, Павлова, 1997; Данилов, 2017], а также в виде общей оценки в монографических работах для всей Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции [Данилевский и др., 2003; Баженова и др., 2008]. Ограниченность полученных ранее аналитических данных не позволяет установить распределение в нижнедевонском разрезе нефтематеринских пород, их мощность, а также изменения их геохимических характеристик в зависимости от литолого-фациальных особенностей. В связи с этим, для восполнения этой информации, нами был изучен наиболее представительный разрез нижнедевонских отложений в естественных выходах, расположенный в северной части гряды Чернышева (рис. 1). На основании проведенных литолого-петрографических, геохимических и углепетрографических исследований были получены новые аналитические данные, результаты которых обсуждаются в данной статье.



Рис. 1. Обзорная схема района исследований (а) и расположение изученного разреза на схеме тектонического районирования Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (б) (по [Прищепа и др., 2011] с упрощениями) и схематической геологической карте (в) (по [Цыганко, 2011]).

1 – обозначение изученного разреза, 2 – распространение отложений нижнего девона на рис. 16 (по [Никонов и др., 2000]), 3 – выходы коренных пород, 4 – тектонические элементы: І – Ижма-Печорская синеклиза, II – Малоземельско-Колгуевская моноклиналь, III – Печоро-Колвинский авлакоген, IV – Хорейверская впадина, V – Варандей-Адзьвинская структурно-тектоническая зона, VI – Коротаихинская впадина, VII – гряда Чернышева.

РАЙОН И ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследуемая территория расположена в северо-восточной части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции, в пределах гряды Чернышева — линейной складчато-надвиговой структуры в составе Предуральского краевого прогиба (см. рис. 1а, 1б).

Нижнедевонские отложения имеют не повсеместное распространение на территории Тимано-Печорской провинции: они отсутствуют в Ижма-Печорской синеклизе, на большей части Тиманской гряды и древних палеоподнятиях Печоро-Колвинского авлакогена и Хорейверской впадины (см. рис. 1б). На гряде Чернышева отложения нижнего девона развиты преимущественно на севере и в ее восточной части.

Изученные отложения нижнего девона в объеме овинпармского и сотчемкыртинского горизонтов лохковского яруса вскрываются в естественных выходах по руч. Дэршор (левый приток р. Адзьва) в северной части гряды Чернышева (см. рис. 1в, рис. 2а). Возраст отложений обоснован по брахиоподам, остракодам и конодонтам [Цыганко, 2011; Соколова и др., 2023].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Комплекс проведенных исследований включал изучение литолого-петрографического состава и структурно-текстурных особенностей пород; определение содержания и микрокомпонентного состава OB; оценку его УВ потенциала и степени катагенетической преобразованности. Всего по разрезу на различные виды исследований было отобрано 162 образца (см. рис. 2а).

Литолого-петрографическое изучение пород проводилось на микроскопе Leica DM 2700P.

Изучение рассеянного ОВ пород методами органической петрологии включало мацеральный анализ и замеры показателя отражения органических микрокомпонентов, выполненные на микроскопе Leica DM-2500 с установкой QD1302 (Craic Technologies) (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва) и Nicon Eclipse E400Pol.

Содержание органического углерода $(C_{opr}, \%)$ в породе определялось на анализаторе МЕТАВАКСЅ-30 путем сжигания в токе кислорода образцов, предварительно обработанных 10%-ной соляной кислотой.

Пиролитические исследования с определением значений S_1 (количество свободных УВ), S_2 (максимальное количество УВ, выделившихся при пиролизе керогена), S_3 (количество CO₂, выделившегося при пиролизе керогена), T_{max} (температура максимального выхода УВ) [Tissot, Welte, 1984] были проведены на приборе Rock-Eval 6 Standard (VINCI Technologies) (ФГБУ "ВНИГНИ", г. Москва).

Определение индекса окраски конодонтовых элементов (ИОК) проводилось по методике, предложенной А. Эпштейн с соавторами [Epstein et al., 1977]. Оценка цвета конодонтовых элементов проводилась на стереоскопическом микроскопе МБС-10 в отраженном свете на подложке белого цвета. Предпочтение отдавалось экземплярам среднего размера. У крупных экземпляров цвет определялся по наиболее тонкой части элемента. Сравнение цвета изученных конодонтов проводилось с цветом экспериментально нагретой серии конодонтовых элементов из монографии А. Эпштейн и шкалой цвета почв по Манселлу (Munsell soil color chart) [Epstein et al., 1977]. Для образцов с единичными конодонтовыми элементами или заметной разницей в окраске элементов, согласно рекомендациям Дж. Репетски с соавторами [Repetski et al., 2014], фиксировались два значения ИОК – минимальное и максимальное.

Проведенные исследования (кроме замеров показателя отражения органических мацералов и пиролиза Rock-Eval) выполнялись на приборной базе ЦКП "Геонаука" в г. Сыктывкаре.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

При изучении нижнедевонского разреза руч. Дэршор принималось расчленение на пачки, предложенное В.С. Цыганко [Цыганко, 2011]. Здесь выделяются шесть пачек: І – доломитовоглинистая, II – доломитовая, III – глинисто-доломитово-известковая, IV – доломитовая, слагающие овинпармский горизонт и V, VI – доломитовые в сотчемкыртинском горизонте.

В настоящее время нижняя часть разреза в объеме пачки I не обнажена. По данным В.С. Цыганко, **пачка I** (9.4 м) сложена преимущественно серо-зелеными, желтовато- и буроватосерыми известково-доломитовыми мергелями и глинистыми доломитами, желтовато- и зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами с прослоями темно-серых доломитов и остракодовых ракушняков [Цыганко, 2011].

Пачка II (39.5 м) сложена доломитами, от светло до темновато-серых, тонко- и среднеплитчатыми (см. рис 2а, 2б).



Рис. 2. Литолого-стратиграфическая колонка естественных выходов нижнего девона на руч. Дэршор (а) и обзорные полевые фотографии пачек (б-е).

1 – известняки, 2 – известняки глинистые, 3 – известняки доломитизированные, 4 – доломиты, 5 – доломиты глинистые, 6 – биотурбация, 7 – строматолиты, 8 – остракоды, 9 – брахиоподы, 10 – гастроподы, 11 – двустворчатые моллюски, 12 – строматопораты (амфипоры), 13 – криноидеи, 14 – неопределимый детрит, 15 – номера пачек.

Среди доломитов основными типами пород, слагающих разрез пачки, являются: 1) доломиты вторичные, микро-тонкозернистые с массивной и нечетко линзовидно-слоистой текстурой (рис. 3а, 3б), содержащие реликтовые структуры органических остатков, среди которых отмечаются створки раковин остракод, гастропод и мелкий неопределимый детрит (см. рис. 3в, 3г) и 2) доломиты вторичные, мелко-среднезернистые, включающие реликты крупных раковин гастропод, остракод, брахиопод, двустворчатых моллюсков и мелкие биокласты (см. рис. 3д, 3е, 3ж), образующих иногда скопления ракуши в виде линз и прослоев (1–2 см) (см. рис. 3з).

Наряду с описанными выше породами, в верхней половине пачки присутствуют слои (0.3–2.8 м) доломитов вторичных, светло-серых, мелко-среднезернистых с реликтовыми структурами колоний ветвистых строматопоридей, раковин брахиопод, редких колоний табулят и неопределимым мелким детритом (см. рис. 3и, 3к, 3л).

Пачка III (24 м) отличается от выше- и нижележащих глинисто-доломитово-известковым составом и более богатым комплексом органических остатков.

Нижняя половина пачки сложена преимущественно темно-серыми известняками с прослоями (5–10 см) темно-коричневых глинистых известняков (см. рис. 2a, 2в, рис. 4a) и линзовидными прослоями (0.5–3 см) коричневато-серых известняков доломитизированных.

Известняки биокластово-микрозернистые, содержат раковины и обломки раковин остракод, гастропод, брахиопод, двустворчатых моллюсков и члеников криноидей (см. рис. 4б—4д). Органогенный материал равномерно рассеян в породе или образует скопления (см. рис. 4г, 4д). В последнем случае это обусловлено биотурбацией иловых и биокластовых слоев осадка, придающей породе пятнистый и пятнисто-полосчатый вид.

Глинистые известняки имеют тонкогоризонтальнослоистую или волнисто-линзовидную текстуру, содержат фаунистические остатки, представленные преимущественно мелкими раковинами остракод (см. рис. 4е).

Известняки доломитизированные, микро-тонкозернистые с нечеткой тонко-линзовидно-волнистой текстурой (см. рис. 4ж); биотурбированные и практически не содержат органических остатков.

Верхняя половина пачки характеризуется повышенным содержанием доломита; она сложена серыми и коричневато-серыми доломитизированными известняками с прослоями серых доломитов (см. рис. 2а). В обнажении породы имеют линзовидно-волнистую и узорчатую текстуру (см. рис. 43) за счет неравномерного распределения известкового и доломитового материала.

Известняки доломитизированные, микро-тонкозернистые, содержат органические остатки остракод, гастропод, двустворчатых моллюсков, мелкий неопределимый детрит и членики криноидей (см. рис. 4и). Наряду с этим в породах появляются пелоидные компоненты, образующие микросгустковую структуру (см. рис. 4к).

Доломиты вторичные, микро-тонкозернистые, с линзовидно-пятнистой текстурой, с редким мелким органогенным детритом и следами биотурбации осадка (см. рис. 4л, 4м).

Завершает разрез овинпармского горизонта **пачка IV** (24 м). Она сложена тонкоплитчатыми серыми и темновато-серыми доломитами, включающими в кровельной части пачки прослои строматолитов (см. рис. 2а, 2в, 2г, 4н).

Доломиты вторичные, микро-тонкозернистые, массивной, неотчетливо-пятнистой и реже волнисто-слоистой текстуры (см. рис. 40, 4п, 4р). Породы обеднены органогенным материалом, который представлен тонкой крошкой и более крупными перекристаллизованными обломками раковин остракод, гастропод, двустворчатых, члеников криноидей, рассеянных по породе и образующих послойные и линзовидные скопления (см. рис. 40, 4с, 4т).

Строматолитовые доломиты образуют прослои мощностью около 0.3 м, имеют тонкую волнисто-слоистую текстуру, содержат мелкие раковинки остракод, линзы и прослойки пелоидов (см. рис. 4н, 4у).

Отложения **пачки** V (34 м) сотчемкыртинского горизонта согласно залегают на отложениях овинпармского горизонта. Пачка сложена доломитами от светло до темновато-серых, микрозернистыми; в верхней части разреза с прослоями глинистых доломитов (см. рис. 2а, 2г).

Разрез представлен доломитами, имеющими отчетливо выраженную слоистую и неясную линзовидно-волнисто-слоистую текстуру (рис. 5а), и доломитами пятнисто-узорчатыми (см. рис. 5б), в различной степени биотурбированными. В отличие от нижележащих отложений в породах пачки появляются пелоидные комочки, образующие в слоистых разностях отчетливо выраженную сгустковую структуру (см. рис. 5в, 5г). Органические остатки представлены редким детритом раковин остракод и двустворчатых моллюсков.



Рис. 3. Литолого-петрографическая характеристика пород пачки II.

а – доломит вторичный тонкозернистый, с детритом остракод (обр. 5А-3); б – доломит вторичный тонкозернистый, с неясной линзовидно-слоистой текстурой (обр. 7/1); в – доломит вторичный тонкозернистый, с обломками раковин остракод, двустворчатых моллюсков и неопределимым детритом (обр. 2/1); г – доломит вторичный мелкозернистый, с обломками и целыми раковинами гастропод, остракод (обр. 14/1); д, е – доломит вторичный тонко-мелкозернистый, с обломками и целыми раковинами гастропод, остракод, двустворчатых моллюсков и брахиопод (обр. 8-1); ж, з – доломит вторичный мелко-среднезернистый, с прослоями ракуши (обозначено желтыми маркерами) брахиопод, двустворчатых моллюсков, остракод (обр. 10-2 и 12/2); к, л (обр. 15/1) – доломиты вторичные мелко-среднезернистые с колониями ветвистых строматопорат (обозначены желтыми маркерами) и обломками крупных раковин (обр. 12/1 и 15/1).

ражение среза породы.

О – остракоды, Г – гастроподы, Д – двустворчатые моллюски, Б – брахиоподы.





а – характер переслаивания пород в нижней части пачки III (И – известняк, ИГ – известняк глинистый); б, в – известняк биокластово-микрозернистый, с неравномерно распределенным детритом остракод, гастропод и члеников криноидей (обр. 23/3); г (обр. 22/2), д (обр. 23/3) – характер распределения детрита в биокластово-микрозернистых известняках; е – известняк глинистый с мелкими остракодами и неопределимым раковинным ломом (обр. 22А/1); ж – известняк доломитизированный микро-тонкозернистый, с тонкой линзовидно-волнистой текстурой, с редкими обломками члеников криноидей и неопределимым детритом (обр. 23/2); з – пятнисто-полосчатая, узорчатая текстура в доломитизированных известняках верхней части пачки III; и – известняк доломитизированный, биокластовый с микрозернистым матриксом, органические остатки представлены раковинами и обломками раковин остракод, гастропод, двустворок и члеников криноидей (обр. 26/4); к – известняк доломитизированный, микро-тонкозернистый, биокластовый с пелоидами (обр. 28/1);



Рис. 4. Окончание

л, м – доломит вторичный, микро-тонкозернистый, линзовидно-пятнистой текстуры, с редким мелким детритом (обр. 27/1); н – слой со строматолитами в верхней части пачки IV, образующими волнисто-слоистую текстуру отдельности; о – т – доломиты вторичные, микро-тонкозернистые, массивной (о), неотчетливо-пятнистой (п) и волнистослоистой (р) текстуры с редкими обломками раковин остракод, гастропод, двустворок и неопределимым детритом, рассеянных по породе (р, т) и образующих послойные скопления (о, с) (обр. 35/1 – о, с, обр. 32/2 – п, обр. 34/1 – р, т); у – строматолиты, волнисто-слоистой текстуры, с мелкими раковинками остракод, линзами и прослойками пелоидов (обозначены желтыми маркерами).

г, д, ж, л, о, п, р, у – сканированное изображение шлифа, б, в, е, и, к, м, с, т – микрофотография шлифа. Условные обозначения см. рис. 3.

Доломиты глинистые, пелитоморфные с узорчатой текстурой, обусловленной биотурбацией осадка и подчеркнутой гидроксидами железа; содержат примесь зерен кварца алевритовой размерности до 10% (см. рис. 5д).

Завершает разрез **пачка VI** (45.5 м). Она сложена тонко- и среднеплитчатыми серыми и темновато-серыми доломитами с прослоями рассланцованных серых глинистых доломитов. В верхней половине пачки в строении разреза также участвуют строматолиты, образующие небольшие "раздувы" в слоях и реже биогермы высотой 10–25 см (см. рис. 2a, 2д, 5е).

Породы имеют пологоволнистую, линзовидно-волнисто-слоистую и пятнисто-узорчатую текстуру (см. рис. 5ж, 53). Микроскопически доломиты микро-тонкозернистые; среди форменных элементов почти во всех образцах присутствуют пелоиды, от отдельных включений в микритовой массе до образующих сгустковую структуру (см. рис. 5и, 5к), а также литокласты подстилающих и вмещающих пород (см. рис. 5л). Органогенный материал представлен створками и целыми раковинами мелких остракод, редко детритом гастропод и двустворчатых моллюсков (см. рис. 5н). Распространенным элементом пород пачки являются фенестры: от редких до многочисленных, формирующих узорчатую текстуру (см. рис. 5м).

Глинистые доломиты в прослоях от 5 до 20 см имеют микро-тонкозернистую структуру, массивную текстуру и включают (около 5–10%) обломки кварца алевритовой размерности (см. рис. 50).

КОТИК и др.



Рис. 5. Литолого-петрографическая характеристика пород пачек V и VI.

а, г – доломит, микрозернистый, слоистой (низ) и линзовидно-слоистой (верх) текстуры, обусловленной чередованием микрозернистой и пелоидной (обозначены желтыми маркерами) составляющей (обр. 43/7); б – доломит, микрозернистый, узорчатой текстуры, биотурбированный (обр. 41/1); в – доломит, микрозернистый, пятнистой текстуры, с редкими пелоидами (обр. 43/2); д – глинистый доломит, микрозернистый, узорчатой текстуры, биотурбированный (обр. 45/2); е – прослои строматолитов в верхней части пачки VI; ж – доломит, микро-тонкозернистый, пологоволнистой текстуры, с мелкими фенестрами и редкими раковинами остракод (обр. 52/2); з – доломит, микро-тонкозернистый, пятнисто-узорчатой текстуры, с многочисленными фенестрами (светлые участки) (обр. 53/3); и – доломит, микро-тонкозернистый, с редкими пелоидами (обозначены желтыми маркерами) и литокластами (обр. 49/1); к, н – доломит, тонкозернистый, с многочисленными пелоидами, редким детритом остракод и небольшими фенестровыми полостями (обр. 53/8); л – доломит, микро-тонкозернистый, с литокластами (обозначены желтыми маркерами), пелоидами и фенестрами (обр. 53/11); м – доломит, тонкозернистый, с пелоидами и многочисленными фенестрами (светлые участки) (обр. 49/5); о – глинистый доломит, микро-тонкозернистый, с обломками кварца (обозначены желтыми маркерами) алевритовой размерности.

а, б, д, ж, з – сканированное изображение шлифа, в, г, и – о – микрофотография шлифа. Условные обозначения см. рис. 3.

В кровле разреза сотчемкыртинского горизонта на доломитах VI пачки со стратиграфическим несогласием залегают карбонатно-глинистые отложения живетского яруса среднего девона [Цыганко, 2011] (см. рис. 2a, 2e).

МИКРОКОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ, НЕФТЕГЕНЕРАЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ И КАТАГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРЕОБРАЗОВАННОСТЬ ОВ

Микрокомпонентный состав ОВ

Петрологическое изучение состава OB нижнедевонских отложений было проведено для глинисто-карбонатных пород III пачки овинпармского горизонта. В основном ОВ представлено битуминитом (Lt_{bit}) — мацералом группы липтинита, образовавшемся из водорослей, потерявших структурные особенности [Pickel et al., 2017; Hackley et al., 2018]. В образцах он встречается в виде отдельных включений (рис. 6а), слойков, удлиненных прожилков и линз (см. рис. 6б, 6в), вытянутых согласно слоистости.

В процессе преобразования битуминита, после генерации им жидких и газообразных продуктов, остаются твердые включения, называемые твердыми битумами или постгенерационным битуминитом [Hackley et al., 2018; Пронина и др., 2022]. Это бесструктурное остаточное вещество, встречающееся в виде включений в основной массе и пустотах между карбонатными зернами (см. рис. бг).



Рис. 6. Микрофотографии компонентов OB. а–в– битуминит в виде отдельных включений (а), слойков (б), прожилок и линз (в); г – включения твердых битумов между минеральными зернами. а, в – обр. 24/3, б – обр. 22/1, г – обр. 26/1. Bit – битуминит, SB – твердые битумы.

В породах встречаются также битумные пленки между минеральными зернами, являющиеся новообразованными жидкими продуктами, оставшимися после преобразования OB.

Таким образом, петрологическое изучение состава OB пород показало, что оно представлено только включениями битуминита и его производных, исходной составляющей которых является морское альгогенное OB.

Содержание Сорг

Определение содержания С_{орг} в отложениях нижнего девона было выполнено для всего разреза и для всех основных литологических разностей пород (рис. 7а). В породах пачки I овинпармского горизонта, изученных из коллекции В.С. Цыганко, содержание C_{opr} составляет 0.01–0.3% в доломитистых алевролитах и мергелях, и 0.11% в доломитах. Отложения пачек II и IV, представленных преимущественно серыми микро-тонкозернистыми доломитами, также характеризуются низкими концентрациями $C_{opr} - 0.03-0.27\%$. В глинистодоломитово-известковой III пачке установлены повышенные содержания C_{opr} : 0.13–0.35% в известняках и доломитизированных известняках и 0.54–1.44% в глинистых известняках (см. рис. 7а). В сотчемкыртинском горизонте (пачки V и VI) для всех литологических разностей пород характерно низкое содержание C_{opr} :



Рис. 7. Содержание в породах ОВ и его генерационный потенциал. а – распределение концентраций С_{орг} по разрезу, б – график зависимости HI–*T*_{max}, показывающий УВ потенциал и зрелость ОВ, в – характеристика нефтематеринских пород по величине генетического потенциала и содержанию С_{орг}.

0.03-0.17% в доломитах и 0.03-0.30% в глинистодоломитовых разностях пород.

Среди исследователей нет единого мнения о том, какую минимальную величину содержания Соорг следует рассматривать в качестве нижнего предела для определения карбонатной породы как нефтематеринской. По данным разных авторов минимальное значение Соог изменяется от 0.1% [Баженова и др., 2008] до 0.3% [Хант, 1982; Ларская, 1983; Tissot, Welte, 1984]. Недавние исследования Чжипен Хуао с соавторами для карбонатных отложений нефтегазоносных бассейнов Китая показали, что нижний предел содержания Соорг варьирует в зависимости от степени зрелости OB: от 0.5% для незрелого OB до 0.1-0.2% для высоких градаций катагенеза [Zhipeng et al., 2019]. В любом случае, принимая для Соот, значение 0.1% как самый нижний порог, породы с содержанием $C_{opr} < 0.1\%$ не следует рассматривать в качестве нефтематеринских.

Результаты определения содержания C_{opr} показали, что для пород большей части разреза характерны значения <0.3% (см. рис. 7а). Из них около 70% образцов с содержанием $C_{opr} < 0.1\%$, то есть не являющихся нефтематеринскими породами, способными к генерации УВ. Породы с повышенным содержанием ОВ, выступающие в качестве потенциальных нефтематеринских, установлены только в III пачке овинпармского горизонта (см. рис. 7а). Этот обогащенный ОВ интервал разреза имеет мощность около 19 м.

Нефтегенерационный потенциал

Для глинисто-доломитово-известковых отложений III пачки, наиболее обогащенных OB, были проведены пиролитические исследования методом Rock-Eval. Среди основных пиролитических параметров, по которым оценивается генерационный потенциал OB пород, значения S₂ (мг УВ/г породы) и водородного индекса (HI, мг УВ/г С_{орг}) [Tissot, Welte, 1984; Peters, Cassa, 1994]. Для карбонатных разностей величины S₂ и HI составляют 0.07–0.54 мг УВ/г породы и 54–200 мг УВ/г С_{орг} соответственно (см. рис. 76, табл. 1). В глинистых известняках значения данных параметров повышены и составляют: S₂ – 0.65–6.19 мг УВ/г породы, HI – 120–430 мг УВ/г С_{орг}.

Следует отметить, что сопоставимые результаты пиролиза Rock-Eval были получены для нефтематеринских пород нижнего девона на прилегающих территориях гряды Чернышева (скважины 2-Адакская, 1-Харутамылькская): S₂ – 2.06–7.14 мг УВ/г породы, HI – 153–432 мг УВ/г С_{орг} [Данилов, 2017].

Совокупность пиролитических параметров $S_1 + S_2$ представляет генетический потенциал OB, величина которого используется для оценки нефтематеринских пород [Tissot, Welte, 1984]. Полученные значения $S_1 + S_2$ позволяют классифицировать изученные отложения как нефтематеринские породы, обладающие низким и средним генетическим потенциалом (см. рис. 7в, табл. 1). Однако, следует учитывать, что полученные значения $S_1 + S_2$ отражают остаточный генетический потенциал, частично реализованный при катагенезе OB, степень преобразованности которого рассматривается в следующем разделе.

Катагенетическая преобразованность ОВ

Уровень катагенетической преобразованности ОВ оценивался по данным измерений показателя отражения органических мацералов, пиролиза Rock-Eval и ИОК.

Таблица 1. Результаты пиролитических исследований методом Rock-Eval

	, 1									
№ обр.	Литология	С _{орг}	S ₁	S_2	S ₃	$T_{\rm max}$	HI	Ol	PI	$S_1 + S_2$
22A-1	известняк глинистый	1.19	0.09	2.34	0.17	442	197	16	0.04	2.43
22A-2	известняк	0.35	0.01	0.54	0	448	154	0	0.01	0.55
22-1	известняк глинистый	0.54	0.02	0.65	0.21	441	120	81	0.03	0.67
23-3	известняк	0.21	0	0.04	0	430	19	0	0	0.04
24-2	известняк глинистый	1.34	0.15	2.02	0.16	440	151	11	0.07	2.17
24-3	известняк глинистый	1.09	0.09	1.64	0.28	437	150	25	0.05	1.73
25-1	известняк	0.13	0	0.07	0	438	54	0	0	0.07
26-1	известняк глинистый	1.44	0.01	6.19	0.20	441	430	11	0.002	6.20
26/3	известняк	0.25	0.02	0.50	0.07	440	200	28	0.04	0.52

Примечание: $C_{opr} - \%$; $S_1 - mr \ YB/r$ породы; $S_2 - mr \ YB/r$ породы; $S_3 - mr \ CO_2/r$ породы;

 $T_{\text{max}} - °C$; HI = 100×S₂/C_{орг}, мг УВ/г C_{орг}; OI = 100×S₃/C_{орг}, мг CO₂/г C_{орг}; S₁ + S₂ - мг УВ/г породы; PI = S₁/S₁ + S₂.

Проведение оценки зрелости ОВ методами органической петрологии рекомендуется проводить по витриниту (RV). Однако в древних нижнепалеозойских толщах, когда еще отсутствовала высшая растительность, в качестве объектов для замеров используются другие органические мацералы: альгинит, битуминит или граптолиты, значения которых затем пересчитываются в "эквивалент витринита" (RV_{ед}, %) [Petersen et al., 2013; Hartkopf-Fröder et al., 2015]. Измерения отражательной способности были выполнены для битуминита (RB, %) – наиболее распространенного во всех образцах мацерала, с последующим пересчетом полученных значений в RV_{eq}. При пересчете данных измерений RB использовалась формула: RV_{eq} = 0.668 RB + 0.40 [Jacob, 1989]. Полученные результаты измерений RB для двух образцов составили 0.52 и 0.62% (рис. 8а). В пересчете на RV_{ед} они составляют соответственно 0.75 и 0.81%. В соответствии со шкалой катагенеза [Вассоевич, 1975], полученные значения RV_{еq} отвечают градации катагенеза МК₂, или середине главной зоны нефтеобразования.

Данные Rock-Eval пиролиза, такие как температура максимального выхода УВ (T_{max}) и индекс продуктивности (PI = S₁/S₁ + S₂), используются для оценки степени зрелости ОВ [Peters, Cassa, 1994]. Значения данных параметров составляют $T_{max} - 437 - 449^{\circ}$ С и PI – 0.01–0.07, что отражает зрелость ОВ на уровне начала–середины главной зоны нефтеобразования (см. рис. 8б).

Изменение окраски конодонтовых элементов в результате термального воздействия используется в качестве приблизительной оценки степени катагенетической преобразованности вмещающих отложений [Epstein et al., 1977]. ИОК в изученном разрезе в основном соответствует значению 1.5 и не показывает резких скачков или постепенного увеличения или уменьшения значений (см. рис. 8в). Колебания индекса в пределах 1.0–1.5 или 1.5–2.0 (см. рис. 8в, соединены пунктиром), как правило, наблюдаются в образцах с единичными конодонтовыми элементами или с одновременным присутствием мелких тонкостенных и крупных массивных элементов. На рис. 8в можно видеть, что в овинпармском



Рис. 8. Катагенетическая преобразованность ОВ по данным органической петрографии (а), пиролиза Rock-Eval (б) и ИОК (в).

210

интервале разреза значительно больше определений ИОК. Это связано с обедненностью отложений сотчемкыртинского горизонта конодонтами, так как в обоих стратиграфических уровнях анализировалось примерно одинаковое количество образцов: D₁op – 19 обр., D₁sk – 21 обр.

Для интерпретации полученных значений ИОК в эквивалент показателя RV предложены корреляционные графики, которые у разных авторов имеют свои отличия [Repetski et al., 2014]. На примере Аппалачского бассейна, на основании анализа большого количества данных ИОК (около 425 образцов) и сопоставления их интерпретации с результатами RV и пиролиза Rock-Eval, Дж. Репетски с соавторами [Repetski et al., 2014] рекомендовали использовать график корреляционной зависимости ИОК - RV из работы [Bustin et al., 1992]. Согласно этому графику, полученные нами значения ИОК (1.5) примерно соответствуют величине RV – 0.7%, что согласуется с нашими фактическими данными RV_{ед} (см. рис. 8а).

Таким образом, совокупность полученных данных RV_{eq}, Rock-Eval и ИОК указывает на катагенетическую преобразованность ОВ нижнедевонских нефтематеринских отложений, соответствующую середине главной зоны нефтеобразования (MK₂).

Полученные нами фактические данные позволили также уточнить оценку катагенеза OB для нижнего девона исследуемой территории гряды Чернышева. По выполненным ранее региональным оценкам катагенеза OB, степень его зрелости в районе изученного разреза оценивается на уровне градации MK_3 – MK_4 [Данилевский и др., 2003; Баженова и др., 2008]. Наши данные свидетельствуют о значительно меньшей (до MK_2) катагенетической преобразованности OB. Схожие с нашими результаты приводятся в работе [Данилов, 2017], где в ряде скважин Тальбейского блока катагенез OB в нижнедевонских отложениях оценивается в пределах MK_2 – MK_3 .

МОДЕЛЬ ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА, УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ И ФОРМИРОВАНИЯ НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ПОРОД

Модель осадочного бассейна и фациальные условия седиментации

В Тимано-Печорском бассейне отложения нижнего девона составляют верхнюю часть среднеордовикско-нижнедевонского нефтегазоносно-

го комплекса, образованного в эпиконтинентальных шельфовых условиях [Жемчугова и др., 2001]. Одним из первых, модель мелководно-шельфового бассейна была предложена Д.К. Патруновым [1980] при реконструкции раннедевонского бассейна, на примере изучения одновозрастных отложений (северсальские слои) Талотинского вала (Печорское море, о. Долгий). Обстановки осадконакопления интерпретированы в его работе как прибрежное мелководье у низкой суши с формированием осадков как в лагунных, так и открыто-морских условиях [Патрунов, 1980].

В целом схожая седиментационная модель предлагается большинством исследователей нижнего палеозоя Тимано-Печорского бассейна [Майдль, 1987; Мартынов, 1999; Жемчугова и др., 2001; Танинская, 2010; Антошкина и др., 2011]. В раннедевонский период в овинпармское время (ранний лохков) морской бассейн развивался как платформа рампового типа с формированием глинисто-карбонатных отложений, содержаших разнообразные комплексы бентосной фауны. В сотчемкыртинское время (поздний лохков) происходила смена седиментационных условий с преобразованием в окаймленную платформу и преобладанием обстановок лагун с нарушенным водообменом во внутренней ее части, что могло быть связано с началом формирования рифогенных образований на окраине шельфа [Антошкина и др., 2011].

Для фациальной интерпретации изученного разреза была использована рамповая модель с выделенными фациальными областями, представленная в работе [Brady, Bowie, 2017]. Авторами модели выделяется шесть фациальных зон, различающихся спецификой образования карбонатных осадков: супралитораль, литораль и ограниченная мелководная сублитораль, составляющие внутренний рамп, открыто-морские отмельные области среднего рампа, среднюю и глубокую сублитораль внешнего рампа (рис. 9а).

На основе анализа вещественного состава, структурных и текстурных характеристик, видового состава органических остатков в изученном разрезе нижнедевонских отложений, выделены фациальные обстановки внутреннего, среднего и внешнего рампа и прослежены их изменения (см. рис. 9б).

Отложения нижней части пачки II, сложенные преимущественно вторичными доломитами, микро-тонкозернистыми с редким детритом остракод, гастропод и двустворчатых моллюсков, формировались в обстановках мелководной 212

КОТИК и др.



Рис. 9. Модель седиментации нижнедевонских отложений в районе исследований.

а – схематичная седиментационная модель, б – фациальная изменчивость по разрезу и распределение содержаний C_{opt} в породах различных фациальных зон.

1 – сублиторальные обстановки внутреннего рампа, 2 – отмельная зона среднего рампа, 3 – открыто морские обстановки внешнего рампа, 4 – мелководная ограниченная сублитораль внешнего рампа, 5 – обстановки, переходные от мелководных сублиторальных до литоральных, 6 – прибрежные литоральные обстановки.

ограниченной сублиторали внутренней зоны рампа. В верхней части пачки пласты светло-серых доломитов с ветвистыми колониями строматопорат, скрепленных водорослево-микробиальной массой с биокластами различной степени сохранности (см. рис. 3и, 3к), можно отнести к баундстоунам, формирующим органогенные тела типа биостромов [Уилсон, 1980]. Формирование такого рода отложений, вероятно, связано с отмельными областями среднего рампа. Схожие карбонатные образования встречаются также в нижнедевонских отложениях на прилегающих территориях. В Хорейверской впадине в разрезе овинпармского горизонта выделяются светло-серые, бежевые доломиты со строматопороидеями и скоплениями биокластового материала [Жемчугова, Маслова, 2022]. Их формирование авторами связывается с динамически активными условиями водной среды в пределах карбонатных отмелей с преобладающей биокластовой и каркасной седиментацией. Прослои вторичных доломитов, развитых по известняковому остракодово-брахиоподовому ракушечнику (см. рис. 33) в верхах пачки, вероятно, также характеризуют отмельную зону среднего рампа. Такие осадки образуются в динамичной водной среде в обстановке действия волн или течений с постоянным вымыванием илового компонента [Уилсон, 1980].

Глинисто-карбонатные отложения пачки III отражают максимум трансгрессии морского бассейна. Слагающие ее пятнисто-полосчатые, богатые фаунистическими остатками карбонатные и глинисто-карбонатные отложения с преобладающей структурой вакстоунов-пакстоунов, в различной степени биотурбированные (см. рис. 4а–43), характеризуют открыто-морские обстановки внешнего рампа (ниже базиса действия нормальных волн). Появление в верхней половине пачки в составе осадка пелоидной компоненты (см. рис. 4к) может указывать на некоторое обмеление бассейна и возможное появление обстановок отмелей среднего рампа.

В строении пачки IV участвуют преимущественно вторичные доломиты, развитые по известковистым мадстоунам и вакстоунам. Накопление данных отложений могло проходить в обстановках ниже базиса действия штормовых волн с незначительным привносом раковинного детрита (преимущественно остракод) мелкопесчаной и алевритовой размерности, что свидетельствует о бассейне, более замкнутом, чем ранее. Данные особенности позволяют отнести их к отложениям зоны мелкой сублиторали с ограниченной циркуляцией.

Отложения пачек V и VI отражают продолжающуюся тенденцию к обмелению седиментационного бассейна (см. рис. 9). Для пород этих пачек характерны: микрозернистая структура, слоистая, связанная с микробиально-водорослевыми образованиями, текстура, фенестровое строение и пелоидные компоненты, иногда в ассоциации с мелкими остракодами (см. рис. 5). Совокупность этих признаков свидетельствует об образовании осадков в пределах мелководных изолированных водоемов и лагун в обстановках ограниченной сублиторали (или сублиторальной "лагуны") переходной к прибрежным литоральным фациям [Уилсон, 1980; Flügel, 2010]. Похожие седиментационные обстановки описаны для аккумулятивной сублиторали залива Шарк на западном побережье Австралии. В этом бассейне, как и в отложениях пачек V, VI, широким развитием пользуются микробиальные образования, вместе с пелоидными и биокластовыми компонентами накапливающиеся в условиях приливных равнин и мелкой (<10 м) сублиторали [Jahnert, Collins, 2012; Collins, Jahnert, 2014].

Условия формирования нефтематеринских пород

Определение содержания OB в породах, сформировавшихся из осадков различных фациальных обстановок, показало в основном одинаково низкие концентрации C_{opr} (преимущественно 0.03-0.2%). Максимальное содержание органического углерода установлено в отложениях III пачки, выступающих в качестве потенциальных нефтематеринских пород: повышенные значения C_{opr} характерны как для глинисто-карбонатных ($C_{opr} - 0.54 - 1.44\%$), так и карбонатных ($C_{opr} - 0.13 - 0.35\%$) разностей. Рассмотрим возможные факторы, связанные с особенностями формирования этих отложений и накопления в них OB.

В морских обстановках основным продуцентом ОВ являются различные группы фитопланктона. Изменение в уровне продуктивности фитопланктона зависит от многих факторов, основными среди них являются поступление световой энергии для фотосинтеза и наличие питательных

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2025

веществ [Demaison, Moore, 1980; Tissot, Welte, 1984; Ghassal, Atfy, 2023]. Формирование отложений III пачки в обстановках внешней зоны рампа и открытой связи с океаном, вероятно, способствовало поступлению питательных веществ с океаническими течениями, что приводило к увеличению биопродуктивности морского бассейна и большему накоплению органического материала.

При накоплении ОВ, помимо биопродуктивности, важным фактором также является условие фоссилизации органического материала. Как было показано выше, в породах проявлена биотурбация, которая, как известно, неблагоприятно влияет на сохранность органического материала: перемешивание осадка роющими организмами обеспечивает дополнительную аэрацию отложений и деградацию OB [Kristensen, 2000]. Несмотря на это, на сохранность ОВ в отложениях III пачки, вероятно, повлияли такие факторы, как тонкозернистый гранулометрический состав осадка, относительная глубоководность морского бассейна и низкая динамика водной среды, которые в целом снижают диффузию кислорода в осадок и, следовательно, его концентрацию в поверхностном слое, что тормозит процесс разрушения поступающего в осадок органического материала аэробными организмами [Demaison, Moore, 1980; Tissot, Welte, 1984; Kristensen, 2000].

Кроме того, глинисто-карбонатный состав отложений также являлся благоприятным фактором для сохранности OB. Наличие терригенной взвеси в осадочном бассейне приводит к адсорбции OB на поверхности минеральных частиц, что способствует более быстрому его осаждению через толщу воды и увеличивает таким образом защищенность от разрушения бактериями [Tissot, Welte, 1984].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований получены новые данные о распределении в нижнедевонских отложениях нефтематеринских пород и их генерационном потенциале, мацеральном составе и степени катагенетической преобразованности присутствующего в них OB.

В большей части изученного разреза нижнего девона, в отложениях различного фациального генезиса содержатся низкие концентрации ОВ ($C_{opr} < 0.3\%$). В качестве нефтематеринских выделяются только породы глинисто-доломитово-карбонатной пачки III овинпармского горизонта.

КОТИК и др.

Их формирование связано с открыто-морскими условиями внешнего рампа при максимуме трансгрессии морского бассейна. По геохимическим параметрам C_{opr} , $S_1 + S_2$, НІ они характеризуются как низко- и среднепродуктивные нефтематеринские породы.

Степень катагенетической преобразованности OB нефтематеринских пород, определенная по данным RV_{eq} , T_{max} , ИОК соответствует градации MK_2 , что свидетельствует о достижении условий середины главной зоны нефтеобразования.

Таким образом, наличие пород, способных к генерации УВ, и достаточная зрелость ОВ для протекания процессов нефтеобразования позволяют рассматривать нефтематеринские породы пачки III как возможный эффективный элемент УВ системы нижнего девона.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность М.В. Дахновой и С.В. Можеговой (ФГБУ "ВНИГНИ") за возможность проведения пиролиза Rock-Eval. Авторы благодарят рецензентов и редакторов за сделанные замечания и исправления, которые способствовали улучшению статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН по темам НИР № 122040600010-8 и 122040600008-5.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антошкина А.И., Салдин В.А., Сандула А.Н. и др. Палеозойское осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной окраины северо-востока Европейской платформы. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 192 с.

Баженова Т.К., Шиманский В.К., Васильева В.Ф. и др. Органическая геохимия Тимано-Печорского бассейна. СПб.: ВНИГРИ, 2008. 164 с.

Вассоевич Н.Б. Происхождение нефти // Вестник МГУ. Серия Геология. 1975. № 5. С. 3–23.

Данилевский С.А., Склярова З.П., Трифачев Ю.М. Геофлюидальные системы Тимано-Печорской провинции. Ухта, 2003. 298 с.

Данилов В.Н. Гряда Чернышева: геологическое строение и нефтегазоносность. СПб.: Реноме, 2017. 288 с.

Жемчугова В.А., Маслова Е.Е. Фациальный контроль пространственного распределения коллекторов во вторичных доломитах северо-востока Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 1. С. 28–47.

Жемчугова В.А., Мельников С.В., Данилов В.Н. Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Академия горных наук, 2001. 110 с.

Ларская Е.С. Диагностика и методы изучения нефтегазоматеринских толщ. М.: Недра, 1983. 200 с.

Майдль Т.В. Особенности строения карбонатных резервуаров ордовикско-нижнедевонского нефтегазоносного комплекса // Печорский нефтегазоносный бассейн (литология, гидрогеология, нефтегазоносность) / Отв. ред. В.А. Дедеев, Л.З. Аминов. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1987. С. 17–28. (Тр. Института геологии Коми филиала АН СССР. Вып. 61)

Майдль Т.В. Литология и коллекторы продуктивных карбонатных отложений нижнего девона вала Гамбурцева // Геология и ресурсы горючих ископаемых европейского Севера СССР / Отв. ред. В.А. Дедеев, Л.З. Аминов. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1989. С. 34–46. (Тр. Института геологии Коми НЦ УрО АН СССР. Вып. 69)

Мартынов А.В. Литолого-фациальные критерии прогноза нефтегазоносности ордовикско-нижнедевонских отложений Тимано-Печорской провинции / Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 1998. 28 с.

Мартынов А.В., Шамсутдинова Л.Л. Расчленение и корреляция разнофациальных разрезов овинпармского горизонта нижнего девона Тимано-Печорской провинции в связи с его нефтегазоносностью // Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз, поиски, разведка и освоение месторождений. Материалы конференции. СПб.: ВНИГРИ, 1999. Т. 2. С. 137–143.

Нечаев М.С., Майдль Т.В., Котик И.С. Перспективы нефтегазоносности нижнедевонских отложений гряды Чернышева (Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция) // Вестник геонаук. 2022. № 12(336). С. 11–19.

Никонов Н.И., Богацкий В.И., Мартынов А.В. и др. Тимано-Печорский седиментационный бассейн. Атлас геологических карт (литолого-фациальных, структурных и палеогеологических). Ухта: ТП НИЦ, 2000. 64 листа.

Патрунов Д.К. Седиментационные типы пород, обстановки осадконакопления и цикличность литорального комплекса карбонатных и карбонатно-глинистых отложений силура и нижнего девона // Силурийские и нижнедевонские отложения острова Долгого. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 27–67.

Песецкая В.А., Павлова С.Н. Геохимическая характеристика органического вещества ордовикско-нижнедевонских пород Печорского бассейна // Геология европейского севера России // Тр. Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 92. Сыктывкар, 1997. С. 63–68.

Прищепа О.М., Богацкий В.И., Макаревич В.Н. и др. Новые представления о тектоническом и нефтегазогеологическом районировании Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 4. С. 1–34.

Пронина Н.В., Вайтехович А.П., Калмыков А.Г., Марунова Д.А. Значение определений мацералов для понимания и изучения процессов трансформации органического вещества нефтематеринских пород // Георесурсы. 2022. № 2. С. 29–35.

Роснефть открыла нефтяное месторождение на шельфе Печорского моря // Информационно-аналитический портал Neftegaz.RU.

Режим доступа: https://neftegaz.ru/news/Geologicalexploration/742278-madachagskoe-rosneft-otkryla-

neftyanoe-mestorozhdenie-na-shelfe-pechorskogo-morya/ Дата обращения 17.05.2024.

Соколова Л.В., Нечаев М.С., Котик И.С. Новые данные о возрасте дэршорской свиты (нижний девон) гряды Чернышева (Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2023. Т. 18. № 3.

Режим доступа: http://www.ngtp.ru/rub/2023/33_2023. html EDN: XZZCRW

Танинская Н.В. Седиментологические критерии прогноза коллекторов в среднеордовикско-нижнедевонских отложениях Тимано-Печорской провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2010. Т. 5. № 4.

Режим доступа: http://www.ngtp.ru/rub/2/52_2010.pdf

Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории / Пер. с англ. М.: Недра, 1980. 463 с.

Хант Д. Геология и геохимия нефти и газа. М.: Мир, 1982. 703 с.

Цыганко В.С. Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя (стратиграфия, принципы расчленения, корреляция). Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 356 с.

Юрьева З.П. Нижнедевонские отложения северо-востока европейской части России (стратиграфия, корреляция). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. 164 с.

Brady M.E., Bowie C. Discontinuity surfaces and microfacies in a storm dominated shallow Epeiric Sea, Devonian Cedar Valley Group, Iowa // Depos. Rec. 2017. V. 3. P. 136–160.

Bustin R.M., Orchard M., Mastalerz M. Petrology and preliminary organic geochemistry of conodonts: Implications for analyses of organic maturation // Int. J. Coal. Geol. 1992. V. 21(4). P. 261–282.

Demaison G.J, Moore G.T. Anoxic environments and oil source bed genesis // Org. Geochem. 1980. V. 2. P. 9–31.

Epstein A.G., Epstein J.B., Harris L.D. Conodont color alteration – An index to organic metamorphism // U.S. Geological Survey Professional Paper 995. 1977. 27 p.

Flügel E. Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application / 2nd ed. Berlin: Springer, 2010. 984 p.

Ghassal B.I., El Atfy H. Sedimentary organic matter: origin, productivity, preservation and role in source rock development // Advances in petroleum source rock characterizations: Integrated methods and case studies / Eds H. El Atfy, B.I. Ghassal. Cham: Springer, 2023. P. 3–22.

Hackley P.C., Valentine B.J., Hatcherian J.J. On the petrographic distinction of bituminite from solid bitumen in immature to early mature source rocks // Int. J. Coal Geol. 2018. V. 196. P. 232–245.

Hartkopf-Fröder Ch., Königshof P., Littke R., Schwarzbauer J. Optical thermal maturity parameters and organic geochemical alteration at low grade diagenesis to anchimetamorphism: a review // Int. J. Coal Geol. 2015. V. 150–151. P. 74–119.

Jacob H. Classification, structure, genesis and practical importance of natural solid oil bitumen ("migrabitumen") // Int. J. Coal Geol. 1989. V. 11. P. 65–79.

Jahnert R.J., Collins J.B. Characteristics distribution and morphogenesis of subtidal microbial systems in Shark Bay, Australia // Mar. Geol. 2012. V. 303–306. P. 115–136.

Collins L.B., Jahnert R.J. Stromatolite research in the Shark Bay world heritage area // WA Science – Journal of the Royal Society of Western Australia. 2014. V. 97. P. 189–219.

Kristensen E. Organic matter diagenesis at the oxic/anoxic interface in coastal marine sediments, with emphasis on the role of burrowing animals // Hydrobiologia. 2000. V. 426(1). P. 1–24. https://doi.org/10.1023/A:1003980226194

Peters K.E., Cassa M.R. Applied source rock geochemistry // The petroleum system – From source to trap / Eds L.B. Magoon, W.G. Dow // AAPG Memoir 60. 1994. P. 93–117.

Petersen H.I., Schovsbo N.H., Nielsen A.T. Reflectance measurements of zooclasts and solid bitumen in Lower Paleozoic shales, southern Scandinavia: Correlation to vitrinite reflectance // Int. J. Coal Geol. 2013. V. 114. P. 1–18.

Pickel W., Kus J., Flores D. et al. Classification of liptinite – ICCP System 1994 // Int. J. Coal Geol. 2017. V. 169. P. 40–61.

Repetski J.E., Ryder R.T., Weary D.J. et al. Thermal maturity patterns (conodont color alteration index and vitrinite reflectance) in Upper Ordovician and Devonian rocks of the Appalachian basin – A major revision of USGS Map I–917–E using new subsurface collections // Coal and petroleum resources in the Appalachian basin: Distribution, geologic framework and geochemical character / Eds L.F. Ruppert, R.T. Ryder // U.S. Geological Survey Professional Paper. 2014. V. 1708. 27 p.

http://dx.doi.org/10.3133/pp1708F.1

Tissot B.P., Welte D.H. Petroleum Formation and Occurrence / 2nd ed. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1984. 699 p.

Zhipeng H., Xiongqi P., Junqing C. et al. Carbonate source rock with low total organic carbon content and high maturity as effective source rock in China: A review // J. Asian. Earth Sci. 2019. V. 176. P. 8–26.

КОТИК и др.

DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS AND PETROLEUM GENERATION POTENTIAL OF LOWER DEVONIAN DEPOSITS IN THE CHERNYSHEV RIDGE, TIMAN-PECHORA PETROLEUM PROVINCE

I. S. Kotik^{1,*}, T. V. Maydl^{1,**}, M. S. Nechaev^{1,***}, O. S. Kotik^{1,****}, N. V. Pronina^{2,*****}, L. V. Sokolova^{1,******}

¹Yushkin Institute of Geology of Komi Science Centre of the Ural Branch of the RAS, Pervomayskaya str., 54, Syktyvkar, 167000 Russia

> ²Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia *e-mail: ivkotik@gmail.com **e-mail: maydl@geo.komisc.ru ***e-mail: m.s.nechaev@ro.ru ****e-mail: olya.procko@gmail.com *****e-mail: nvproncl@mail.ru

******e-mail: sokolova@geo.komisc.ru

The article presents the results of studying the Lower Devonian deposits of the Chernyshev Ridge to determine their petroleum generation potential. An assessment of organic matter (OM) contents in Lower Devonian succession showed that most of the studied section is characterised by low C_{org} concentrations <0.3%. Elevated OM contents were determined only in deposits of unit III of the Ovinparm Formation, which are considered as potential petroleum source rocks: $C_{org} - 0.13 - 0.35\%$ in carbonate and 0.54 - 1.44% in clay-carbonate rocks. According to Rock-Eval pyrolysis data $S_1 + S_2$ (0.04–6.20 mg HC/g rock) and HI (19–430 mg HC/g TOC), they are characterised as poor and moderate petroleum source rocks. These source rocks were deposited in the open-marine outer ramp conditions during the stage of marine transgression. The OM maturity of the petroleum source rocks was determined by RV_{eq} (0.75–0.81%), T_{max} (437–449°C) and CAI (1.5), which corresponds to the middle of the main oil generation zone (catagenesis gradation MC₂). Thus, the presence of rocks capable of hydrocarbon generation and sufficient maturity of OM for oil generation processes allow us to consider source rocks of unit III of the Ovinparm Formation as an effective element of the Lower Devonian petroleum system.

Keywords: petroleum source rocks, organic matter, catagenesis, depositional environments, Lower Devonian, Timan-Pechora petroleum province