

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2026.2.6>

УДК 553.982

Биофации доманиковых нефтематеринских отложений Камско-Кинельской системы прогибов (Волго-Уральская нефтегазоносная провинция) на рубеже девона и карбона: особенности, скорость и сценарии осадконакопления

В.В. Силантьев^{1,2*}, Д.Н. Мифтахутдинова^{1,2}, Г.М. Сунгатуллина¹, А.Ф. Сафаров³, М.Ф. Валидов¹, Б.Г. Ганиев⁴, А.А. Лутфуллин⁴, К.Д. Шуматбаев⁴, Р.М. Хабилов⁴, В.Г. Базаревская³, В.А. Судаков¹, Н.Г. Нургалиева¹, Ю.А. Дуглав¹, А.С. Вандин¹, А.В. Драздова⁵, Э.А. Королев¹, А.М. Рогов¹, А.М. Калимуллин³, Т.Г. Ибайдуллаев²

¹Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

²Филиал Казанского (Приволжского) федерального университета в городе Джизаке, Джизак, Узбекистан

³Институт «ТатНИПИнефть» ПАО «Татнефть», Альметьевск, Россия

⁴Татнефть-Добыча ПАО «Татнефть», Альметьевск, Россия

⁵Геологический институт РАН, Москва, Россия

Проведено комплексное исследование пограничных девонско-каменноугольных отложений с высоким содержанием органического вещества, образовавшихся в осевых и бортовых зонах Камско-Кинельской системы прогибов. Изучение конодонтов позволило выделить в верхней части фаменского яруса зону *expansa*, в нижней части турне – зоны *duplicata* и *quadruplicata*. Установлено, описано и проиллюстрировано шесть биофаций, характеризующих бескислородные, слабокислородные и относительно кислородные обстановки. Отложения разных биофаций отличаются друг от друга содержанием органического вещества, количеством и разнообразием скелетных остатков ископаемых организмов, особенностями микробальных построек, текстурами и ихнотекстурами пород. Изученные геологические разрезы характеризуются частым, от первых метров до первых сантиметров, чередованием различных биофаций. Наиболее тонкое чередование биофаций зафиксировано на склоне прогиба. Предложены схемы осадконакопления для разных условий состояния бассейна: для бассейна с бескислородной обстановкой и сероводородным заражением; для бассейна с водным столбом, разделенным на кислородную и бескислородную оболочки, и для бассейна с относительно высоким содержанием кислорода по всей толщине водного столба.

Ключевые слова: Волго-Уральская нефтегазоносная провинция, Камско-Кинельская система прогибов, доманиковые фации, граница девона и карбона, модель осадконакопления, биофации, конодонты, бескислородные обстановки

Для цитирования: Силантьев В.В., Мифтахутдинова Д.Н., Сунгатуллина Г.М., Сафаров А.Ф., Валидов М.Ф., Ганиев Б.Г., Лутфуллин А.А., Шуматбаев К.Д., Хабилов Р.М., Базаревская В.Г., Судаков В.А., Нургалиева Н.Г., Дуглав Ю.А., Вандин А.С., Драздова А.В., Королев Э.А., Рогов А.М., Калимуллин А.М., Ибайдуллаев Т.Г. (2026). Биофации доманиковых нефтематеринских отложений Камско-Кинельской системы прогибов (Волго-Уральская нефтегазоносная провинция) на рубеже девона и карбона: особенности, скорость и сценарии осадконакопления. *Георесурсы*, 28(2), с. 59–90. <https://doi.org/10.18599/grs.2026.2.6>

1. Введение

Цель исследования – реконструкция условий накопления осадков с высоким содержанием органического вещества, формировавшихся в Камско-Кинельской системе прогибов (ККСП) на рубеже девона и карбона. Результаты основаны на детальном изучении так называемой

сарайлинской толщи, выполняющей Нижнекамский сегмент ККСП. Задачи исследования включают уточнение возраста отложений, биофациальный анализ, оценку скорости накопления осадков разного типа, разработку схем осадконакопления для разных условий состояния бассейна.

* Ответственный автор: Владимир Владимирович Силантьев
e-mail: Vladimir.Silantiev@kpfu.ru

© 2026 Коллектив авторов

Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Волго-Уральская нефтегазоносная провинция располагается на восточной окраине Восточно-Европейской платформы и в Предуральском прогибе, протягиваясь с юга на север вдоль Уральских гор на расстояние более 1500 км. Девонские и каменноугольные отложения провинции включают шесть промышленных нефтегазоносных комплексов: девонский терригенный, верхнедевонско-нижнекаменноугольный карбонатный, нижневизейский терригенный, верхневизейско-башкирский карбонатный, верейский карбонатный, каширско-гжельский карбонатный. Эти комплексы содержат несколько тысяч залежей нефти – разведанных и потенциальных ресурсов (Смелков и др., 2007).

Камско-Кинельская система прогибов обрамляет сводовые структуры Волго-Уральской провинции, представляя собой совокупность длинных, относительно узких (от 10 до 100 км), ветвящихся отрицательных структур, выполненных отложениями франского, фаменского, турнейского и визейского ярусов (Мирчинк и др., 1962, 1965; Мкртчян, 1964, 1980; Геология и нефтеносность..., 1970; Хачатрян, 1964, 1979; Хачатрян, Митрейкин, 1991; Лозин, 2002). Отложения франского, фаменского ярусов и нижнетурнейского подъяруса в осевых и бортовых частях ККСП представлены темноокрашенными глинисто-кремнисто-карбонатными породами с высоким содержанием органического вещества. В геологической литературе эти породы часто именуется *доманикитами* (5–25% органического вещества), *доманикоидами* (< 5% органического вещества), или *доманиковыми* фациями, и обычно рассматриваются как нефтематеринские породы (Грачевский, 1959; Kabanov et al., 2023a, b), а в последние годы как нетрадиционные низкопроницаемые резервуары (например, Чупахина и др., 2022 и др.). Отложения верхнетурнейского подъяруса (косьвинский горизонт) и визейского яруса представлены терригенными породами, слагающими верхнюю часть осадочной последовательности ККСП и полностью выравнивающими отрицательный рельеф ее впадин. Считается, что осевые и бортовые зоны ККСП, осложненные унаследованными локальными поднятиями биогермной природы, являются перспективными участками для выявления новых зон нефтегазоносности (Лозин, 2002).

Сарайлинская толща была выделена в начале 1950-х гг. при бурении Сарайлинской разведочной площади для обозначения мощной (до 400 м) преимущественно терригенной последовательности темноокрашенных пород, распространенной в пределах Нижнекамского сегмента ККСП (Познер, 1955; Клещев и др., 1957, 1959; Аверьянов, 1960). Впоследствии стало считаться, что сарайлинская толща распространена в ККСП повсеместно (Грачевский, 1959). Исследователи, изучавшие сарайлинскую толщу, уверенно прослеживали ее верхнюю границу по подошве перекрывающих визейских карбонатных пород (алексинский и тульский горизонты). Нижняя граница сарайлинской толщи определялась менее уверенно из-за ее налегания на внешне сходные темноцветные отложения доманиковой фации турнейского возраста (Грачевский, 1959). Постепенно сарайлинская толща стала пониматься как толща заполнения ККСП, включающая в нижней

части доманиковые фации, а в верхней – терригенные отложения. По мере того, как терригенные отложения ККСП стали уверенно стратифицироваться на косьвинский, радаевский и бобриковский горизонты, сарайлинская толща часто рассматривалась как интервал, сложенный преимущественно доманиковыми фациями (Губарева, 2003). Между тем, по традиции сарайлинская толща до сих пор понимается некоторыми исследователями как терригенный комплекс, включающий глинистые, хрупкие и сыпучие породы, осложняющие бурение скважин (Саакян, 2010; Ахмадишин и др., 2023).

В данной статье мы рассматриваем сарайлинскую толщу в узком стратиграфическом объеме, который охватывает пограничный интервал девона и карбона и представлен доманикитами и доманикоидами, включающими тонкие подчиненные прослои известняков. Накопление осадков, исходных для формирования пород сарайлинской толщи, рассматривается здесь как взаимодействие биотических и осадочных процессов, происходивших как на дне бассейна, так и во всей толще водного столба бассейна, предполагаемая глубина (толщина) которого составляла от 50 до 150 и более метров. Биотические процессы в первую очередь представляли собой источник органического (сапропелевого) вещества бактериальной, фито- и зоопланктонной природы. В случае биотурбации биотические процессы перемешивали и перераспределяли материал осадка. Седиментационные процессы рассмотрены с точки зрения влияния физико-химических параметров (гидродинамика, содержание кислорода в осадке), скоростей осадконакопления и степени уплотнения первичного осадка. Результаты статьи могут иметь значение для расчета ресурсного потенциала пограничных девонско-каменноугольных отложений, распространенных в осевых и бортовых зонах ККСП.

2. Материал

Материал исследований происходит из керна двух скважин, пробуренных ПАО «Татнефть» в Нижнекамском сегменте ККСП. Скважина 1 (Первомайское месторождение) вскрыла сарайлинскую толщу в осевой зоне прогиба, скважина 2 (Бондюжское месторождение) – в бортовой зоне (рис. 1).

Суммарная толщина изученных отложений сарайлинской толщи составляет 72 метра. При описании скважин установлено более 220 уровней с макро- и микрофаунистическими остатками, изучение которых дало возможность выделить интервалы, перспективные для микропалеонтологических исследований. Всего к настоящему времени обработано (растворено) 110 проб для поиска конодонтов и другой микрофауны.

Более 60 образцов керна (средней толщиной 10 см) распилены вкрест напластования и по напластованию, пришлифованы и отсканированы с высоким разрешением. Из 10 образцов микробных карбонатных образований и смежных пород изготовлены шлифы. Пять образцов микробных образований изучены с помощью сканирующей электронной микроскопии, снабженной микрозондовым спектрометром.

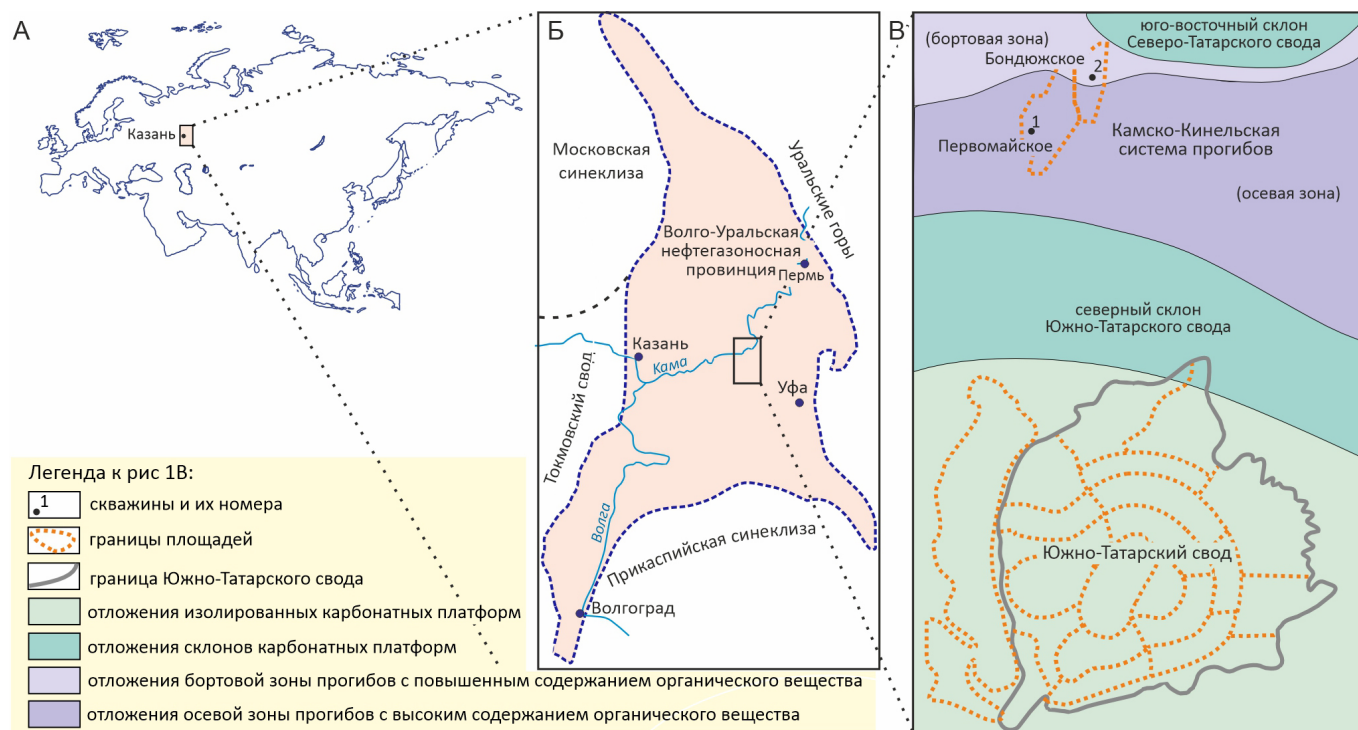


Рис. 1. Местоположение района исследований и изученных скважин на обзорной карте (А), в пределах Волго-Уральской провинции (Б) и Камско-Кинельской системы прогибов (В)

3. Методы

Методы исследования керна включали послойное (непрерывное) макроописание керна с выявлением, определением и фиксацией седиментологических, ихнологических и биофациальных признаков горных пород непосредственно в Лабораторно-исследовательском комплексе ПАО «Татнефть». КERN перед изучением тщательно отмывался от бурового раствора. Очищенные породы изучались визуально, в сухом и влажном состоянии; с использованием линз и цифровых увеличительных приборов. При изучении керна в разрезе скважины на первом этапе выделялись интервалы (толщиной от первых метров до первых сантиметров), отличающиеся друг от друга по цвету, составу, размерности зерен, характеру слоистости, наличию переслаивания разных литологических типов, размерам и составу включений. Далее каждый интервал изучался и описывался детально; при этом дополнительно фиксировались: текстура, детали слоистости, сортировка, ритмичность переслаивания разных литотипов, характер включений, минерализация, остатки ископаемых организмов, наличие битурбации, ихнофоссилии. КERN в аншлифах изучался как в продольном, так и в поперечном сечении. Одновременно изучались поверхности напластования пород. Породы при описании послойно (непрерывно) фотографировались; шлифовки сканировались с высоким разрешением.

Пиролитические исследования пород с целью определения содержания органического углерода (ТОС), количества подвижных углеводородов (S1), остаточного генерационного потенциала (S2), степени термической зрелости пород (Tmax), проведены по методу Rock-Eval. Аналитическая система состояла из пиролитической ячейки EGA/PY-3030D (Frontier Lab, Япония), хроматографа Agilent 7890B (Agilent, США) и масс-селективного

детектора Agilent 5977B (Agilent, США). Размолотая порода помещалась в тигель и подвергалась разложению в токе гелия по следующей температурной программе печи: ступенчатый нагрев от 100 до 300° со скоростью 600 °/мин, от 300 до 650° со скоростью 30 °/мин. На первой ступени нагрева происходит десорбция свободных, легких углеводородов (пик S1), дальнейший подъем температуры приводит к термическому разложению керогена (пик S2); температура (Tmax), при которой происходит максимальная генерация углеводородов в пике S2, характеризует степень катагенетической преобразованности органического вещества.

Породы по величине содержания ТОС подразделены, согласно классификации (Юдович, Кетрис, 1988) на низкоуглеродистые (1–3%), углеродистые (3–10%) и высокоуглеродистые (>10%).

Микрофаунистический анализ. Обработка проб на конодонты и другую микрофауну проводилась в лаборатории палеонтологии и стратиграфии Казанского федерального университета (КФУ) с использованием стандартной методики растворения карбонатных пород в 10% уксусной кислоте. Образец, весом около 200 г, дробился на куски размером 3–5 см, помещался в кислотоупорную посуду и заливался 10%-й смесью уксусной и муравьиной кислот в отношении 7:1. Обработка проводилась до полного растворения карбонатов. Нерастворимый осадок промывался от глинистых частиц, высушивался, делился на ситах. Отбор конодонтов и сопутствующей микрофауны выполнялся с помощью препариральной иглы под микроскопом. Обнаруженные микрофоссилии помещались в камеры Франке и исследовались на стереомикроскопе Discovery V20. Наиболее важные экземпляры конодонтов фотографировались с помощью сканирующей электронной микроскопии, а также на оптическом

микроскопе Nikon Eclipse LV 100 NDA (Япония) в лаборатории «Геотермохронологии» ИГиНГТ КФУ.

Электронно-микроскопический анализ проведен в Междисциплинарном центре «Аналитическая микроскопия» КФУ. Образцы, зафиксированные на держателе, помещались в камеру вакуумной установки Quorum Q 150T ES (Великобритания). Нанесение проводящего слоя проводилось методом катодного распыления сплавом Au/Pd в соотношении 80/20. Толщина нанесенного слоя составляет 15 нм. Измерения проводились на автоэмиссионном сканирующем электронном микроскопе Merlin (Carl Zeiss) (Германия), оснащенный спектрометром энергетической дисперсии AZtec X-Max (Oxford Instruments, Великобритания). Съемка морфологии поверхности осуществлялась при ускоряющем напряжении первичных электронов 5 кВ и зондовом токе 300 пА для минимального воздействия на объект исследования. Элементный анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кэВ и рабочем отрезке 10 мм, что позволяет избежать минимальных погрешностей для микронзондового анализа. Глубина зондирования составляла порядка 1 микрона.

Биофациальный анализ. В современной научной литературе известно более 100 определений термина «фация». Вслед за В.П. Алексеевым (2014, 2019) мы принимаем, что фация – это обстановка осадконакопления (элементарная единица палеоландшафта), овеященная в осадке или горной породе. Последние могут сохранить определенное сочетание первичных признаков – минеральных, физических (гранулометрических), биотических, ихнологических, геохимических и др., – которые используются для реконструкции условий осадконакопления.

Для доманиковых отложений, отличающихся высоким содержанием органического вещества, мы используем термин «биофация» (Wignall, 1994; Flügel, 2010 и др.). Приставка «био-» акцентирует внимание на значении биоты палеобассейна – обитавшей как в осадке, так и в водном столбе в целом – от дна до поверхности. Условия водного столба (редокс-режим, прозрачность, стратификация и др.) прямо определяли степень биопродуктивности и состав поступающего в осадок органического вещества. Эти же условия контролировали разнообразие и количество поступавших в осадок скелетных остатков планктона, псевдопланктона, нектона и бентоса, а также продуктов жизнедеятельности организмов (фекальных пеллет и пелоидов), напрямую влияя на компонентный и химический состав осадка, и, соответственно, на процентное содержание органического вещества. Таким образом, термин «биофация» охватывает весь спектр факторов, контролирующих накопление, сохранение и захоронение минеральных компонентов и органического вещества в осадках.

Биофациальный анализ проводился для каждого выделенного слоя и был направлен на качественную оценку содержания кислорода и гидродинамики в первичном осадке. Анализ включал обобщение результатов седиментологического, палеонтологического и ихнотекстурного исследований.

Уровень содержания кислорода в первичном осадке оценивался по качественной шкале с помощью определения биофаций с пониженным содержанием кислорода (oxygen-restricted biofacies) (Wignall, 1994). Этот метод

основан на количественной оценке содержания в породе скелетных остатков экологических групп ископаемых (планктона, псевдопланктона, нектона и бентоса), а также на анализе текстур и ихнотекстур пород (Flügel, 2010). Метод позволяет выделять до шести биофаций с разным уровнем содержания кислорода (Wignall, Hallam, 1991).

Гидродинамические условия оценивались по результатам анализа литологических, седиментологических и палеонтологических признаков, включающих типизацию горных пород, характер слоистости, сортировки (отмученности) пород, особенности захоронения скелетных остатков фауны, отсутствие, наличие и интенсивность биотурбации (Buatois, Mangano, 2011; Flügel, 2010).

Признаки биофаций, отражающие воздействие биоты и сопряженных с ней процессов на формирование осадка, – такие как содержание органического вещества, количество и разнообразие скелетных остатков ископаемых организмов, наличие и морфология микробных построек, степень биотурбации первичной слоистости осадка – в данной статье для краткости обозначаются как «биоседиментологические признаки».

Скорости накопления осадков определялись с помощью метода актуализма. Минимальные скорости накопления осадков, наблюдаемые в современных условиях, экстраполировались на древние обстановки. Скорость карбонатной седиментации была принята равной 0,03 мм/год, что соответствует минимальной скорости накопления карбонатного ила, зафиксированной в современном Мексиканском заливе и Карибском море (Emiliani, 1966). При такой скорости за один миллион лет при непрерывном осадконакоплении и отсутствии эрозии накопилось бы около 30 метров осадка. Для осадков с высоким и повышенным содержанием органического вещества принята скорость накопления 0,1 мм/год (или 10 см/1000 лет), что соответствует скорости современного накопления сапропеля в Черном море (Staffers et al., 1978). В таких условиях 100 метров осадочного слоя накопится за один миллион лет без учета эффекта уплотнения осадков.

Уплотнение осадков оценивалось на основе анализа литературных данных, согласно которым коэффициент уплотнения карбонатных осадков может достигать значений 1:2 (Shinn, Robbin, 1983; Croizé et al., 2013). Точные количественные данные по уплотнению древних осадков с высоким содержанием органического вещества отсутствуют. Большинство работ указывает (без детализации) на значительный коэффициент уплотнения (не менее 1:4) (Littke, Zieger, 2020).

Современные осадки, богатые органикой, уплотняются в течение первых 100–500 лет после формирования при минимальном давлении перекрывающих отложений (3–10 метров); чем выше содержание органического вещества, тем интенсивнее идут процессы уплотнения осадка (Keogh et al., 2021). Коэффициент уплотнения современных сапропелевых осадков Черного моря составляет 1:6 (т.е. 1 метр первичных осадков уплотняется до слоя толщиной 16,7 см) (Staffers et al., 1978). Эти данные относятся к осадкам, еще не подвергшимся диагенезу, который, возможно, увеличил бы степень уплотнения пород.

Уплотнение торфа, органического осадка континентального происхождения, может изменяться от 1:3 до 1:60 (Winston, 1986). В последнем случае из 1 метра

первичного торфа сформируется угольный пласт толщиной 1,67 см. В данной статье для отложений с высоким содержанием органического вещества принят коэффициент уплотнения 1:10. Таким образом, мы принимаем, что из каждого метра первичных осадков образовались отложения мощностью около 10 см.

4. Геологический обзор

На рубеже девонского и каменноугольного периодов территория Волго-Уральской провинции располагалась в пределах пассивной континентальной окраины Восточно-Европейской платформы, представлявшей собой широкий (более 1000 км) пологий континентальный шельф, сочленяющийся через континентальный склон с Уральским океаном (Пучков, 2010; Силантьев и др., 2022, 2023). Сложная геоморфология дна бассейна способствовала тому, что в разных его частях одновременно накапливались осадки трех основных типов: терригенные, карбонатные и осадки с высоким содержанием

органического вещества (рис. 2) (Nikishin et al., 1996, Silantiev et al., 2024).

В позднем девоне некоторые островные дуги Уральского океана придвинулись к восточной окраине Лавразии (Пучков, 2010). Это привело к активизации разломов фундамента платформы и разнонаправленным вертикальным движениям его составных частей. В результате возникла сложная сеть узких впадин, разделяющая более широкие приподнятые (сводовые) участки шельфа (Войтович, 2003). Сеть узких впадин, известная сегодня как Камско-Кинельская система прогибов (ККСП), оказала большое влияние на геоморфологию дна бассейна. Впадины отделяли друг от друга мелководные участки, на которых формировались карбонатные платформы; пологие и крутые склоны впадин способствовали образованию биогермных рифоподобных карбонатных структур; в осевых и бортовых зонах впадин накапливались осадки с высоким содержанием органического вещества (Губарева, 2003).

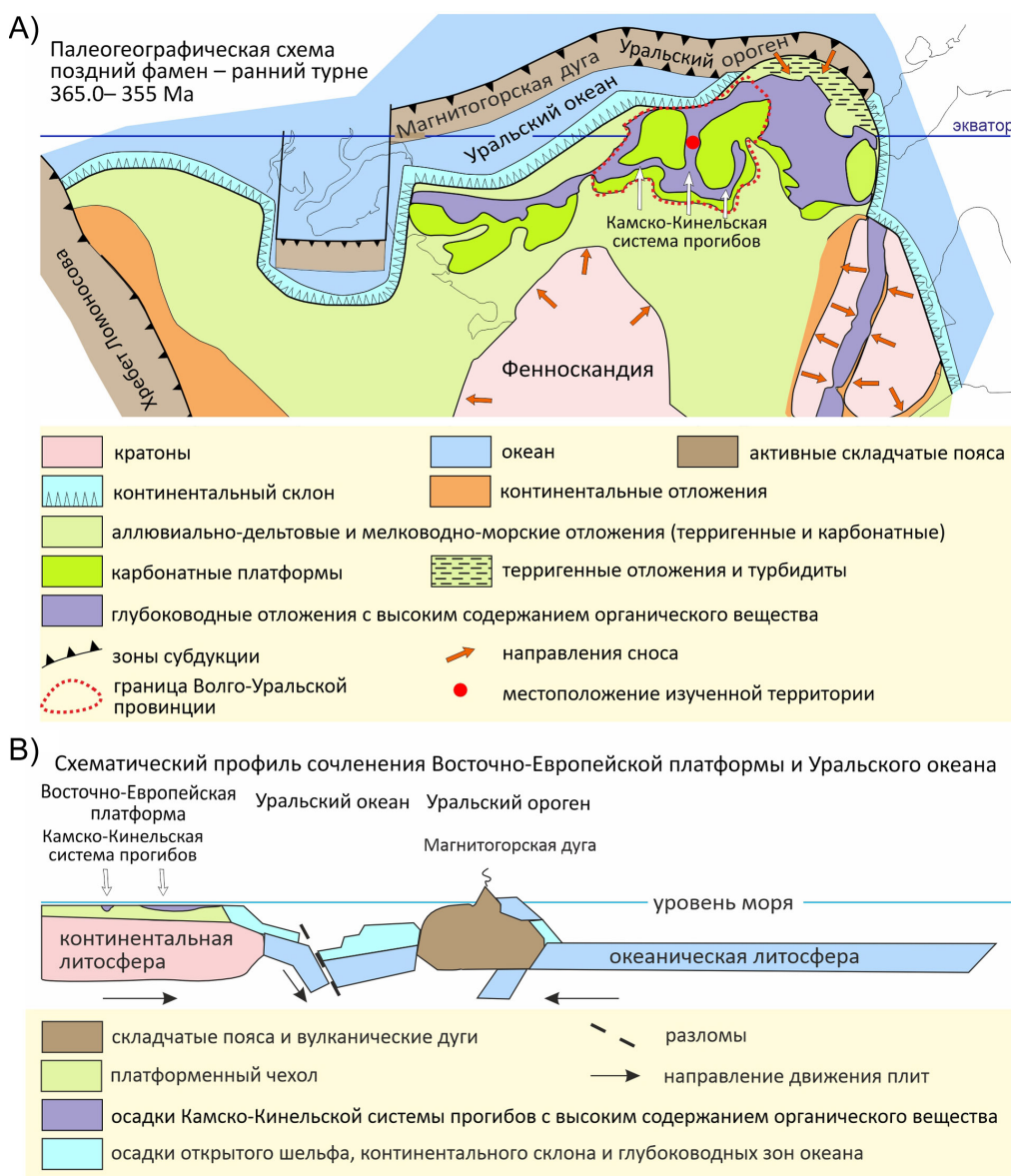


Рис. 2. Палеогеографическая карта Восточно-Европейской платформы на рубеже девонского и каменноугольного периодов (А) по (Nikishin et al., 1996, Kabanov et al., 2023a, с изменением) и (Б) схематичный профиль сочленения платформы и океана по (Пучков, 2010, с упрощением)

Стратиграфическое расчленение изученных скважин

Результаты анализа распределения конодонтов в разрезах изученных скважин позволили выделить несколько интервалов, отличающихся таксономическим составом конодонтов, наличием видов, характерных для зональных подразделений турнейского и фаменского ярусов (Сунгатуллина и др., 2025) (табл. 1).

Зональное расчленение девонско-каменноугольного интервала изученных скважин основано на сравнении установленных в них конодонтовых последовательностей с девонской конодонтовой зональной шкалой Западной Европы (Ziegler, 1962; 1969; 1971; Ziegler, Sandberg, 1984; 1990) и Российской конодонтовой зональной шкалой турнейского яруса (Постановления..., 2003; Alekseev et al.,

2022). Первая базируется на эволюционном развитии рода *Palmatolepis* (Зональная стратиграфия..., 2006; Becker et al., 2020; Afanasieva et al., 2023), вторая – на филогении рода *Siphonodella* (Постановления..., 2003; Alekseev et al., 2022). Ниже приведена характеристика зональных подразделений, установленных (или не установленных) в разрезах изученных скважин.

Зона *expansa* по стратиграфическому объему соответствует озерскому и нижней части хованского горизонтов фаменского яруса девона (Ziegler, Sandberg, 1990; Зональная стратиграфия..., 2006). Она выделена в скважине 2 (интервал 1398,18–1391,6 м) и скважине 1 (интервал 1479,91–1479,80 м) (рис. 3) по присутствию видов *Branmehla disparilis* (Branson et Mehl), *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl), *Mehlina strigosa* (Branson et

Глубина, м	Конодонты	Сопутствующие группы фаунистических и растительных остатков	Возраст
Скважина 1 Первомайское			
1449,85-1468,30	<i>Siphonodella</i> sp., рамиформные элементы	радиолярии, сколекодонты, аммоноидеи, орбикулоидеи, лингулиды, замковые брахиоподы, зубы рыб	турнейский ярус
1468,30-1468,85	<i>Elictognathus</i> sp., <i>Polygnathus purus purus</i> Voges, <i>Siphonodella quadruplicata</i> (Branson et Mehl), <i>S. lanei</i> Zhuravlev et Plotitsyn и <i>S. obsoleta</i> Hass, <i>S. sp.</i> , рамиформные элементы	радиолярии, лингулиды, продуктиды	зона <i>quadruplicata</i> , черепетский горизонт, турнейский ярус
1468,85-1473,50	рамиформные элементы	проблематика	черепетский горизонт, турнейский ярус
1473,50-1473,60	<i>Siphonodella cooperi</i> Hass, <i>S. cf. cooperi</i> Hass, <i>S. quadruplicata</i> (Branson et Mehl), <i>S. cf. quadruplicata</i> (Branson et Mehl), <i>S. sp.</i> , <i>Polygnathus</i> sp., рамиформные элементы		зона <i>quadruplicata</i> , черепетский горизонт, турнейский ярус
1473,60-1477,18	рамиформные элементы	радиолярии, сколекодонты, орбикулоидеи, лингулиды, замковые брахиоподы, зубы рыб, споры, проблематика	черепетский горизонт, турнейский ярус
1477,18-1477,95	<i>Bispathodus aculeatus aculeatus</i> (Branson et Mehl), <i>Dinodus</i> sp., <i>Elictognathus lacerates</i> (Branson et Mehl), <i>Elictognathus</i> sp., <i>Neopolygnathus carinus</i> (Hass), <i>Neopol.</i> sp., <i>Polygnathus purus subplanus</i> Voges, <i>Pol.</i> sp., <i>Pseudopolygnathus triangulus</i> (Voges), <i>Siphonodella cooperi</i> Hass, <i>S. quadruplicata</i> (Branson et Mehl), <i>S. lobata</i> (Branson et Mehl), <i>S. obsoleta</i> Hass, <i>S. sandbergi</i> Klapper, <i>S. sp.</i>	радиолярии, лингулиды, продуктиды	зона <i>quadruplicata</i> , черепетский горизонт, турнейский ярус
1477,95-1479,80	<i>Bispathodus</i> sp. и многочисленные обломки рамиформных элементов	двустворчатые моллюски	
1479,80-1479,91	<i>Palmatolepis gracilis sigmoidalis</i> Ziegler, <i>Pal.</i> sp. и <i>Polygnathus</i> sp., рамиформные элементы	сколекодонты, лингулиды, продуктиды, миоспоры	зона <i>expansa</i> , озерский и хованский горизонты, фаменский ярус, девонская система
1479,91-1483,5	обломки рамиформных и платформенных (<i>Polygnathus</i> sp. и <i>Bispathodus</i> sp.) элементов	радиолярии, сколекодонты, криноидеи, лингулиды, пиритизированные раковины продуктид, споры, проблематика	

Табл. 1. Видовой состав конодонтов в разрезах изученных скважин

Глубина, м	Конодонты	Сопутствующие группы фаунистических и растительных остатков	Возраст
Скважина 2 Бондюжское			
1365,00-1366,00	<i>Dinodus</i> sp., <i>Eotaphrus</i> sp., <i>Hindeodus crassidentatus</i> (Branson et Mehl), <i>Polygnathus proprius</i> Kononova et Pistshikova, <i>Pol.</i> sp., <i>Siphonodella cooperi</i> Hass, <i>S. lanei</i> Zhuravlev et Plotitsyn, рамиформные элементы	остракоды, трилобиты, аммоноидеи, криноидеи, лингулиды, продуктиды, споры и проблематика	турнейский ярус
1366,00-1374,80	мелкие обломки рамиформных элементов	радиолярии, остракоды, трилобиты, двустворки, аммоноидеи, криноидеи, лингулиды, орбикулоидеи, продуктиды, споры и проблематика	
1374,80-1378,40	<i>Bispathodus</i> sp., <i>Dinodus</i> sp., <i>Polygnathus purus purus</i> Voges, <i>Pseudopolygnathus vogesi</i> Ziegler, <i>Siphonodella belkai</i> Dzik, <i>S. cooperi</i> Hass, <i>S. cf. cooperi</i> Hass, <i>S. obsoleta</i> Hass, <i>S. quadruplicata</i> (Branson et Mehl), <i>S. aff. quadruplicata</i> (Branson et Mehl), <i>S. sandbergi</i> Klapper <i>S. sp.</i> , рамиформные элементы	криноидеи, замковые брахиоподы	зона <i>quadruplicata</i> , черепетский горизонт, турнейский ярус
1378,40-1387,76	обломки рамиформных элементов	радиолярии, аммоноидеи, лингулиды, орбикулоидеи, замковые брахиоподы,	турнейский ярус
1387,76-1387,95	<i>Hindeodus cf. crassidentatus</i> (Branson et Mehl), <i>Elictoagnathus lacerates</i> (Branson et Mehl), <i>Neopolygnathus carinus</i> (Hass), <i>Polygnathus purus subplanus</i> Voges, <i>Pol. sp.</i> , <i>Pseudopolygnathus vogesi</i> Ziegler, <i>Pseudopol. sp.</i> , <i>Siphonodella bransoni</i> Ji, <i>S. duplicata</i> (Branson et Mehl), <i>S. sp.</i> Из транзитных форм встречен только <i>Neopolygnathus carinus</i> (Hass)	радиолярии, криноидеи, лингулиды, замковые брахиоподы	зона <i>duplicata</i> , малевский горизонт, турнейский ярус
1387,95-1391,6	рамиформные элементы	сколекодонты, лингулиды, орбикулоидеи, продуктиды	
1391,6-1398,18	<i>Branmehla aff. disparilis</i> (Branson et Mehl), <i>Bispathodus aff. stabilis</i> (Branson et Mehl), <i>Mehlina strigosa</i> (Branson et Mehl), <i>Neopolygnathus carinus</i> (Hass), <i>Palmatolepis gracilis gracilis</i> Branson et Mehl, <i>Pal. gracilis expansa</i> Sandberg et Ziegler, <i>Pal. gracilis sigmoidalis</i> Ziegler, <i>Pseudopolygnathus marburgensis</i> Bischoff et Ziegler, <i>Pseudopol. sp.</i> , рамиформные элементы	фораминиферы, спикулы губок, сколекодонты, остракоды, двустворки, криноидеи, лингулиды, орбикулоидеи, продуктиды, конодонты, зубы рыб, споры и проблематика	зона <i>expansa</i> , озерский и хованский горизонты, фаменский ярус, девонская система

Табл. 1. Продолжение

Mehl), *Neopolygnathus carinus* (Hass), *Palmatolepis gracilis expansa* Sandberg et Ziegler (зональный вид), *Pal. gracilis gracilis* Branson et Mehl, *Pal. gracilis sigmoidalis* Ziegler, *Polygnathus* sp., *Pseudopolygnathus marburgensis* Bischoff et Ziegler (рис. 4). Схожие комплексы конодонтов встречаются в фаменских отложениях скважины Мелекесс-1 (зона *expansa* – *Early praesulcata*) (Фортунова и др., 2023; Afanasieva et al., 2023) и Южного Урала (зоны *expansa*, *Early* и *Middle praesulcata*) (Мавринская и др., 2023; Пазухин, Кулагина, 2014).

Зона *Siphonodella praesulcata*, охватывающая верхи хованского – зиганский горизонты, и зона *Siphonodella sulcata* (гумеровский – основание малевского горизонтов) (Ziegler, Sandberg, 1990; Постановления..., 2003; Зональная стратиграфия..., 2006) в изученных скважинах пока не установлены. Интервалы, расположенные в рассматриваемых разрезах между зонами *expansa* и *duplicata* (в скважине 1

(1479,80–1477,95 м) и в скважине 2 (1391,6–1387,95 м), содержат в основном многочисленные обломки рамиформных элементов, которые не позволяют обосновать возраст отложений.

Зона *Siphonodella duplicata* отвечает верхней части малевского горизонта, она установлена в скважине 2 (интервал глубин 1387,95–1387,76 м) по появлению видов *Siphonodella duplicata* Branson et Mehl, *Hindeodus cf. crassidentatus* (Branson et Mehl), *Elictoagnathus lacerates* (Branson et Mehl) и сопоставима с одноименными зонами скважины Мелекесс-1 (Фортунова и др., 2023; Afanasieva et al., 2023; Sandberg et al., 1971) и Южного Урала (Пазухин, Кулагина, 2014). В скважине 1 зона *duplicata* не выделена.

Зона *Siphonodella belkai*, соответствующая по объему упинскому горизонту, в разрезах изученных скважин не определена.

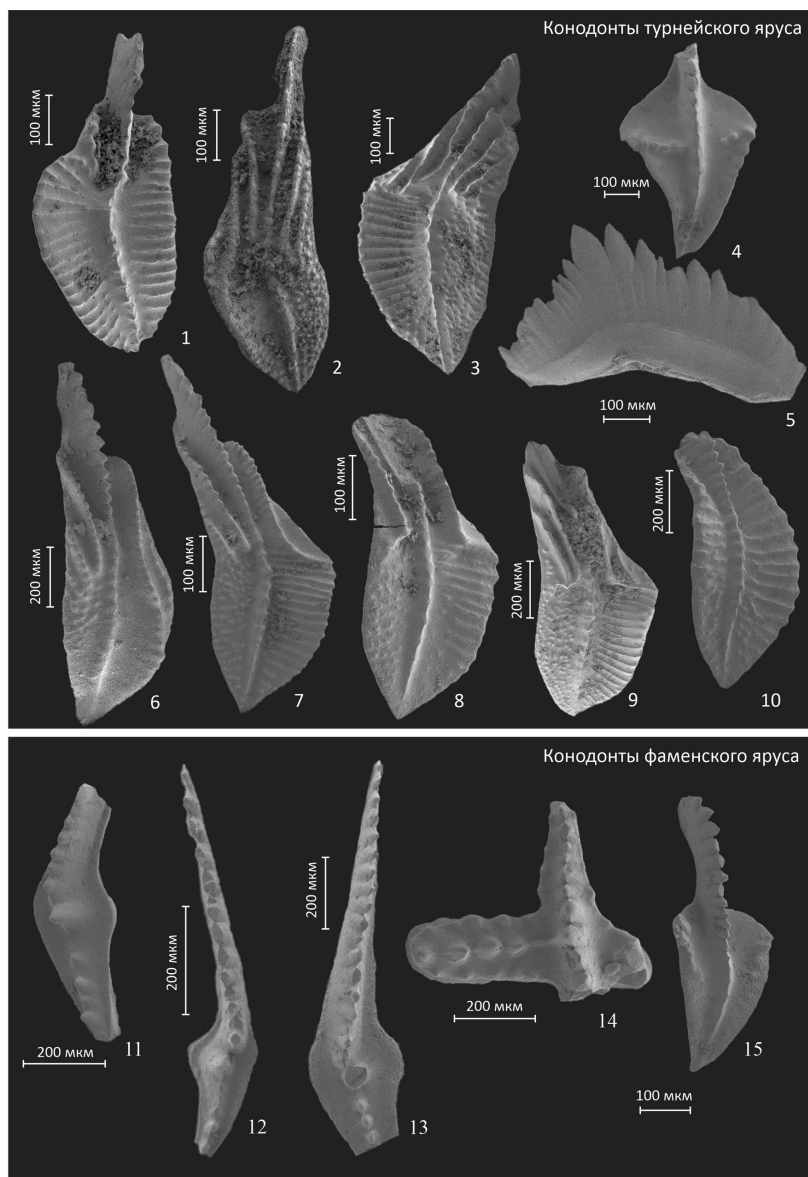


Рис. 4. Зональные и характерные конодонты из скв. 1 и 2 по (Сунгатуллина и др., 2025): 1 – *Siphonodella lobata* Branson et Mehl, скв. 1, гл. 1477,95–1477,87 м; 2 – *Siphonodella* aff. *sandbergi* Klapper, скв. 1, гл. 1477,95–1477,87 м; 3 – *Siphonodella quadruplicata* (Branson et Mehl), скв. 1, гл. 1477,95–1477,87 м; 4 – *Pseudopolygnathus vogesi* Ziegler, скв. 2, гл. 1375,0–1374,8 м; 5 – *Elictognathus lacerates* (Branson et Mehl), скв. 1, гл. 1477,95–1479,8 м; 6 – *Siphonodella sandbergi* Klapper, скв. 1, гл. 1479,8–1477,95 м; 7, 9 – *Siphonodella quadruplicata* (Branson et Mehl), скв. 1, гл. 1479,8–1477,95 м; 8 – *Siphonodella cooperi* Hass, скв. 1, гл. 1477,95–1477,87 м; 10 – *Siphonodella bransoni* Ji, скв. 2, гл. 1387,95–1387,76 м; 11 – *Palmatolepis gracilis expansa* Sandberg et Ziegler, скв. 2, гл. 1391,8–1391,6 м; 12 – *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Ziegler, скв. 2, гл. 1398,38–1398,18 м; 13 – *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl, скв. 2, гл. 1398,38–1398,18 м; 14 – *Brammehla disparilis* (Branson et Mehl), скв. 2, гл. 1391,8–1391,6 м; 15 – *Neopolygnathus carinus* (Hass), скв. 2, гл. 1391,8–1391,6 м.

и характеризуется разнородным литологическим составом (рис. 5, 6). Нижняя часть свиты (около 15 м) сложена доманикоидными породами и может быть отнесена к сарайлинской толще; верхняя часть (около 335 м) представлена карбонатными образованиями.

Стратотип *маркетовской* свиты (черепетский + кизеловский горизонты) имеет мощность 170 м и складывается чередованием пачек глинисто-карбонатных и карбонатных пород. Свита неоднородна по литологическим свойствам, что хорошо отражают каротажные кривые ГК и НГК. Как и в предыдущем случае, нижнюю часть свиты (около 20 м), сложенную доманикоидными породами, можно отнести к сарайлинской толще.

Стратотип малокустовской свиты (гумеровский + малевский + упинский горизонты) имеет мощность 34 м. Свита полностью сложена доманикоидными породами и по этому признаку целиком соответствует сарайлинской толще.

Анализ соотношения сарайлинской толщи со свитами Унифицированной стратиграфической схемы нижнего карбона Волго-Уральского субрегиона (Фортунагова и др., 2023) свидетельствует о необходимости разработки четких критериев выделения данного стратона (однородный литологический состав, высокое содержание органического вещества и др.), позволяющих распознавать толщу в разрезах скважин.

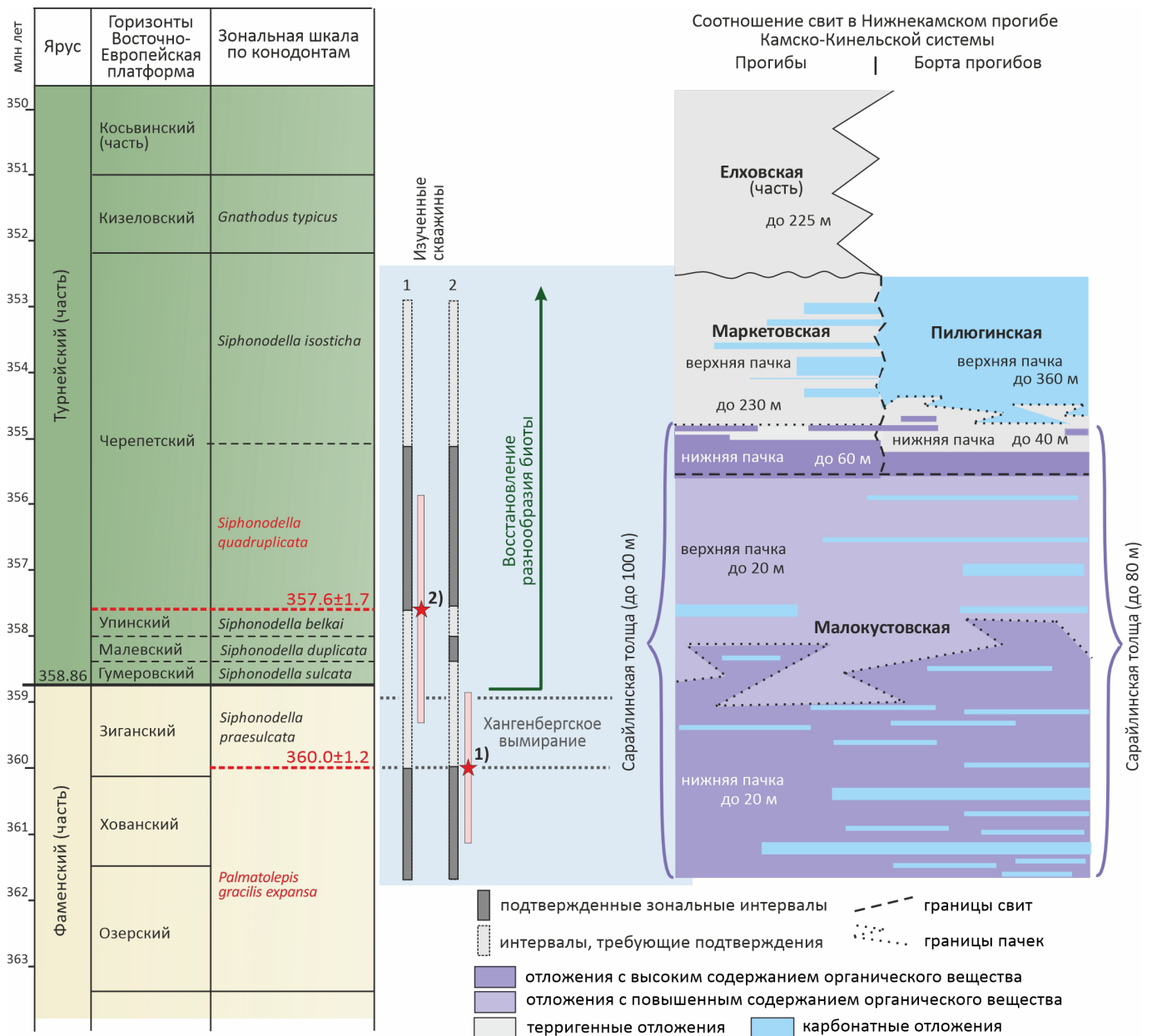


Рис. 5. Соотношение сарайлинской толщи со свитами Унифицированной стратиграфической схемы нижнего карбона Волго-Уральского субрегиона (Фортунагова и др., 2023); красными звездами и цифрами 1), 2) показаны радиоизотопные U-Pb LA-ICP-MS датировки цирконов из прослоев вулканических туфов (Силантьев и др., 2025)

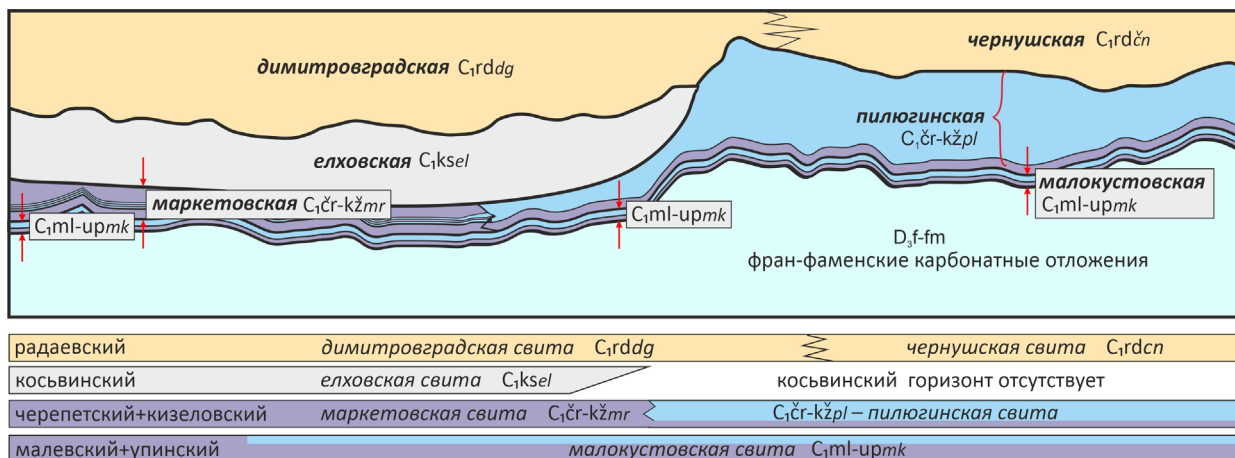


Рис. 6. Соотношение интервалов, сложенных доломитовыми фациями (малокустовская и маркетовская свиты – аналоги сарайлинской толщи), карбонатными (пилюгинская свита – «карбонатный турне») и терригенными отложениями (елховская свита) в зоне сочленения Камско-Кинельской системы прогибов со сводами по (Фортунагова и др., 2023, с изменениями)

4. Результаты и их обсуждение

4.1. Описание разрезов скважин

Скважина 1 (Первомайское). Разрез скважины условно разделен на три интервала.

Интервал 1449–1454 м представлен переслаиванием сланцеватых (без биотурбации) керогеновых пород (т.е. пород с повышенным и высоким содержанием органического вещества в форме керогена) и слабо биотурбированных терригенно-карбонатных пород. Разнообразие фаунистических остатков в этом интервале меньше в сравнении с нижележащими породами. Фаунистические остатки представлены замковыми и беззамковыми (орбикулоидеи, лингулиды) брахиоподами, аммоноидеями, радиоляриями. Верхняя часть интервала (1449–1450 м) сложена терригенно-глинистыми образованиями с тонкими прослоями керогеновых пород. Терригенно-глинистые породы характеризуются хорошо выраженной линзовидной слоистостью и сильной хрупкостью: в сухом состоянии они быстро превращаются в труху. Фауна в терригенно-глинистых породах представлена лингулидами, орбикулоидеями, продуктидами, конодонтами и проблематиками.

Интервал 1454–1476 м, наиболее мощный, сложен темноокрашенными керогеново-кремнистыми породами с большим количеством органического вещества. Биокласты радиолярий (сферы и полусферы) и вторично окремелого детрита составляют 10–15%; керогеново-кремнистая пелитоморфная масса – 85–90%. В отдельных маломощных прослоях количество и разнообразие фаунистических остатков увеличивается, содержание органического вещества в них ниже. Особенностью интервала является присутствие и широкое развитие микробильных построек (биогермов) разной формы и размеров. Биогермы представлены линзовидными, неслоистыми, вытянутыми в длину и слабоизогнутыми формами («хвост дракона»), а также слоистыми, полусферическими и столбчатыми строматолитами небольшого (первые сантиметры) размера.

Интервал 1476–1485 м сложен преимущественно сланцеватыми керогеново-кремнистыми, керогеново-карбонатными, а также смешанными керогеново-глинисто-кремнисто-карбонатными породами с горизонтальной слоистостью, обусловленной наличием многочисленных реликтов радиолярий и кальцифер. Биотурбация в породах отсутствует. В верхней части интервала (1476–1478 м) сланцеватые керогеновые породы переслаиваются со слабо биотурбированными глинисто-карбонатными породами с остатками раковин брахиопод, сколекодонтами, фрагментами скелета морских лилий.

Скважина 2 (Бондюжское). Разрез характеризуется более частым переслаиванием разных по своему составу пород; условно выделено три интервала.

Интервал 1365–1375 м сложен терригенно-глинистыми породами с линзовидной слоистостью, аналогичными верхней части разреза скважины 1 (1449–1454 м). Фаунистическое разнообразие в этом интервале достигает максимума; здесь встречены остатки продуктид, лингулид, аммонитов, трилобитов, криноидей и конодонтов.

Интервал 1375–1391 м представлен частым переслаиванием сланцеватых керогеново-кремнистых, керогеново-карбонатных и слабо биотурбированных глинисто-карбонатных пород. Органические остатки разнообразны:

на отдельных глубинах встречены продуктиды, лингулиды, конодонты, радиолярии, фрагменты криноидей и др.

Интервал 1391–1401 м характеризуется частым переслаиванием керогеново-глинисто-кремнисто-карбонатных, карбонатно-глинистых и карбонатных пород с остатками лингулид, продуктид, конодонтов, криноидей и миоспор. Большая часть интервала (1392–1401 м) сложена тонким переслаиванием (прослой по 1–10 см) водорослево-детритовых микритовых известняков с биотурбированными глинисто-карбонатными породами. В известняках преобладают микробильно-водорослевые пелоиды (до 90% и более), встречаются редкие биокласты раковин замковых брахиопод, скелетов мшанок и иглокожих.

4.2. Характеристика органического вещества

Значения общего органического углерода (ТОС) в породах скважины 1 (осевая зона прогиба) изменяются от 0,4 до 8,7% (среднее значение 3,7%), что соответствует значениям *низкоуглеродистых* и *углеродистых* пород. Породы скважины 2 (бортовая зона прогиба) имеют умеренные значения ТОС 0,2–13,8% (среднее значение 2,8%), что соответствует значениям *низкоуглеродистых*, *углеродистых* и *высокоуглеродистых* пород. В целом, значения ТОС повышены в сланцеватых керогеново-кремнистых, керогеново-карбонатных, а также в смешанных керогеново-глинисто-кремнисто-карбонатных породах, что позволяет рассматривать их в качестве нефтематеринских пород. Образование этих пород в бескислородных обстановках согласуется с глобальными закономерностями сохранности органического вещества (Walters, 2006, 2017), подтвержденными как в доманиковых бассейнах Восточно-Европейской платформы (Kabanov et al., 2023a, b; Silantiev et al., 2024), так и в зарубежных аналогах – в бассейнах Западной Канады (Ferri et al., 2021; Kabanov, 2022), в складчатом поясе Варисцид Центральной Европы (Mugow et al., 2014), в бассейнах Южного Китая (Liu et al., 2012; Xu et al., 2024).

Показатель термической зрелости (T_{max}), т.е. температура максимального образования углеводородов при крекинге керогена, в предварительно экстрагированных образцах из скважины 1 составляет в среднем от 426 до 428°, а в образцах из скважины 2 – в среднем от 430 до 432°. Полученные значения соответствуют значениям T_{max} поздней стадии протокатагенеза (ПКЗ) и не достигают отметки $T_{max} = 435^\circ$, традиционно считающейся граничным значением раннего мезокатагенеза (МК1) – начальной градации главной зоны нефтеобразования (Peters, Cassa, 1994; Баженова и др., 2004).

Значения индекса продуктивности ($PI = S1/(S1+S2)$), параметра, характеризующего степень преобразования органического вещества в углеводороды, не превышают 0,1 в образцах из обеих скважин. Низкие значения $PI (<0,1)$ указывают на низкую степень зрелости органического вещества (ОВ) и подтверждают его соответствие стадии протокатагенеза, т.е. большая часть углеводородного потенциала остается в составе керогена и не преобразована в свободные углеводороды.

Значения водородного индекса (Hydrogen Index, HI, мгУВ/гТОС) в породах скважины 1 сильно варьируют, образуя три кластера: $HI = 600–823$ (соответствует керогену

I типа), HI = 333–382 (кероген II типа), и HI = 267 (кероген смешанного II и III типов). В образцах из скв. 2 значения HI образуют два кластера: HI = 338–498 (кероген II типа) и HI = 175–203 (кероген III типа). Считается, что кероген I типа образован из продуктов биохимического разложения фитопланктона, в том числе из водорослей и бактерий, кероген II типа образован из смеси морского фитопланктона и высших растений, а кероген III типа образован преимущественно из наземной растительности, богатой лигнином и целлюлозой (Littke, Zieger, 2020)

Значения генерационного потенциала (S1 + S2; мг НС/г породы) образцов из обеих скважин находятся в диапазоне категорий от бедного (< 2; органическое вещество практически не способно к генерации нефти и газа) до отличного (> 20; богатое органическое вещество, способное к активной генерации углеводородов). Сильный разброс значений может быть связан как с условиями захоронения, сохранности и разбавлением органического материала, так и с его исходным составом (Юдович, Кетрис, 1988).

Породы осевой и бортовой зоны прогиба отличаются по значениям ТОС, типу керогена и другим параметрам. Так, в скв. 1 (осевая зона) породы имеют большие медианные значения ТОС, S2, S1, HI, то есть более обогащены органическим веществом по сравнению с породами скв. 2, расположенной на борту прогиба. В то же время, снижение значений HI в породах скв. 2 свидетельствует о возможном большем вкладе (привносе) в осадки бортовой зоны органического вещества высшей растительности континентального типа.

4.3. Биофациальный ряд нефтематеринских пород сарайлинской толщи

Детальное изучение нефтематеринских пород сарайлинской толщи позволило установить шесть биофаций, выявить их отличительные особенности, обосновать для каждой биофации признаки (литологические, текстурные и биоседиментологические), указывающие на обстановки накопления осадка. Установленные биофации отвечают бескислородным, слабокислородным и относительно кислородным обстановкам, разграничение которых основано на оценке содержания органического вещества, количества и разнообразия скелетных остатков ископаемых организмов (планктона, псевдопланктона, нектона и бентоса), микробных построек, текстур и их текстур пород (Tyson, Pearson, 1991; Wignall, Hallam, 1991; Wignall, 1994; Flügel, 2010) (рис. 7, табл. 2).

4.4. Описание биофаций

Ниже приведена подробная характеристика каждой из шести установленных биофаций. Прежде всего рассмотрены литотипы (горные породы), которые могут быть к ним отнесены; биологические и седиментологические признаки обстановок осадконакопления, сохранившиеся в породах. На основе анализа этих признаков дана интерпретация условий осадконакопления применительно к рассматриваемому участку Камско-Кинельской системы прогибов.

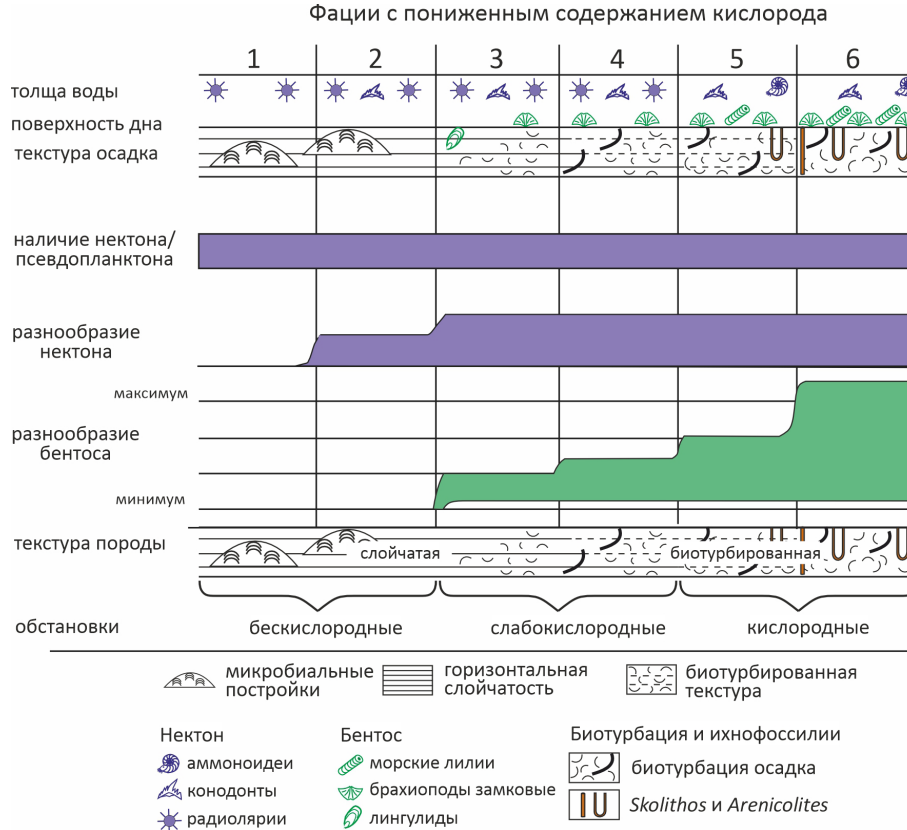


Рис. 7. Биофациальный ряд домаников, доманикоидов и смежных с ними карбонатных пород сарайлинской толщи; оценка содержания кислорода в обстановках осадконакопления проведена на основе анализа количества и разнообразия ископаемых организмов, микробных построек, текстур и их текстур пород по (Wignall, 1994; Allison et al., 1995, с изменениями)

Номер биофации	Наименование биофации	Литотипы, относимые к биофации (с изменениями по Чупахина и др., 2022; Фортунатова и др., 2018)	Признаки обстановок осадконакопления	Условия осадконакопления (интерпретация)
1	Бескислородная, с преимущественным накоплением сапропелевого органического вещества	Керогеново-кремнистые породы (преимущественно) с большим количеством органического вещества; биокласты кремнистые (радиолярии, вторично окремненный детрит) составляют 10–15 %; матрикс (85–90 %) – керогеново-кремнистая пелитоморфная масса	Сланцеватость, горизонтальная слойчатость, отсутствие биотурбации	Весь столб воды бассейна, включая фотическую зону, характеризовался преимущественно бескислородными сероводородными условиями, пригодными для существования анаэробных бактерий Chlorobiaceae; эпизоды кислородных условий верхней части водного столба, пригодные для обитания радиолярий
2	Бескислородная, с накоплением сапропелевого органического вещества, радиоляриевого и кальциферового ила	Керогеново-кремнистые, керогеново-карбонатные, а также смешанные керогеново-глинисто-кремнисто-карбонатные породы; биокласты кремнистые (радиолярии) и карбонатные (кальциферы) составляют 40–60 %; матрикс (60–40 %) – керогеново-кремнисто-карбонатная масса изотропная микрозернистая	Сланцеватость, горизонтальная слойчатость, отсутствие биотурбации; прослой радиоляритов, прослой с высоким содержанием кальцифер	Верхняя часть столба воды (миксолимнион) бассейна – кислородная, пригодная для существования планктона (радиолярии и кальциферы); нижняя часть столба воды (монимолимнион) – бескислородные сероводородные условия, пригодные для существования Chlorobiaceae
3	Слабокислородная с единичными признаками биотурбации	Глинисто-карбонатные биотурбированные породы, содержащие несортированные биокласты (продукты жизнедеятельности организмов-илоедов); в самих породах или смежных прослоях может наблюдаться повышенное содержание органического вещества	Биотурбация; горизонтальные и вертикальные ходы-норы	Кратковременное повышение содержания кислорода в придонном слое воды и в осадке; условия, пригодные для существования организмов-илоедов (червей и т.п.).
4	Слабокислородная с бентосной фауной	Глинисто-карбонатные породы с остатками раковин брахиопод, сколекодонтами, фрагментами скелета морских лилий; в самих породах или смежных прослоях может наблюдаться повышенное содержание органического вещества	Остатки бентосных организмов: остракоды, замковые брахиоподы, сколекодонты, фрагменты скелета морских лилий	Повышение содержания кислорода в придонном слое воды и в осадке, достаточное по продолжительности для существования и расселения бентосной фауны на возвышенных участках дна бассейна
5	Кислородная с карбонатным водорослевым осадконакоплением	Известняки микритовые пелоидные водорослево-детритовые (вакстоуны)	Пелоиды (микробиально-водорослевые) преобладают (до 90 %), единичные биокласты брахиопод, мшанок, иглокожих и др.	Высокое содержание кислорода в придонном слое воды и в осадке; слабая активность придонных течений, позволяющая накапливаться пелоидам и биокластам, имеющим разный размер
6	Кислородная с карбонатным гетерозойно-водорослевым осадконакоплением и максимальной биотурбацией	Известняки органогенно-обломочные биокластово-водорослевые (вакстоуны и пакстоуны)	Микробиально-водорослевые пелоиды образуют более 60 % породы; биокласты брахиопод, мшанок, иглокожих менее 40 %; биотурбация максимальная	Максимальное содержание кислорода в придонном слое воды и в осадке; высокая активность придонных течений, позволяющая накапливаться большому количеству биокластов

Табл. 2 Биофации и литотипы доманикитов, доманикоидов и смежных с ними карбонатных пород сарайлинской толщи

Биофация 1. Бескислородная, с преимущественным накоплением сапропелевого органического вещества. Литотипы, относимые к данной биофации, представлены преимущественно породами, содержащими большое количество органического вещества сапропелевого типа (рис. 8).

Органическое вещество темно-коричневого, бурого, почти черного цвета образует либо обособленные волнистые линзочки, либо тонкие пленки, облекающие биокласты и минеральные зерна породы. Биокласты представлены главным образом кремнистыми раковинами радиолярий и их детритом. Встречаются зерна детрита, претерпевшие, возможно, вторичное окремнение. Биокласты карбонатного состава (кальцисферы, тентакулиты) имеют резко подчиненное значение. В целом, содержание биокластов в породе составляет не более 10–15%. Матрикс (85–90%) представлен керогеново-кремнистой (халцедоновой) пелитоморфной массой. Породы характеризуются сланцеватостью, горизонтальной слоистостью, отсутствием биотурбации.

Указанные признаки свидетельствуют о том, что весь столб воды бассейна, имеющий по оценкам большинства исследователей толщину около 100 м, в том числе и самая верхняя фотическая зона (миксолимнион), характеризовался бескислородными сероводородными условиями, пригодными только для существования

фотосинтезирующих анаэробных бактерий Chlorobiaceae. Бактерии Chlorobiaceae, как известно, являются одним из основных поставщиков органического вещества сапропелевого типа в осадки нефтематеринских пород при бескислородных условиях фотической зоны (Kabanov et al., 2023a, b). При кратковременном повышении содержания кислорода в фотической зоне, она становилась доступной для существования фито- и зоопланктона; о чем свидетельствуют остатки радиолярий, кальцисфер, тентакулитов.

Характерной особенностью биофации 1 является присутствие и широкое развитие микробных биогермов – продуктов карбонатного осадконакопления бактериальных построек разной формы и размеров. Микробные биогермы представлены линзовидными неслоистыми формами, а также слоистыми, полусферическими и столбчатыми строматолитами небольшого размера (первые сантиметры) (рис. 9). Вероятно, это первые достоверно зафиксированные находки столбчатых строматолитов непосредственно в нефтематеринских керогеновых породах (black shales). Строматолиты перекристаллизованы, однако, сохранили первичную слоистую текстуру, обусловленную чередованием прослоев с зернами микривой и спаритовой размерностей.

Микробная природа известняков подтверждается находками бактерий и их колоний под электронным

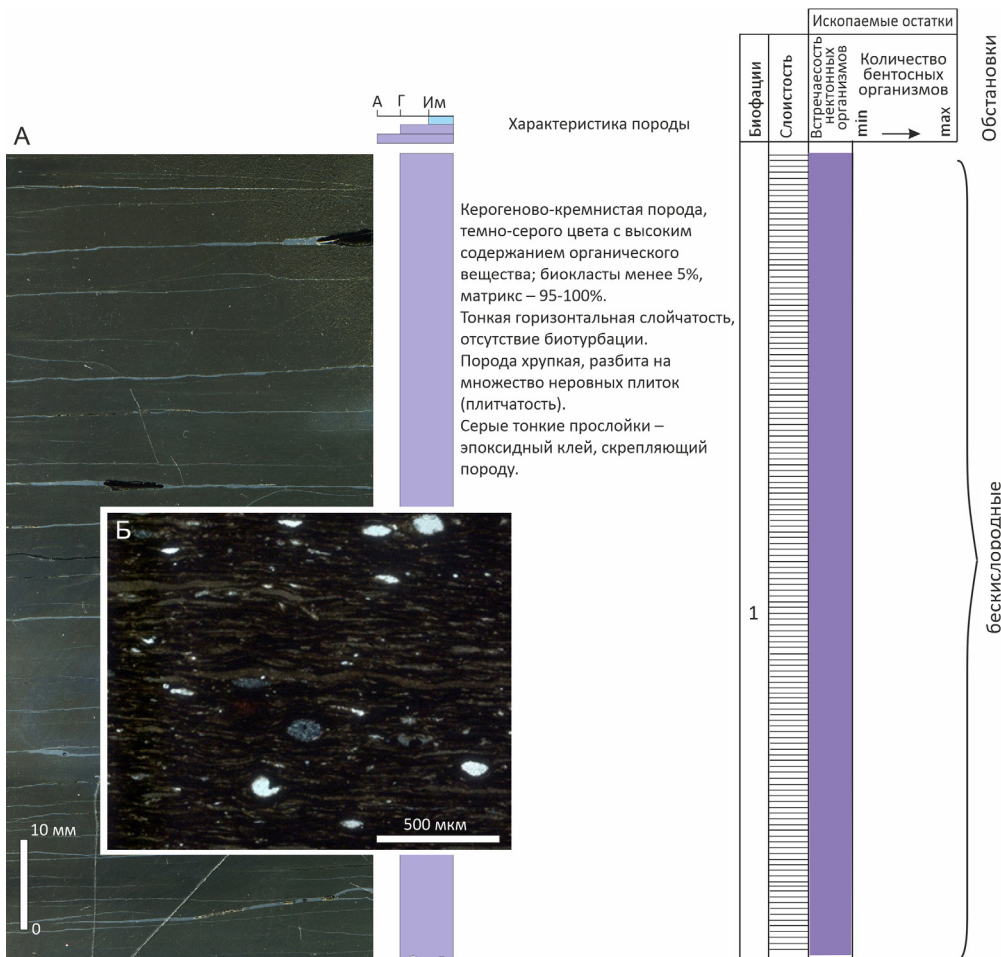


Рис. 8. Литологические и седиментологические особенности керогеново-кремнистых пород (биофация 1): А – шлифовка; скв. 1, гл. 1465,0 м; черепетский горизонт, турнейский ярус; светлые прослойки – оксидный клей; Б – шлиф керогеново-кремнистой породы с неравномерно-полосчатым распределением автохтонного планктоногенного органического вещества, с редкими включениями радиолярий (проходящий свет, николи скрещены); скв. 2, гл. 1366,0 м. Условные обозначения см. на рис. 13.

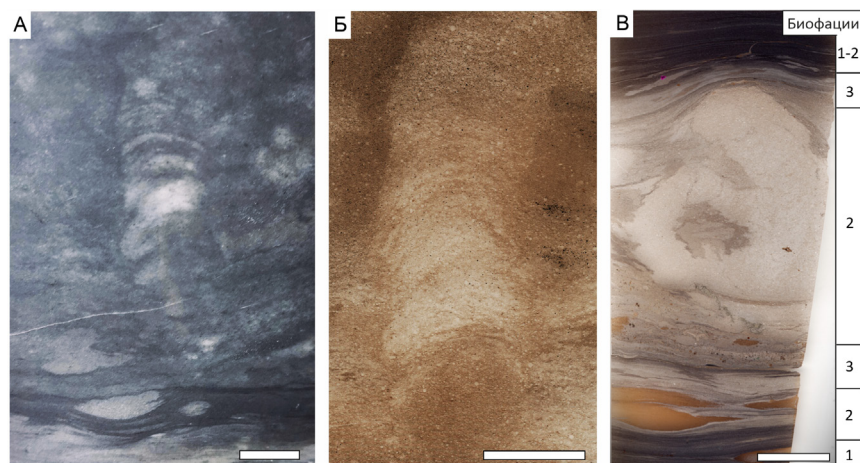


Рис. 9. Строматолиты и микробиальные биогермы биофаций 1, 2 и 3: А, Б) Столбчатый строматолит; А) в вертикальном сечении керна; Б) тот же образец в прозрачном шлифе; скв. 1, 1478 м, пограничный интервал девона и карбона; В) Микробиальная постройка в прозрачном шлифе; справа в вертикальных прямоугольниках обозначены номера биофаций; скв. 1, 1479 м, самые верхние слои фаменского яруса, заволжский горизонт. Масштабная линейка 1 см. Все фото – проходящий свет, николи параллельные.

микроскопом (рис. 10) и является свидетельством формирования таких известняков в условиях пониженного содержания кислорода.

Способность фотосинтезирующих цианобактериальных и нефотосинтезирующих серобактериальных матов оказывать влияние на осадконакопление в условиях пониженного содержания кислорода широко известна (Wignall, 1994). Цианобактериальные маты способны существовать в недонасыщенных кислородом и богатых сероводородом условиях (Kazmierczak et al., 2012), а при использовании аноксигенного фотосинтеза могут формировать строматолиты даже в условиях полного отсутствия кислорода (Bosak et al., 2007). Такие условия среды являются неблагоприятными для большинства бентосных организмов.

Практически все высшие беспозвоночные не могут переносить длительные периоды аноksии. Широкое распространение многоклеточных, использующих осадок и микробиальные маты в качестве пищи (биотурбация, эрозия), стало решающим фактором в резком сокращении микробиальных построек в геологической летописи фанерозоя по сравнению с докембрием. Бескислородные обстановки подавляют активность многоклеточных и, как следствие, позволяют микробиальным сообществам жить и сохраняться без помех (Mata, Vottjer, 2012). Например, в баженовской свите накопление отложений которой преимущественно проходило в относительно глубоководных обстановках с сероводородным заражением, также встречаются микробиальные образования (Бумагина и др., 2024; Юрченко, 2017).

Нахождение столбчатых строматолитов в глубоководных аноксических обстановках биофации 1 требует небольшого пояснения. Считается, что основной причиной образования слоистой текстуры строматолитов является фотосинтез, для которого требуется фотическая зона и, следовательно, относительно мелководье. Между тем, некоторые современные микробиальные маты образованы микробными сообществами, не использующими

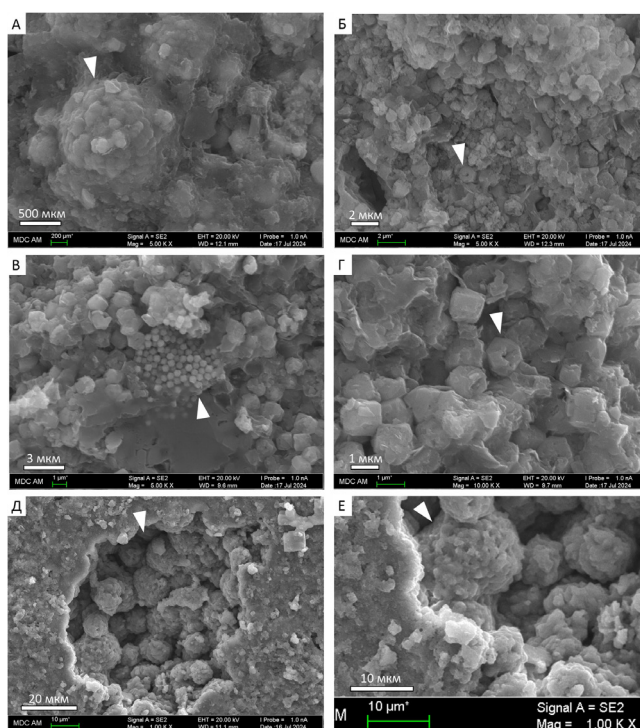


Рис. 10. Микробиальные постройки и слагающие их бактерии под электронным сканирующим микроскопом. А) Известняк микробиальный; скв. 1, гл. 1483,7 м; заволжский горизонт, фаменский ярус. Б) Известняк микробиальный в большем увеличении; скв. 1, гл. 1483,7 м; заволжский горизонт, фаменский ярус. В) Сульфатредуцирующие бактерии (фрамбоидный пирит); скв. 1, гл. 1476,9 м; карбонатный биогерм, обогащенный фосфатом кальция; черепетский горизонт, турнейский ярус. Г) Коккоидные бактерии под электронным сканирующим микроскопом. Скв. 1, гл. 1476,9 м, черепетский горизонт, турнейский ярус; Д) Скопление коккоидных бактерий, Скв. 1, гл. 1475,8 м; прослой кремня; черепетский горизонт, турнейский ярус. Е) строение коккоидных бактерий при большем увеличении; Скв. 1, гл. 1475,8 м; прослой кремня; черепетский горизонт, турнейский ярус.

фотосинтез в своей жизнедеятельности. В этих случаях, слоистая текстура и направление роста микробных матов определяются преимущественно скоростью осаждения поступающего извне матрикса (Lee et al., 2000).

Стоит также отметить, что на глубинах около 100 метров возможность фотосинтеза существует, поскольку зависимые от света экосистемы известны на глубинах до 150 метров (Loya et al., 2019). Столчатые строматолиты при этом считаются наиболее типичными именно для относительно глубоководных обстановок (Zhang et al., 2021).

Микробные постройки и входящие в их состав бактерии, показанные на снимках сканирующего электронного микроскопа (рис. 10), представляют собой минерализованные образования с признаками перекристаллизации. Поэтому их современный вид не полностью отражает исходную форму клеток. Различия в очертаниях связаны с тем, что каждая бактерия минерализовалась отдельно, а интенсивность процесса зависела от количества поступающего минерального вещества. Позднейшая перекристаллизация могла ещё сильнее подчеркнуть эти различия. У некоторых шаровидных образований на рис. 10 заметны грани. Это не противоречит их бактериальной природе: в карбонатных осадках фоссилзация клеточной оболочки происходит очень быстро из-за

высокой скорости кристаллизации кальцита и арагонита, что искажает первоначальную форму клеток и приводит к образованию более крупных кристаллов (Ископаемые бактерии..., 2011).

Подчеркнем, что бактерии на рис. 10 не относятся к фотосинтезирующим Chloobiaceae, которые выше рассматривались как возможные основные производители органического вещества нефтематеринских пород. Изображенные обызвествленные коккоидные формы, вероятно, способствовали образованию известняков за счет биологически индуцированной минерализации.

Биофация 2. Бескислородная, с накоплением сапропелевого органического вещества, радиоляриевого и кальцисферового ила. Литотипы, относимые к этой биофации, представлены широким спектром пород, среди которых керогеново-кремнистые, керогеново-карбонатные, а также смешанные керогеново-глинисто-кремнисто-карбонатные породы с различным сочетанием входящих в их состав компонентов (рис. 11). Органическое вещество имеет сходство с органическим веществом биофации 1, образуя либо обособленные волнистые линзочки, либо тонкие пленки, облекающие биокласты и минеральные зерна.

Отличия пород, отнесенных к биофации 2 заключаются в том, что, во-первых, содержащиеся в них биокласты

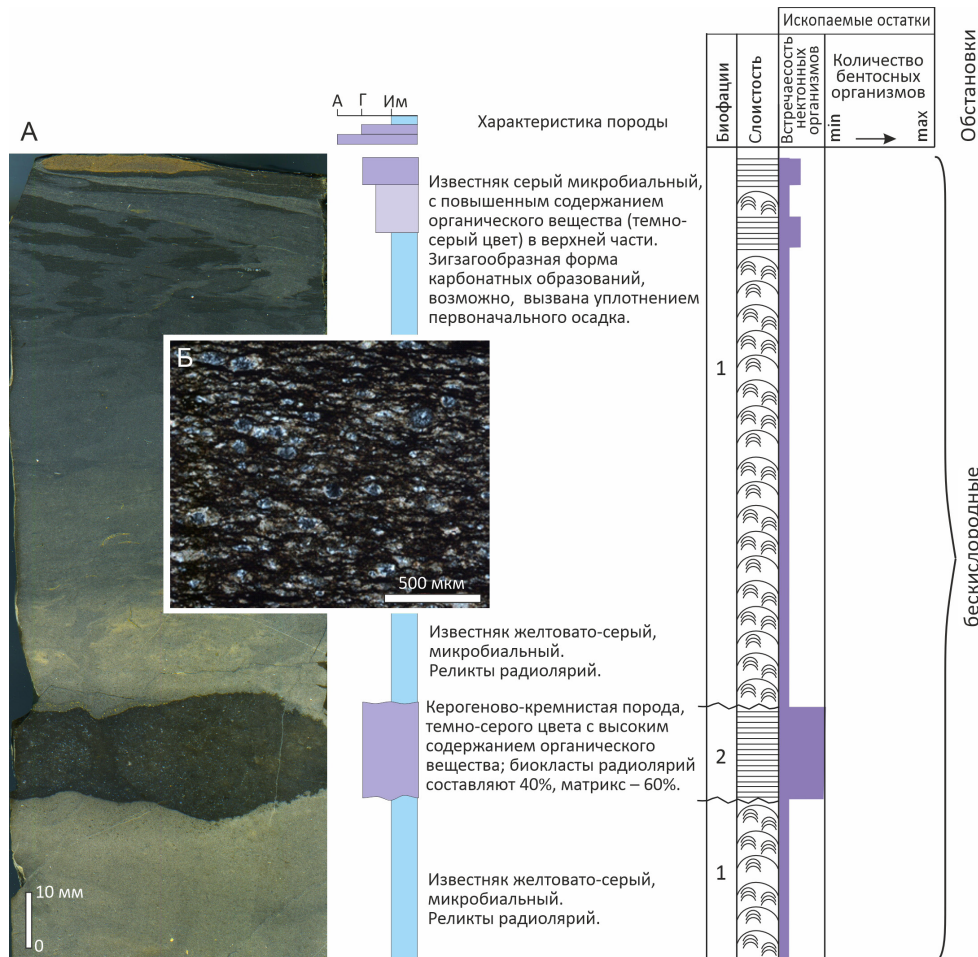


Рис. 11. Литологические и седиментологические особенности микробных известняков биофации 1 и керогеново-кремнистых пород биофации 2: А – пришлифовка; скв. 1, гл. 1468,0 м; черепетский горизонт, турнейский ярус; Б – шлиф керогеново-карбонатно-кремнистой породы с неравномерно-полосчатым распределением автохтонного планктоногенного органического вещества и большим содержанием радиолярий (проходящий свет, николи скрещены); скв. 2, гл. 1382,05 м; малевско-упинские отложения ближе не расчлененные. Условные обозначения см. на рис. 13.

включают как кремнистые (радиолярии), так и карбонатные (кальцисферы) разновидности, а во-вторых, содержание биокластов увеличивается до 40–60% (рис. 12А). Высокое содержание биокластов приводит к появлению в породах отдельных прослоев радиоляритов и прослоев, обогащенных карбонатными кальцисферами (рис. 12). Эти прослои окрашены в более светлые оттенки, вследствие чего текстура породы приобретает «слоистый» облик. Матрикс, составляющий в породе 60–40%, представлен керогеново-кремнисто-карбонатной изотропной микрозернистой массой.

Большое содержание радиолярий и кальцисфер – одноклеточных планктонных организмов – свидетельствует о том, что столб воды бассейна осадконакопления имел в своей верхней части небольшую по толщине оболочку (миксолимнион), в которой содержание кислорода было пригодно для существования планктона. Одновременно, нижняя, большая по толщине, часть столба воды (монимолимнион), характеризовалась бескислородными сероводородными условиями, пригодными для существования фотосинтезирующих анаэробных бактерий *Chlorobiaceae*, поставлявших на дно органическое вещество сапротельного типа.

Светлые желтовато-серые линзы, резко выделяющиеся на темном фоне породы (рис. 12А), представляют особый интерес. В поперечном сечении они действительно выглядят как линзообразные тела, но на поверхности напластования представляют собой протяженные ленты («хвосты дракона»), заполненные радиоляриями и фосфатизированными пелоидами, скрепленными *раскристаллизованным кремнеземом*. Содержание органического вещества в линзах резко *снижено* по сравнению с окружающей породой. Такой состав и морфология позволяют предположить, что эти образования могут представлять собой *заполненные ходы* донной бесскелетной макрофауны. Уплотнение первичного осадка может *являться причиной приплюснутой линзовидной формы* ходов в их поперечном сечении.

Наличие ходов донной макрофауны может указывать на периодическое кратковременное повышение содержания кислорода в придонных обстановках биофации 2. Океанографические исследования современного тихоокеанского побережья подтверждают эту возможность. В глубоководных районах континентальной окраины Северной (Thompson et al., 1985; Rhoads et al., 1991) и Южной Америки (Eteis et al., 1991) ниже бескислородного слоя водного столба обнаружен придонный горизонт с содержанием кислорода более 0,3 мл/л, который позволяет обитать бентосным организмам и биотурбировать осадок. Мы рассматриваем данную интерпретацию как рабочую гипотезу. Ее проверка требует отдельного ихнологического анализа ходов, в том числе с применением микротомографии.

Биофация 3. Слабокислородная с единичными признаками биотурбации. К этой биофации отнесены тонкие прослои (обычно 10 мм или первые сантиметры) глинисто-карбонатных пород, содержащих горизонтальные и вертикальные следы передвижения (ходы-норы) организмов-илоедов, нарушающие горизонтальную слойчатость первичного осадка (признаки биотурбации) (рис. 13, 14А). Следы сложены разноразмерными,

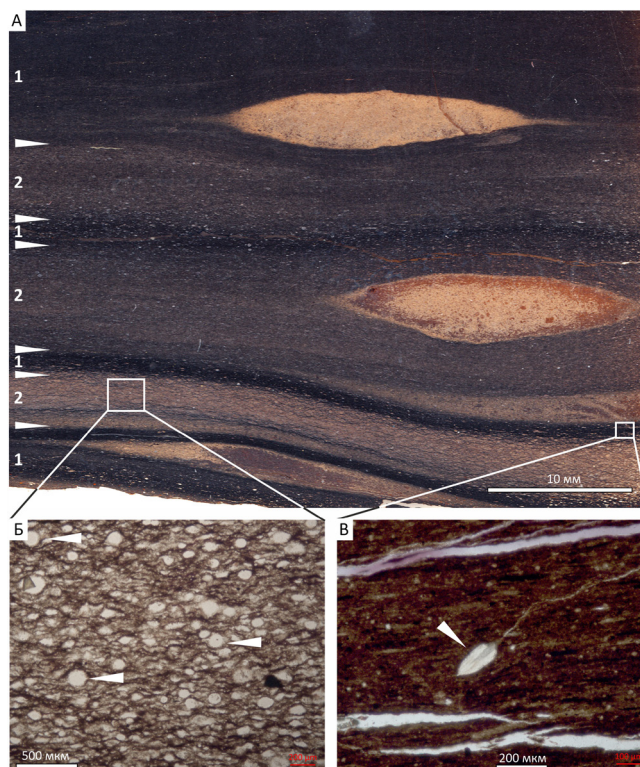


Рис. 12. Переслаивание интервалов пород с разным содержанием органического вещества, с разным количеством скелетных остатков (радиолярий и кальцисфер) и микробными включениями: А – прозрачный шлиф; слева белыми стрелками выделены прослои керогеново-кремнистых пород, относящиеся к биофациям 1 и 2 (обозначены цифрами); Б – фрагмент прослоя, сложенного преимущественно раковинами радиолярий (белые стрелки) и их детритом (?); В – фрагмент прослоя с высоким содержанием органического вещества; стрелкой отмечен биокласт (возможно, сечение конодонтового элемента), расположенный под наклоном к общей сланцеватости. Скв. 2, гл. 1381,05 м; турнейский ярус. Все фото – проходящий свет, николи параллельные.

несортированными и неокатанными минеральными зёрнами и биокластами. Последние представлены пелоидами, конодонтовыми элементами и костями рыб, т.е. как переваренными, так и непереваженными продуктами жизнедеятельности организмов-илоедов (рис. 14Б, В). В самих биотурбированных породах содержание органического вещества невелико, но в смежных прослоях содержание органического вещества может быть высоким.

Вышеуказанные признаки говорят о вероятном кратковременном повышении содержания кислорода в придонном слое воды и в осадке; благоприятном для обитания организмов-илоедов (червей и т.п.).

Биофация 4: Слабокислородная с бентосной фауной. Данная биофация включает тонкие прослои (обычно 10 мм или первые сантиметры) глинисто-карбонатных пород с ископаемыми остатками бентосных организмов: червей (сколекодонты), остракод, двустворчатых моллюсков, замковых брахиопод, иглокожих (фрагменты стеблей морских лилий). Биотурбация может отсутствовать (рис. 15А) или быть более или менее отчетливой (рис. 15Б, В). В самих породах или смежных прослоях может наблюдаться повышенное содержание органического вещества.

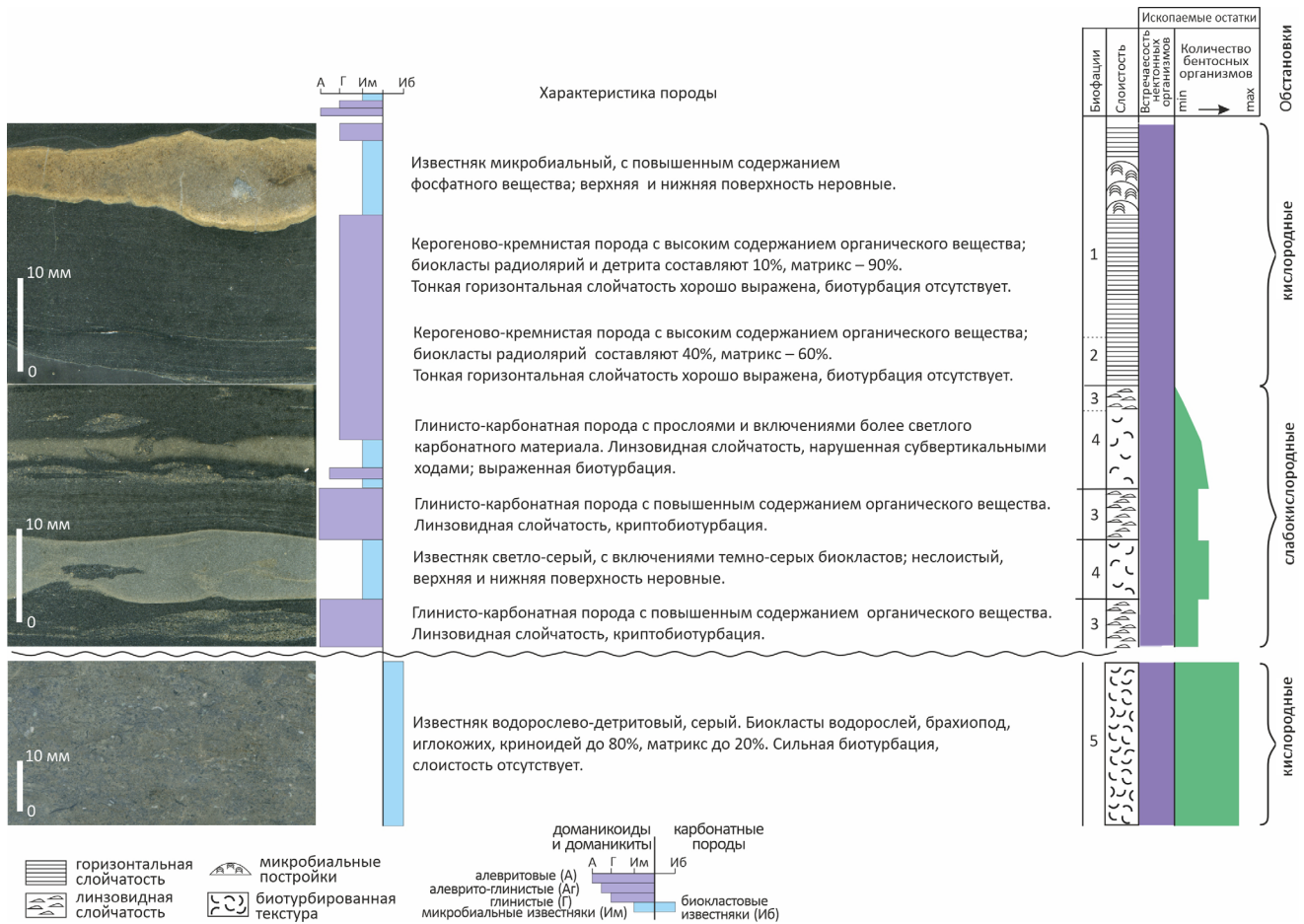


Рис. 13. Пример литологических и седиментологических особенностей пород, относящихся к биофациям 1, 2, 3, 4 и 5 в разрезе скв. 1, интервал 1478–1483 м; пограничный интервал девона и карбона

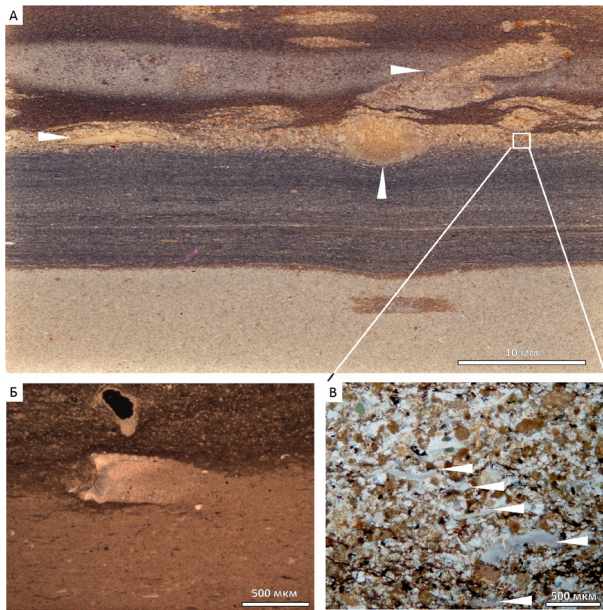


Рис. 14. Глинисто-карбонатная порода с ходами организмов-илоедов, заполненными продуктами их жизнедеятельности (биофация 3): А – прозрачный шлиф; видны субвертикальные и горизонтальные следы передвижения животных (белые стрелки), нарушающие первичную слоистость; Б – биотурбированная глинисто-карбонатная порода (в нижней части фотографии) с вероятно сохранившейся оболочкой организма-илоеда; В – содержимое ходов: материал разного состава и размера, несортированный и неокатанный, белые стрелки – конодонтовые элементы; николи скрещенные; скв. 1, 1479 м, пограничный интервал девона и карбона. Все фото – проходящий свет, николи параллельные.

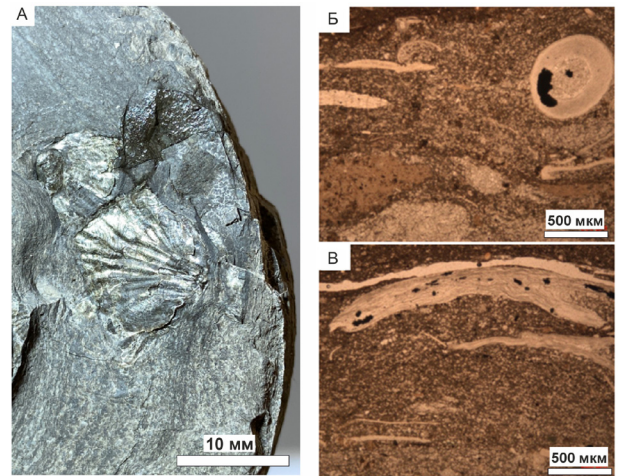


Рис. 15. Глинисто-карбонатные породы биофации 4: А – поверхность напластования тонкослойчатой породы с раковинами замковых брахиопод (биотурбация отсутствует); Б, В – глинисто-карбонатная порода с биокластами бентосных организмов и признаками биотурбации (субвертикально ориентированные биокласты); Б – биокласты двустворчатых моллюсков, иглокожих, литокласты микробных известняков; В – биокласты замковых брахиопод; скв. 1, 1479 м, пограничный интервал девона и карбона. Фото Б, В – проходящий свет, николи параллельные.

Наличие в породах остатков бентосных организмов свидетельствует о том, что на некоторых участках дна бассейна придонный слой воды и осадок характеризовались повышенным содержанием кислорода, которого было достаточно для существования довольно разнообразной, но мелкорослой, и в целом обедненной бентосной фауны. Можно предположить, что повышенное содержание кислорода наблюдалось на возвышенных участках дна бассейна, достигавших фотической зоны. После отмирания организмов, продукты разрушения их раковин и скелетов, совместно с карбонатным детритом, переносились придонными течениями в пониженные участки рельефа морского дна, где преимущественно накапливалось сапропелевое органическое вещество. Таким образом, в моменты повышения содержания кислорода в бассейне сапропелевый осадок начинал разбавляться биокластами бентосных организмов и карбонатным детритом, поступающим с возвышенных «кислородных» участков дна бассейна.

Биофация 5. Кислородная с карбонатным водорослевым осадконакоплением. К данной биофации отнесены известняки микритовые пелоидные водорослево-детритовые. В породах преобладают микробильно-водорослевые пелоиды (до 90% и более); содержание биокластов раковин замковых брахиопод, скелетов мшанок и иглокожих составляет менее 10% (рис. 16).

Присутствие водорослей и остатков бентосной фауны указывает на высокое содержание кислорода в придонном слое воды и в осадке. Разный размер пелоидов и биокластов позволяет сделать вывод о слабой активности придонных течений, сила которых недостаточна для сортировки разноразмерных компонентов осадка.

Биофация 6. Кислородная с карбонатным гетерозойно-водорослевым осадконакоплением и максимальной биотурбацией. К этой биофации отнесены единичные тонкие прослои органогенно-обломочных биокластово-водорослевых известняков, встречающиеся в скважине 2 (Бондюжское) в верхней части фаменского

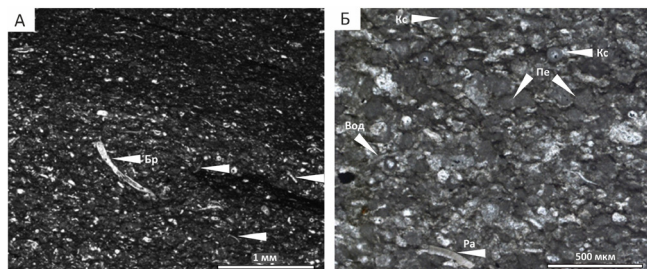


Рис. 16. Известняк пелоидный микробильно-водорослевый с повышенным содержанием органического вещества (биофация 5) в прозрачном шлифе; А – сверху вниз наблюдается постепенное увеличение степени биотурбации, подчеркнутой субвертикальной ориентировкой биокластов брахиопод (Бр) и других организмов; Б – порода более чем на 90% сложена комковатыми микробильно-водорослевыми агрегатами (пелоидами, Пе) сфероидальной формы; присутствуют единичные фрагменты раковин (Ра), удлиненные слоевища известковых водорослей (Вод) и округлые кальциферы (Кс). Верхний девон, фаменский ярус, заволжский надгоризонт; скв. 2, гл. 1392,00–1392,18 м (фото А.А. Ескина). Все фото – проходящий свет, николи параллельные.

яруса. Микробильно-водорослевые пелоиды образуют более 60% породы; биокласты брахиопод, мшанок, иглокожих составляют менее 40%; биотурбация максимальная (рис. 17).

Компонентный состав известняков и полная биотурбация первичного осадка свидетельствуют о максимальном содержании кислорода в придонном слое воды и в осадке. Большое количество несортированных разноразмерных пелоидов и биокластов является индикатором придонных течений.

4.5. Анализ распределения биофаций по разрезам изученных скважин

Распределение биофаций в разрезах скважин 1 (Первомайское) и 2 (Бондюжское) представлено в виде литологических колонок и схем, включающих данные о текстурных признаках пород, уровнях с палеонтологическими остатками и таксономических группах организмов, обнаруженных на этих уровнях (рис. 18, 19).

Литологические колонки разделены на две части, левая из которых показывает породы с высоким содержанием органического вещества – доманикиты, доманикоиды и генетически связанные с ними микробильные известняки, т.е. породы «черносланцевой» (black shales) нефтематеринской системы осадконакопления, отличающейся пониженным содержанием кислорода. Правая часть литологической колонки демонстрирует отложения, сформировавшиеся преимущественно в кислородных условиях, при существенном привносе алевритового и глинистого материала из области сноса.

Доманикоиды и доманикиты в литологических колонках условно подразделены по своему внешнему облику на глинистые и алевритовые разности. В глинистых породах преобладают минеральные включения пелитовой размерности, в алевритовых – включения, биокласты и детрит алевритовой размерности. Отмечены также переходные глинисто-алеваитовые разности.

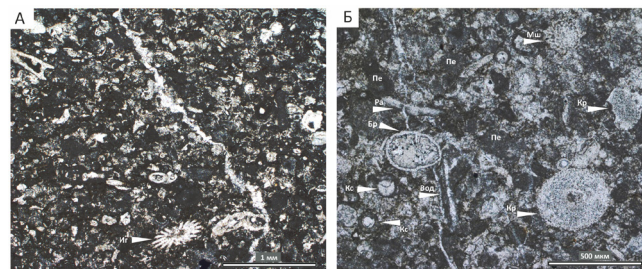


Рис. 17. Известняк биокластово-пелоидный (пакстоун) в прозрачном шлифе (биофация 6); А – полностью биотурбированная текстура; признаки слоистости и слоистости не наблюдаются; Б – темно-серые округлые агрегаты пелоидов (Пе) имеют разные размеры и ориентацию; трубочки известковых водорослей (Вод) ориентированы в перпендикулярных направлениях друг к другу; крупные биокласты иглокожих (Иг), криноидей (Кр), мшанок (Мш) и брахиопод (Бр) несут на своей внешней поверхности следы эрозии и/или переноса; микрозернистый цемент полностью заполняет пространство между пелоидами и биокластами. Верхний девон, фаменский ярус, заволжский надгоризонт; скв. 2, гл. 1395,66–1395,87 м (фото А.А. Ескина). Все фото – проходящий свет, николи параллельные.

Скв. 1 Первомайское

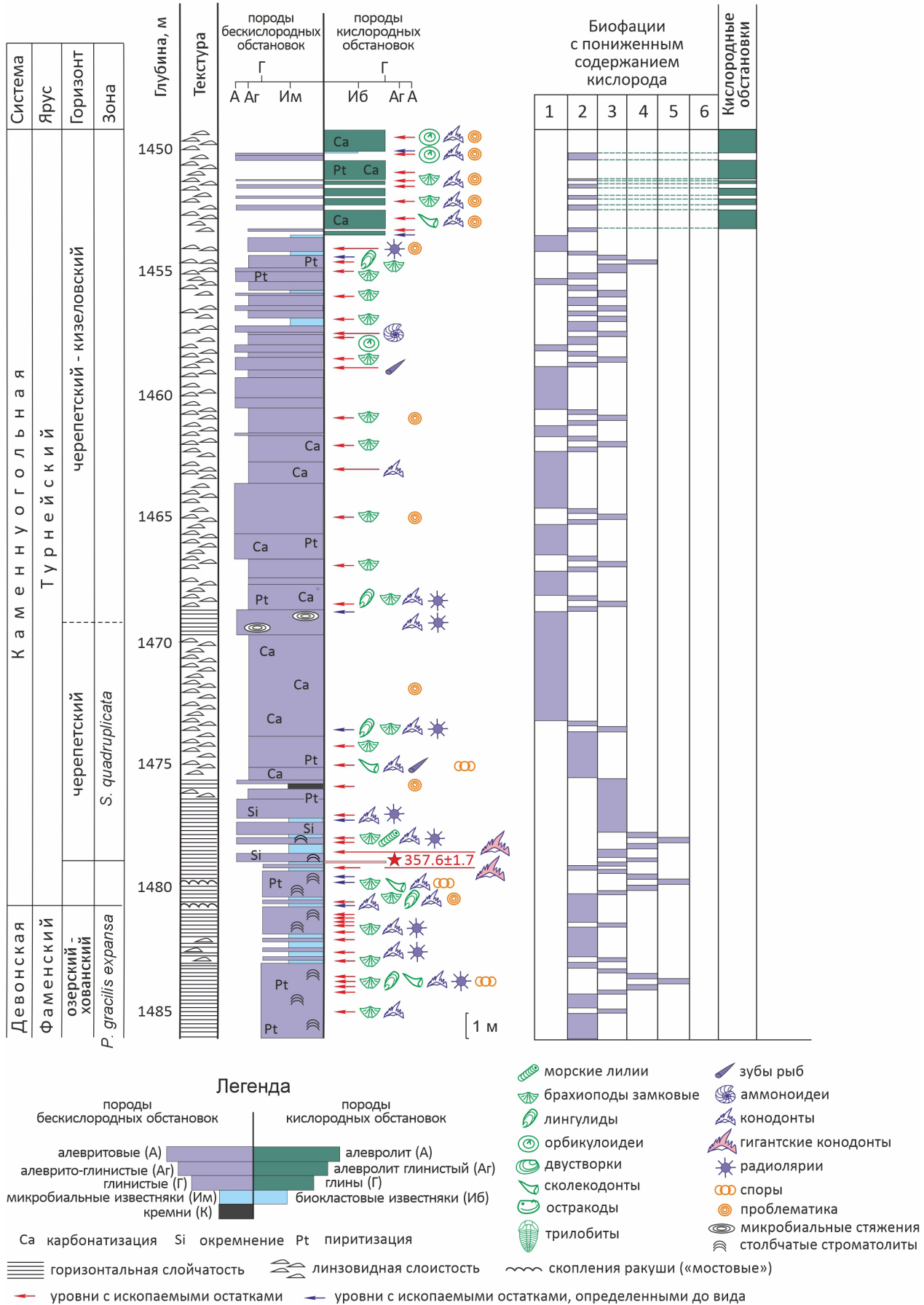


Рис. 18. Схема распределения биофаций в разрезе скв. 1 (Первомайское); красная звезда – радиоизотопная U–Pb LA-ICP-MS датировка (в млн лет) цирконов из прослоя вулканического туфа (Силантьев и др., 2025); цветовые обозначения ископаемых остатков: зеленым цветом обозначены бентосные организмы, обитавшие на дне бассейна, фиолетовым цветом – планктонные и нектонные организмы, обитавшие в толще водного столба, оранжевым цветом – остатки растительного происхождения

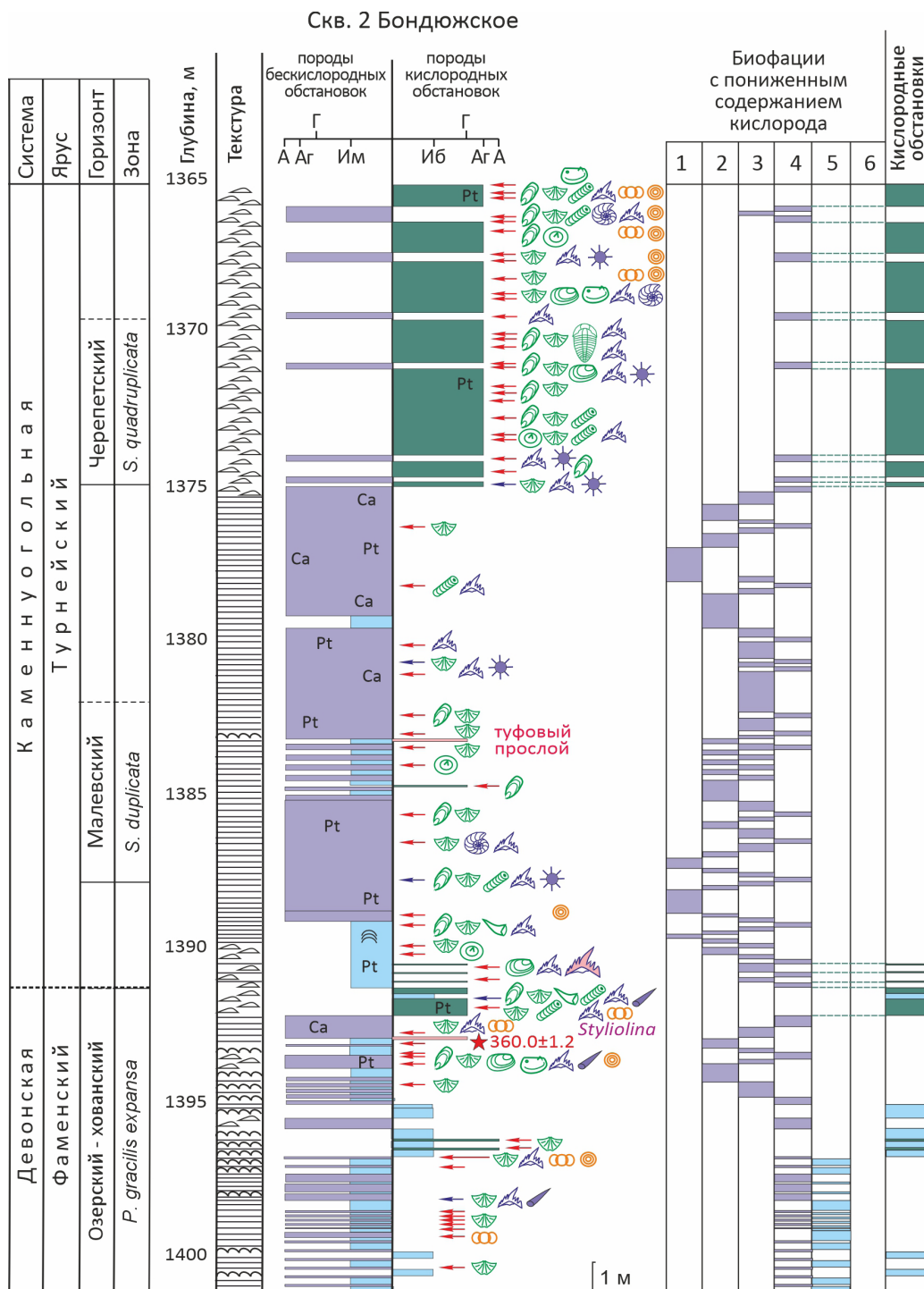


Рис. 19. Схема распределения биофашии в разрезе скв. 2 (Бондюжское); красная звезда – радиоизотопная U–Pb LA-ICP-MS датировка (в млн лет) цирконов из прослоя вулканического туфа (Силантьев и др., 2025); остальные условные обозначения см. на рис. 18

Скважина 1, пройденная в осевой зоне прогиба, имеет наибольшее количество прослоев с включениями пелитовой и глинисто-алевритовой размерности, в то время как в скважине 2, пройденной на борту прогиба, включения в доманикитах и доманикоидах имеют алевритовую размерность.

Разрез обеих скважин завершается карбонатно-терригенными отложениями, сформировавшимися в кислородных условиях. Это мягкие глинистые аргиллитоподобные и более плотные глинисто-алевритовые породы с хорошо выраженной линзовидной сланцеватостью, подчеркнутую

прерывистыми микрослойками и линзочками. Породы пиритизированы и легко распадаются на отдельные линзы, а сами линзы при добавлении воды легко разрушаются с образованием черной суспензии.

Анализ распределения биофашии по разрезам изученных скважин (рис. 18 и 19) показывает, что в сарайлинской толще наблюдается частое (в среднем слои по 10 мм) чередование биофашии с разным уровнем содержания кислорода, и соответственно с разным количеством органического вещества (ТОС). Наиболее четко это чередование выражено по всему разрезу скважины 2, характеризующей

склоновую зону прогиба. В разрезе скважины 1, характеризующей осевую зону прогиба, частое чередование биофаций отмечено в фаменском интервале (заволжские слои), в нижних слоях турнейского яруса и в верхней части вскрытого разреза, в интервале смены доманикоидного (с пониженным содержанием кислорода) осадконакопления на терригенное «кислородное» осадконакопление.

Частое чередование биофаций позволяет сделать вывод о том, что уровень содержания органического вещества (ТОС) по разрезу сарайлинской толщи является очень неравномерным и контролируется многими факторами – уровнем кислорода в толще древнего бассейна; перемешиванием водного столба (перемешиванием бескислородных и кислородных вод); слабыми придонными течениями, перераспределявшими органические и минеральные компоненты осадка.

Биофациальный анализ верхней части разреза обеих скважин фиксирует повышение содержания кислорода в осадке. Это повышение обосновывается увеличением количества прослоев с остатками бентосных организмов, разнообразие которых повышается (пример – рис. 19, интервал 1365–1375 м). Кроме этого, в породах верхней части разреза наблюдается повышенное содержание органического вещества растительного происхождения (споры и проблематика) и глинисто-алевритового материала, что может быть связано с поступлением материала из области сноса (рис. 20).

Колебания кислородного режима, наблюдаемые в разрезах ККСР, сопоставимы с аналогичной изменчивостью в девонско-каменноугольных разрезах Западной Канады (Ferri et al., 2021; Kabanov, 2022), Центральной Европы (Trapp et al., 2004; Myrow et al., 2014), Южного Китая (Liu et al., 2012; Xu et al., 2024). Сходная изменчивость зафиксирована в разрезе 150-тиметровой осадочной толщи с повышенным содержанием органического вещества континентального склона Перуанского побережья (Emeis et al., 1991), возраст которой оценивается в 2 млн лет (Kallmeyer et al., 2025).

4.6. Скорость накопления осадков сарайлинской толщи

Анализ скоростей накопления осадков позволяет выделить и обособить доманиковый интервал рассматриваемого разреза, относимый к сарайлинской толще. Доманикитовые и доманикоидные осадки накапливались с наименьшей скоростью по сравнению с породами других типов – карбонатными и терригенными (рис. 21). Скорость накопления (усредненная) доманикоидных пород, без учета коэффициента уплотнения осадков, составляет примерно 10 метров уплотненных пород за 1 млн лет (или 1 см/1000 лет; или 1 мм/100 лет). Полученные значения сопоставимы с оценками для конденсированных черносланцевых толщ события Hangenberg в Германии (Trapp et al., 2004), Польше (De Vleeschouwer et al., 2013), Южном Китае (Xu et al., 2024) и Западной Канаде (Ferri et al., 2021). Такая низкая скорость накопления доманиковых пород объясняет небольшие значения (первые сантиметры) толщин различных биофаций в разрезах скважин (рис. 18, 19).

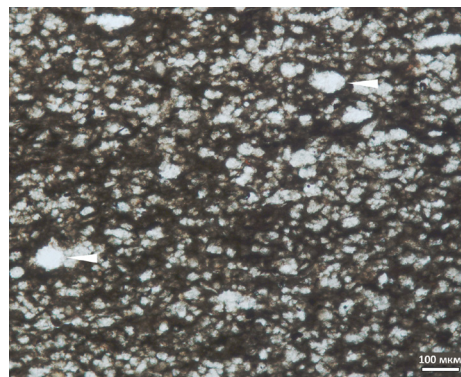


Рис. 20. Прослой песчанистого алевролита в черепетских отложениях скв. 2 (Бондюжское); гл. 1374,8 м; белые стрелки – единичные раковины радиолярий (проходящий свет, николи параллельные)

Отметим, что при значении коэффициента уплотнения доманиковых пород равным 1:10, оценочная скорость накопления осадков, еще не подвергшихся литогенезу и уплотнению, будет иметь значения в 10 раз больше: 100 метров уплотненного осадка за 1 млн лет (или 10 см/1000 лет; или 10 мм/100 лет). Эти значения близки к скоростям накопления современных глубоководных осадков с повышенным содержанием органического вещества (Kallmeyer et al., 2025).

Смена накопления осадков с повышенным содержанием органического вещества на накопление терригенных или карбонатных осадков приводит к резкому увеличению скорости осадконакопления – в 5 раз для терригенных осадков и в 10 раз для карбонатных осадков (рис. 21).

Исходя из полученных данных, можно высказать предположение о нецелесообразности объединения в одном стратиграфическом подразделении (свите, толще) осадков разных седиментационных систем, доманиковой (нефтематеринские породы), карбонатной и терригенной (потенциальные коллектора). Такое объединение приводит к тому, что на практике для разграничения интервалов с разными свойствами приходится использовать уточняющие детали (верхняя часть, нижняя часть и т.п.), что приводит к усложнению понимания стратиграфических терминов.

Интервал, относимый к «сарайлинской толще», целесообразно ограничить породами с высоким содержанием органического вещества (доманикитами и доманикоидами); интервалы с карбонатными (в том числе клиноформными) и/или терригенными породами целесообразно отделить от сарайлинской толщи и выделить под другими наименованиями, как это предложено в Актуализированной стратиграфической схеме нижнего карбона Волго-Уральского субрегиона (Фортунатова и др., 2023).

4.7. Условия осадконакопления сарайлинской толщи

Обобщение полученных результатов по биоседиментологическому и биофациальному изучению ядра и литературных данных по условиям накопления осадков с высоким содержанием органического вещества

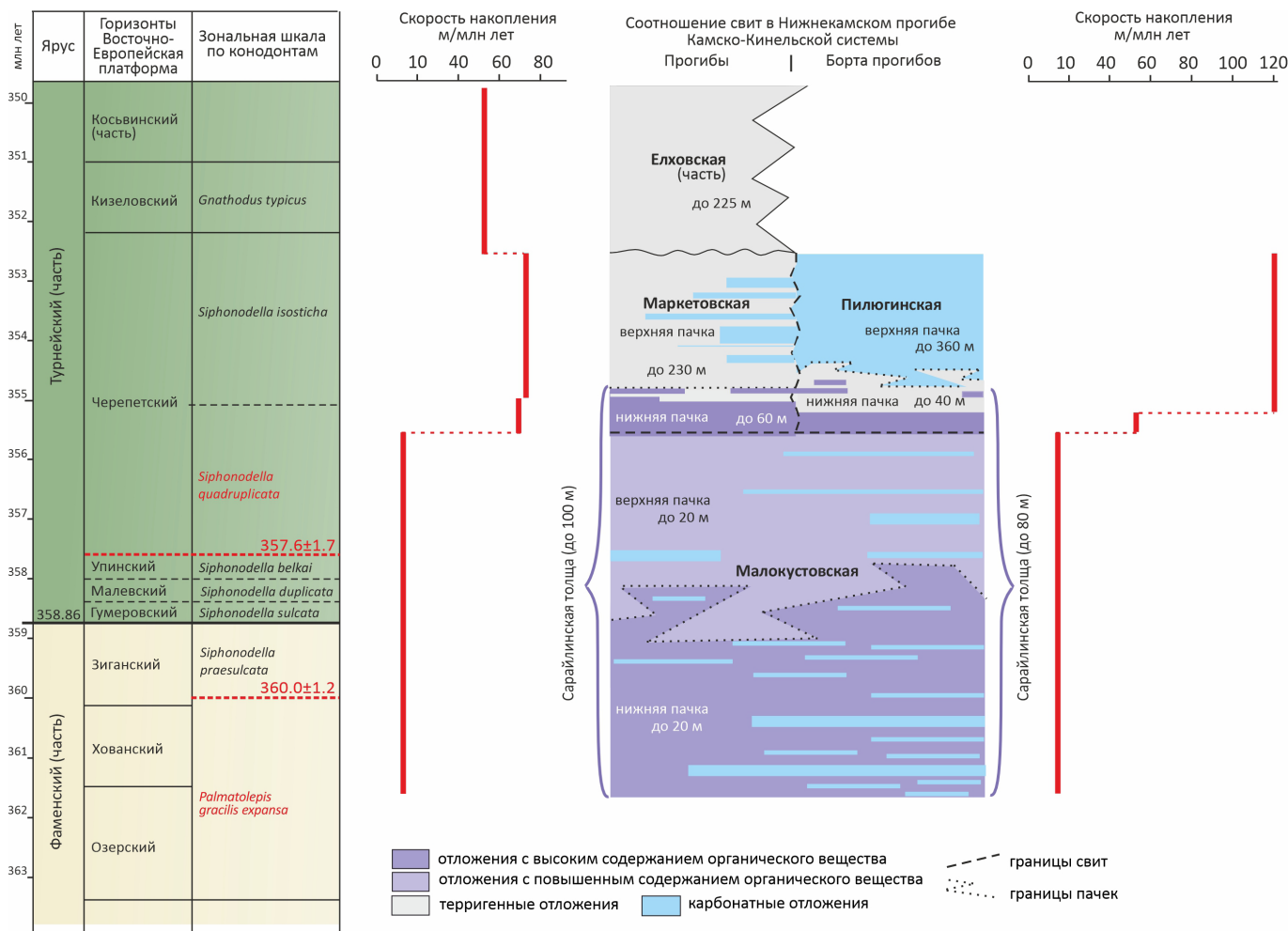


Рис. 21. Скорости накопления (усредненные) доманиковых, терригенных и карбонатных турнейских отложений Нижнекамского прогиба; показаны радиоизотопные U–Pb LA-ICP-MS датировки цирконов из прослоев вулканических туфов (Силантьев и др., 2025)

(Southam et al., 1982; Allison et al., 1995; Wignall, Hallam, 1991; Wignall, 1994; Emeis et al., 2000a, 2000b; Rohling, 1994; Warning, Brumsack, 2000; Flügel, 2010; Kabanov, Jiang, 2020; Kabanov et al., 2023a, b и др.) позволило предложить схемы осадконакопления отложений сарайлинской толщи для разных условий состояния бассейна.

Бескислородные сероводородные условия. В периоды, когда весь столб воды (толщиной около 100 м), характеризовался бескислородными сероводородными условиями, бассейн был пригоден только для существования фотосинтезирующих анаэробных бактерий Chlorobiaceae, которые являются основным поставщиком органического вещества сапропелевого типа в осадки нефтематеринских пород (рис. 22). В эти периоды на всем пространстве дна бассейна происходило накопление сапропелевого органического вещества (биофация 1).

Зоны полной эксинии в ККСП аналогичны обстановкам, установленным в фаменско-турнейских черных сланцах Западной Канады (Ferri et al., 2021; Kabanov, 2022), Центральной Европы (Trapp et al., 2004; Murgow et al., 2014), Южного Китая (Liu et al., 2012; Xu et al., 2024).

Стратифицированный столб воды бассейна. В периоды, когда столб воды бассейна был стратифицирован, т.е. подразделен на две оболочки: верхнюю (миксолимнион), обогащенную кислородом, и нижнюю (монимолимнион),

бескислородную, формировались осадки, различающиеся по своему составу (биофации 2, 3 и 4) (рис. 23). Верхняя оболочка водного столба характеризовалась высоким содержанием кислорода и была пригодной для существования планктонных (радиолярии, кальцисферы) и нектонных (конодонты, аммоноидеи, рыбы) организмов. Остатки этих организмов, по мере их отмирания, поставлялись на дно бассейна, где формировали, в частности, радиоляриевые и кальцисферовые слои (биофация 2).

В то же самое время, нижняя оболочка водного столба характеризовалась бескислородными сероводородными условиями, в которых обитали фотосинтезирующие анаэробные бактерии Chlorobiaceae, поставлявшие на дно органическое вещество сапропелевого типа (биофация 1).

В моменты перемешивания кислородного и бескислородного слоев воды (в результате штормового воздействия, течений и др.), когда вода, обогащенная кислородом достигала возвышенных участков дна бассейна, эти участки могли заселяться обедненным сообществом бентосных организмов (известковые водоросли, замковые брахиоподы, морские лилии). На таких участках формировались смешанные глинисто-карбонатные осадки с повышенным содержанием органического вещества и с признаками биотурбации (биофации 3 и 4). Продукты разрушения карбонатных скелетных тканей бентосных организмов могли

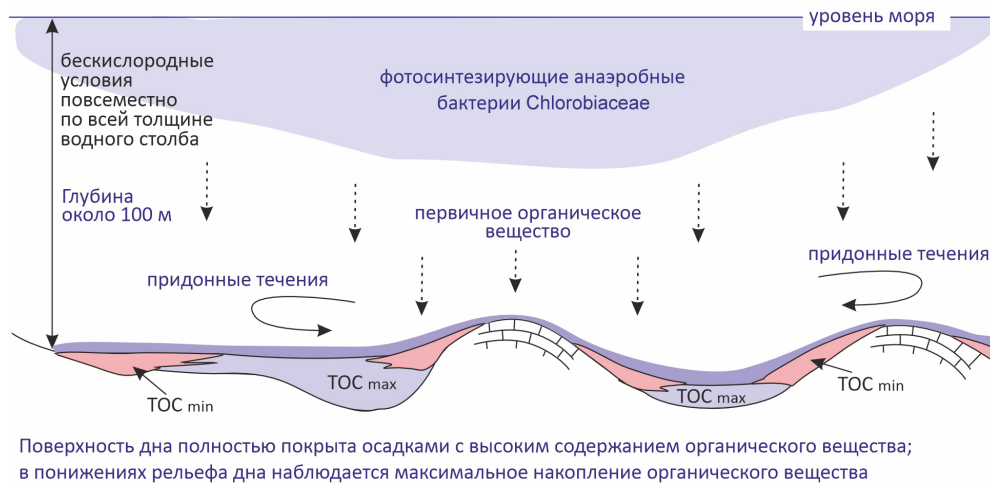


Рис. 22. Схема осадконакопления сарайлинской толщи в периоды бескислородных сероводородных условий по всей толщине водного столба

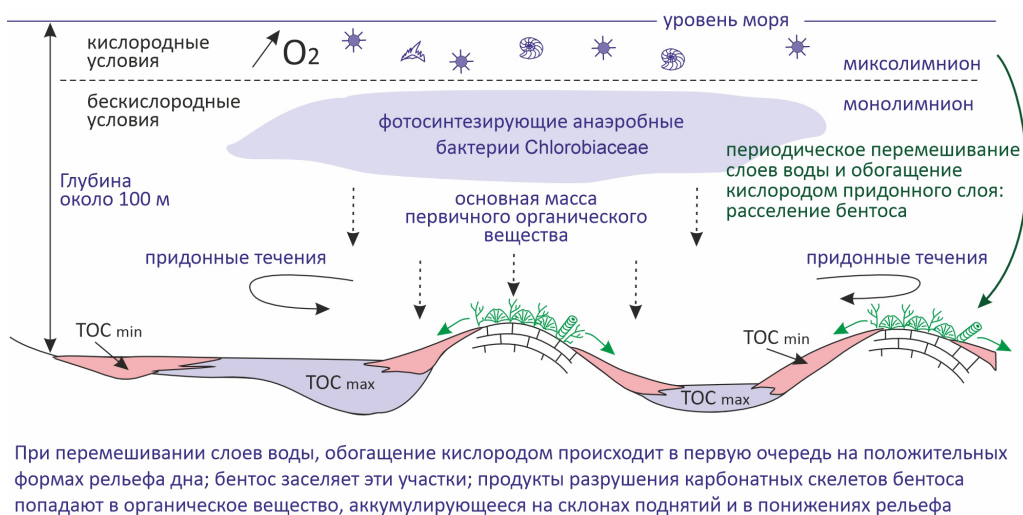


Рис. 23. Схема осадконакопления сарайлинской толщи в периоды разделения водного столба на кислородную и бескислородную оболочки

переноситься придонными течениями на склоны поднятий и в понижения рельефа дна бассейна, где они смешивались с органическим веществом (биофация 2).

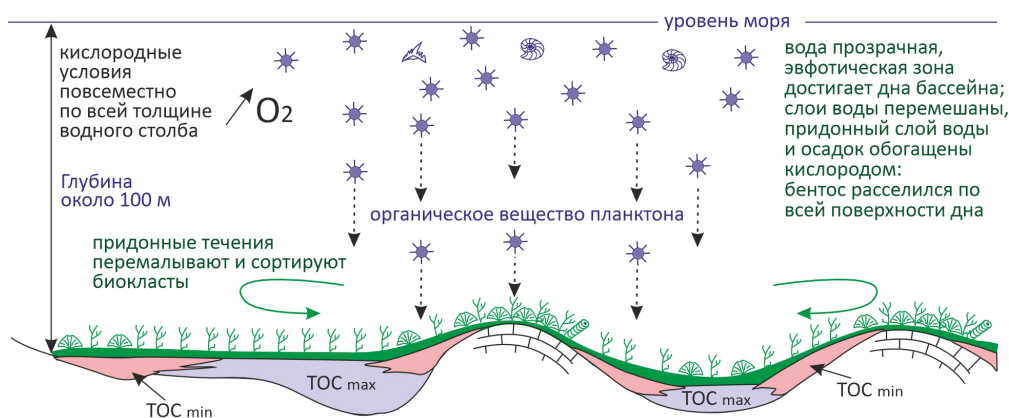
Сценарий с кислородной поверхностной зоной и бескислородным придонным слоем подтверждается не только данными по Восточно-Европейской платформе (Kabanov, Jiang, 2020; Kabanov et al., 2023a, b; Silantiev et al., 2024), но и аналогами в фаменско-турнейских черных сланцах Западной Канады (Ferri et al., 2021; Kabanov, 2022), Центральной Европы (Trapp et al., 2004; Murgow et al., 2014), Южного Китая (Liu et al., 2012; Xu et al., 2024), а также в современных обстановках (Emeis, et al., 1991; 2000a, 2000b; Rhoads et al., 1991; Rohling, 1994; Warning, Brumsack, 2000 и др.).

Кислородные условия. В кратковременные периоды, когда водная масса бассейна полностью насыщалась кислородом и очищалась от бескислородного слоя, заселенного анаэробными бактериями семейства Chlorobiaceae, эвфотическая зона достигала дна. Это позволяло бентосным организмам заселять всю поверхность дна, тогда как водная толща служила средой обитания для планктонных и нектонных форм (рис. 24).

Повсеместное расселение бентосных организмов приводило к накоплению органогенно-обломочных биокластово-водорослевых осадков (биофации 5 и 6). Разный размер пелоидов и биокластов в породах позволяет сделать вывод о слабой активности придонных течений, сила которых была недостаточной для сортировки разноразмерных компонентов осадка.

Периоды полной аэрации фиксируются и в других бассейнах с доломитовыми и эквивалентными отложениями (например, Ferri et al., 2021; Kabanov et al., 2023b и др.), где они сопровождаются массовым заселением дна бентосом и повышением разнообразия фауны.

В целом, предложенные схемы объясняют частое чередование биофаций в разрезе, увязывая его с изменением обстановок в водной толще бассейна и на поверхности его дна. Подчеркнем, что во всех изученных породах наблюдаются признаки постседиментационных преобразований, включая уплотнение осадка, вторичное кремнение и локальную перекристаллизацию карбонатного компонента. Эти процессы могли изменять структуру и текстуру пород, влияя на последующее перераспределение углеводородов в трещинно-поровом пространстве. Детальная



Поверхность дна целиком покрыта карбонатным бактериально-водорослевым илом с биокластами

Рис. 24. Схема осадконакопления сарайлинской толщи в моменты относительно высокого содержания кислорода по всей толщине водного столба

реконструкция диагенетической и катагенетической истории требует отдельного комплекса данных и не входила в задачи данной работы. Выделенные биофации отражают первичные условия осадконакопления и сохранности органического вещества в изученном бассейне.

Выводы

1. В пограничных девонско-каменноугольных отложениях скв. 1 (Первомайское) и скв. 2 (Бондюжское) Сарайлинского прогиба ККСП определены конодонтовые зоны стандартной конодонтовой шкалы: в верхней части фамена – зона *expansa*, в нижней части турне – зоны *duplicata* и *quadruplicata*.

2. Между выделенными зональными подразделениями девона и карбона в обеих скважинах имеется интервал, который предположительно отвечает конодонтовым зонам *praesulcata* (верхний фамен) и *sulcata* (основание турне), т.е. пограничным зонам девонской и каменноугольной систем. В скважине 1 этот интервал зафиксирован на гл. 1479,80–1477,95 м и имеет мощность 1,85 м. В скважине 2 этот интервал, мощностью 3 м, определен на гл. 1391,60–1387,95 м.

3. Отложения фаменского и нижней части турнейского ярусов Сарайлинской впадины ККСП формировались в глубоководной морской обстановке. В черепетское время произошло постепенное обмеление морского бассейна, сопровождавшееся увеличением привноса терригенного материала. Постепенность этих процессов подтверждается переслаиванием доманиковых и терригенных пород в верхней части разреза обеих скважин.

4. Установлены шесть биофаций, которые отвечают кислородным, слабокислородным и бескислородным обстановкам. Каждая биофация отличается количеством и разнообразием экологических групп ископаемых организмов (планктона, псевдопланктона, нектона и бентоса), интенсивностью развития микробных построек, а также текстурой и ихнотекстурой пород.

5. В разрезе сарайлинской толщи наблюдается тонкое (от первых метров до первых сантиметров) чередование горных пород, отвечающих биофациям с разным уровнем кислорода, и соответственно с разным процентным содержанием органического вещества. На склоновых участках

(скв. 2) это чередование выражено наиболее четко. Таким образом, содержание органического вещества по разрезу сарайлинской толщи является неравномерным и контролируется многими факторами – уровнем кислорода в толще древнего бассейна; перемешиванием водного столба (бескислородных и кислородных вод); придонными течениями, перераспределявшими органические и минеральные компоненты осадка.

6. Скорость накопления (усредненная) доманикоидных отложений, с учетом уплотнения осадков, составляет 10 метров за 1 млн лет (или 1 см / 1000 лет; или 1 мм / 100 лет). Такая низкая скорость накопления осадков объясняет небольшие значения (первые сантиметры) толщин различных биофаций в разрезе скважин.

7. Смена осадконакопления осадков с повышенным содержанием органического вещества на накопление терригенных или карбонатных осадков приводила к резкому увеличению скорости осадконакопления – в 5 раз для терригенных осадков и в 10 раз для карбонатных осадков.

Финансирование/Благодарности

Мы благодарим компанию ПАО «Татнефть» за предоставленные данные и разрешение на их использование в данной публикации. Биофациальные исследования Д.Н. Мифтахутдиновой выполнены частично за счет средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания проект № FZSM-2023-0023 в сфере научной деятельности.

Авторы выражают благодарность рецензентам и редактору за комментарии и замечания, позволившие значительно улучшить качество статьи.

Литература

- Аверьянов В.И. (1960). Условия образования сарайлинской толщи Татарии. *Геология нефти*, 2, с. 25–28.
- Алексеев В.П. (2014). Атлас субаквальных фаций нижнемеловых отложений Западной Сибири (ХМАО-Югра). Екатеринбург: УГГУ, 284 с.
- Алексеев В.П. (2019). Нефтегазовая литология: учебное пособие. Екатеринбург: УГГУ, 576 с.
- Амон Э.О. (2011). Палеонтология микрофоссилий (микрорепалеонтология): учебное пособие. Екатеринбург: УГГУ, 520 с.
- Ахмадишин Ф.Ф., Львова И.В., Каримов М.Ф., Миронов Д.А., Халикова Д.А., Аскарлов Р.Ф. (2023). Укрепление стенок скважин

с использованием силикатов щелочных металлов. *Нефтяное хозяйство*, 9, с. 34–37. <https://doi.org/10.24887/0028-2448-2023-9-34-37>

Бумагина В.А., Мартынюк Е.В., Чергина К.Н. (2024). Находки микробиолитов в баженовской свите. *Экспозиция Нефть Газ*, 7, с. 20–24. <https://doi.org/10.24412/2076-6785-2024-7-20-24>

Войтович Е.Д. (2003). Тектоника осадочного чехла. *Геология Татарстана: Стратиграфия и тектоника*. Под ред. Б.В. Бурова. Москва: ГЕОС, с. 313–336.

Геология и нефтеносность Камско-Кинельских прогибов (1970). Под ред. В. И. Троепольского. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 307 с.

Грачевский М.М. (1959). Особенности строения и формирования Камско-Кинельской впадины в Куйбышевском Заволжье и Татарии. *Доклады АН СССР*, 125(6), с. 1311–1314.

Губарева В.С. (2003). Каменноугольная система. *Геология Татарстана: Стратиграфия и тектоника*. Под ред. Б.В. Бурова. Москва: ГЕОС, с. 103–124.

Зональная стратиграфия фанерозоя России (2006). Под ред. Т.Н. Корень. СПб.: ВСЕГЕИ, 256 с.

Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах (2011). Под ред. А.Ю. Розанова, Г.Т. Ушатинской. Москва: ПИН РАН, 172 с.

Клещев А.И., Киров В.А., Петропавловский В.В. (1957). О возрасте сарайлинской терригенной толщи Татарии. *Геология нефти*, 12, с. 48–59.

Клещев А.И., Петропавловский В.В., Киров В.А. (1959). Некоторые данные о строении сарайлинской толщи Татарии. *Стратиграфия нижней части нижнего карбона Волго-Уральской области Русской платформы*. Под ред. С.В. Семихатовой. Москва: Гостоптехиздат, с. 104–110.

Лозин Е.В. (2002). Глубинное строение и нефтегазосность Волго-Уральской области и смежных территорий. *Литосфера*, 3, с. 45–68.

Мавринская Т.М., Шарипова А.Р., Пазухин В.Н. (2023). Конодонты фаменского яруса верхнего девона – турнейского яруса нижнего карбона Магнитогорского рудного поля. *Геологический вестник*, 3, с. 87–97. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2023-3-8>

Мирчинк М.Ф., Хачатрян Р.О., Громека В.И., Митрейкин Ю.Б., Мкртчян О.М., Нартов Г.В. (1965). Тектоника и зоны нефтегазонакопления Камско-Кинельской системы прогибов. Москва: Наука, 214 с.

Мирчинк М.Ф., Хачатрян Р.О., Мкртчян О.М. (1962). Тектоника и происхождение Камско-Кинельской системы прогибов. *Вопросы тектоники нефтеносных областей*. Москва: Изд-во АН СССР, с. 86–101.

Мкртчян О.М. (1964). Верхнедевонские рифы и их роль в формировании нефтеносных структур востока Урало-Поволжья. Москва: Наука, 117 с.

Мкртчян О.М. (1980). Закономерности размещения структурных форм на востоке Русской плиты. Москва: Наука, 135 с.

Пазухин В.Н., Кулагина Е.И. (2014). Стратиграфия карбона Зилаирского синклиория (Южный Урал). *Бюллетень МОИП. Отд. геол.*, 89(6), с. 19–44.

Плотицын А.Н., Пономаренко Е.С., Вевель Я.А. (2018). Турнейские глубоководные отложения бассейна р. Уса (Полярный Урал). *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 13(3), с. 1–34. http://www.ngtr.ru/rub/2/32_2018.pdf

Познер В.М. (1955). Стратиграфия терригенной толщи нижнего карбона Камско-Кинельской впадины. *Доклады АН СССР*, 104(6), с. 892–894.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Выпуск 34 (2003). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 46 с.

Пучков В.Н. (2010). Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ООО ДизайнПолиграфСервис, 280 с.

Саакян М.И. (2010). Условия залегания продуктивных пластов терригенной толщи нижнекаменноугольных отложений на примере Арланского месторождения на основе автоматизированной корреляции разрезов скважин: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Москва, 22 с.

Силантьев В.В., Валидов М.Ф., Мифтахутдинова Д.Н., Морозов В.П., Ганиев Б.Г., Лутфуллин А.А., Шуматбаев К.Д., Хабилов Р.М., Нургалиева Н.Г., Толоконникова З.А., Королев Э.А., Судаков В.А., Смирнова А.В., Голод К.А., Леонтьев А.А., Шамсиев Р.Р., Нойкин М.В., Косарев В.Е., Никонорова Д.А., Ахметов Р.Ф. (2022). Модель осадконакопления пашийского горизонта (терригенная толща девона) Южно-Татарского свода Волго-Уральской нефтегазосной провинции. *Георесурсы*, 24(4), с. 12–39. <https://doi.org/10.18599/grs.2022.4.2>

Силантьев В.В., Валидов М.Ф., Мифтахутдинова Д.Н., Нургалиева Н.Г., Королёв Э.А., Ганиев Б.Г., Лутфуллин А.А., Шуматбаев К.Д., Хабилов Р.М., Судаков В.А., Ахмадуллина Ю.А., Голод К.А., Леонтьев

А.А., Шамсиев Р.Р., Никонорова Д.А., Крикун С.С., Нойкин М.В., Абдуллина Э.А. (2023). Визейские терригенные отложения Южно-Татарского свода (Волго-Уральская нефтегазосная провинция) – разнофациальное заполнение закарстованной поверхности турнейской изолированной карбонатной платформы. *Георесурсы*, 25(4), с. 100–110. <https://doi.org/10.18599/grs.2023.4.1>

Силантьев В.В., Нургалиев Д.К., Сунгатуллина Г.М., Мифтахутдинова Д.Н., Куликова А.В., Нургалиева Н.Г., Саегалеева Я.Я., Вандин А.С. (2025). Первые радиоизотопные U–Pb LA-ICP-MS датировки пограничных отложений девона и карбона в доломитовых фациях Камско-Кинельской системы прогибов (Волго-Уральская нефтегазосная провинция, Восточно-Европейская платформа). *Георесурсы*, 27(2), с. 297–304. <https://doi.org/10.18599/grs.2025.2.22>

Смелков В.М., Тухватуллин Р.К., Успенский Б.В. (2007). Нефтегазосность палеозойских отложений Татарстана. *Нефтегазосность Республики Татарстан. Геология и разработка нефтяных месторождений*. Т. 1. Под ред. Р.Х. Муслимова. Казань: Фэн, с. 66–75.

Сунгатуллина Г.М., Силантьев В.В., Мифтахутдинова Д.Н., Сафаров А.Ф., Валидов М.Ф., Ганиев Б.Г., Шуматбаев К.Д., Хабилов Р.М. (2025). Первые данные по изучению пограничных девонско-каменноугольных конодонтов в депрессионных отложениях Камско-Кинельской системы прогибов Восточно-Европейской платформы (Волго-Уральская нефтегазосная провинция, Сарайлинская впадина). *Ученые записки Казанского университета, Серия Естественные науки*, 167(1), с. 130–153. <https://doi.org/10.26907/2542-064X.2025.1.130-153>.

Фортунатова Н.К., Зайцева Е.Л., Бушуева М.А., Ермолова Т.Е., Михеева А.И., Ступак А.А., Баранова А.В., Кононова Л.И., Мамонтов Д.А., Харченко С.И., Авдеева А.А., Канев А.С., Евдокимов Н.В., Шишкина Т.Ю., Володина А.Г., Холмянская Н.Ю., Кравченко М.С., Афанасьева М.С., Евдокимова И.О. (2023). Стратиграфия нижнего карбона Волго-Уральского субрегиона (материалы к актуализации стратиграфической схемы). Под ред. Н.К. Фортунатовой. М.: ВНИГНИ, 288 с.

Фортунатова Н.К., Зайцева Е.Л., Кононова Л.И., Баранова А.В., Бушуева М.А., Михеева А.И., Афанасьева М.С., Обуховская Т.Г. (2018). Литолого-фациальная и биостратиграфическая характеристика верхнедевонских отложений опорной скважины I Мелекесская (Мелекесская впадина, Волго-Уральская область). *Бюллетень МОИП, Отдел геологический*, 93(5–6), с. 3–49.

Хачатрян Р.О. (1964). Формации девона и карбона востока Русской платформы. *Доклады АН СССР*, 159(6), с. 1293–1296.

Хачатрян Р.О. (1979). Тектоническое развитие и нефтегазосность Волго-Камской антеклизы. Москва: Наука, 171 с.

Хачатрян Р.О., Митрейкин Ю.Б. (1991). Актуальные геологические проблемы освоения ресурсов нефти в Камско-Кинельских прогибах. *Геология и освоение ресурсов нефти в Камско-Кинельской системе прогибов*. Под ред. Н.А. Крылова. Москва: Наука, с. 7–17.

Чупахина В.В., Коробова Н.И., Калмыков Г.А., Завьялова А.П., Карпушин М.Ю., Радченко К.А. (2022). Генетическая обусловленность различных типов пустотного пространства и оценка качества нетрадиционных коллекторов отложений верхнедевонского доломитовидного комплекса Муханово-Ероховского прогиба. *Георесурсы*, 24(2), с. 139–149. <https://doi.org/10.18599/grs.2022.2.14>

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (1988). Геохимия черных сланцев. Ленинград: Наука, 272 с.

Юрченко А.Ю. (2017). Формирование вторичных карбонатных пород верхнеабаласко-баженовской толщи Салымского, Правдинского и Малобалыкского нефтяных месторождений Западной Сибири: дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Москва, 133 с.

Afanasyeva M. S., Kononova L. I., Zaytseva E. L., Baranova A. V. (2023). Lower Tournaisian (Lower Carboniferous) Microfauna of the Volga-Ural Basin (Russia). *Paleontological Journal*, 57(1), pp. 1–30. <https://doi.org/10.1134/S0031030123600208>

Alekseev A. S., Nikolaeva S. V., Goreva N. V., Donova N. B., Kossovaya O. L., Kulagina E. I., Kucheva N. A., Kurilenko A. V., Kutugin R. V., Popeko L. I., Stepanova T. I. (2022). Russian regional Carboniferous stratigraphy. *Geological Society Special Publication*, 512(1), pp. 49–117. <https://doi.org/10.1144/SP512-2021-134>

Allison P. A., Wignall P. B., Brett C. E. (1995). Paleo-oxygenation: effects and recognition. *Marine Palaeoenvironmental Analysis from Fossils*. Eds. D. W. J. Bosence, P. A. Allison. *Geological Society London, Special Publications*, 83, pp. 97–112. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.083.01.06>

Becker T. R., Marshall J. E. A., Da Silva A. C., Agterberg F. P., Gradstein F. M., Ogg J. G. (2020). The Devonian Period. *Geologic Time Scale 2020*. Eds.: J. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. D. Schmitz, G. M. Ogg. Amsterdam: Elsevier, pp. 733–810. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00022-X>

- Bosak T., Greene S. E., Newman D. K. (2007) A likely role for anoxygenic photosynthetic microbes in the formation of ancient stromatolites. *Geobiology*, 5(2), pp. 119–126. <https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2007.00104.x>
- Buatois L., Mangano M.G. (2011). *Ichnology. Organism-Substrate Interaction in Space and Time*, Cambridge University Press, Cambridge. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511975622>
- Croizé D., Renard F., Gratier J.-P. (2013). Compaction and Porosity Reduction. *Carbonates: A Review of Observations, Theory, and Experiments. Advances in Geophysics*, (54). Ed. R. Dmowska. Elsevier, Amsterdam, pp. 181–238. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-380940-7.00003-2>
- De Vleeschouwer D., Rakocinski M., Racki G., Bond D.P.G., Sobien K., Claeys P. (2013). The astronomical rhythm of Late-Devonian climate change (Kowala section, Holy Cross Mountains, Poland). *Earth and Planetary Science Letters*, 365, pp. 25–37. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.01.016>
- Emeis K.C., Sakamoto T., Wehausen R., Brumsack H.-J. (2000a). The sapropel record of the eastern Mediterranean Sea—Results of Ocean Drilling Program Leg 160. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 158(3–4), pp. 371–395. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00059-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00059-6)
- Emeis K.C., Struck U., Schulz H.-M., Rosenberg R., Bernasconi S., Erlenkeuser H., Sakamoto T., Martinez-Ruiz, F. (2000b). Temperature and salinity variations of Mediterranean Sea surface waters over the last 16,000 years from records of planktonic stable oxygen isotopes and alkenone unsaturation ratios. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 158(3–4), pp. 259–280. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00053-5](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00053-5)
- Emeis K. C., Whelan J. K., Tarafa M. (1991). Sedimentary and geochemical expressions of oxic and anoxic conditions on the Peru Shelf. *Geological Society Special Publication*, 58, 155–170. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.058.01.11>
- Ferri F., McMechan M., Richards B., Friedman R. (2021). Organic Rich Upper Devonian Shales of the Patry and Exshaw Formations (Besa River Group) in the Subsurface of Liard Basin. *British Columbia Geological Survey Paper*, 42 p. https://cmscontent.nrs.gov.bc.ca/geoscience/PublicationCatalogue/Paper/BCGS_P2021-02.pdf
- Flügel E. (2010). *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 996 p.
- Kabanov, P. B. (2022). Jura Creek field trip: the drowning unconformity and anoxic sediments at the Devonian-Carboniferous boundary, Alberta. *Geological Survey of Canada*. Open File 8922. https://publications.gc.ca/collections/collection_2023/rncan-nrcan/m183-2/M183-2-8922-eng.pdf
- Kabanov P., Gouwy S. A., van der Boon A., Grasby S.E. (2023b). Nature of Devonian anoxic events based on multiproxy records from Panthalassa, NW Canada. *Global and Planetary Change*, 227, 104176. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2023.104176>
- Kabanov P., Hauck T.E., Gouwy S.A., Grasby S.E., van der Boon A. (2023a). Oceanic anoxic events, photic-zone euxinia, and controversy of sea-level fluctuations during the Middle-Late Devonian. *Earth-Science Reviews*, 241, 104415. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104415>
- Kabanov P., Jiang C. (2020). Photic-zone euxinia and anoxic events in a Middle-late Devonian shelfal sea of Panthalassan continental margin, NW Canada: changing paradigm of Devonian Ocean and sea level fluctuations. *Global and Planetary Change*. 188, 103153. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103153>
- Kazmierczak J., Kremer B., Racki G. (2012). Late Devonian marine anoxia challenged by benthic cyanobacterial mats. *Geobiology*, 10, pp. 371–383. <https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2012.00339.x>
- Keogh M.E., Törnqvist T.E., Kolker A.S., Erkens G., Bridgeman J.G., 2021. Organic matter accretion, shallow subsidence, and river delta sustainability. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 126, e2021JF006231. <https://doi.org/10.1029/2021JF006231>
- Lee S.-J., Browne K.M., Golubic S. (2000). On Stromatolite Lamination. *Microbial Sediments*. Eds. R.E. Riding, S.M. Awramik. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-662-04036-2_3
- Littke R., Zieger L. (2020). Formation of Organic-Rich Sediments and Sedimentary Rocks. *Hydrocarbons, Oils and Lipids: Diversity, Origin, Chemistry and Fate. Handbook of Hydrocarbon and Lipid Microbiology*. Ed. H. Wilkes, Springer, pp. 476–492. https://doi.org/10.1007/978-3-319-90569-3_14
- Liu Y.Q., Ji Q., Kuang H.W., Jiang X.J., Xu H., Peng N. (2012). U–Pb Zircon Age, Sedimentary Facies, and Sequence Stratigraphy of the Devonian–Carboniferous Boundary, Daposhang Section, Guizhou, China. *Palaeoworld* 21 (2), pp. 100–107. <https://doi.org/10.1016/J.PALWOR.2012.03.001>
- Loya Y., Puglise K.A., Bridge T.C.L. (Eds.). *Mesophotic Coral Ecosystems*, Springer, New York, 2019. 1013 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-92735-0>
- Mata S. A., Bottjer D. J. (2012). Microbes and mass extinctions: Paleoenvironmental distribution of microbialites during times of biotic crisis. *Geobiology* 10(1), pp. 3–24. <https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2011.00305.x>
- Myrow P.M., Ramezani J., Hanson A.E., Bowring S.A., Racki G., Rakociński M. (2014). High-Precision U–Pb Age and Duration of the Latest Devonian (Famennian) Hangenberg Event, and Its Implications. *Terra Nova* 26(3), pp. 222–229. <https://doi.org/10.1111/ter.12090>
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A.P.L., Furne A.V., Fokin P.A., ... Shalimov I.V. (1996). Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: Dynamics of sedimentary basin evolution. *Tectonophysics*, 268(1–4), pp. 23–63. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00228-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00228-4)
- Rhoads D. C., Mulsow S. G., Gutschick R., Baldwin C. T., Stolz, J. F. (1991). The dysaerobic zone revisited: a magnetic facies? *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*. Eds. R. V. Tyson, T. H. Pearson. *Geological Society, London, Special Publications*, 58(1), pp. 1–24. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.058.01.01>
- Rohling E.J. (1994). Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 122(1–2), pp. 1–28. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90202-X](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90202-X)
- Sandberg C.A., Steel M., Scott R.A. (1971). Comparison between conodonts zonation and spore assemblages in the Devonian-Carboniferous boundary in the western and central United States and in Europe. *7e Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Compte Rendu 1*, Krefeld, pp. 179–203.
- Shinn E.A., Robbin D.M. (1983). Mechanical and chemical compaction in fine-grained shallow-water limestones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53(2), pp. 595–618. <https://doi.org/10.1306/212F8242-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Silantiev V.V., Miftakhutdinova D.N., Nurgaliev N.G. (2024). From Siliciclastics to Carbonates and Black shales: Deciphering Sedimentary Continuity and Discontinuity in the Devonian Landscapes of the Volga-Ural Petroleum Province. *Georesursy = Georesources*, 26(4), pp. 62–82. <https://doi.org/10.18599/grs.2024.4.1>
- Southam J.R., Peterson W.H., Brass G.W. (1982). Dynamics of anoxia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 40, pp. 183–198. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(82\)90089-X](https://doi.org/10.1016/0031-0182(82)90089-X)
- Staffers P., Degens E.T., Trimonis E.S. (1978). Stratigraphy and suggested ages of Black Sea sediments cored during Leg 42B, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42(2). Eds. D.A. Ross, Y.P. Neprochnov. Washington: U.S. Government Printing Office, pp. 483–488.
- Thompson J. B., Mullins H. T., Newton C. R., Vercoutere T. L. (1985). Alternative biofacies model for dysaerobic communities. *Lethaia*, 18(2), pp. 167–179. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.1985.tb00695.x>
- Trapp E., Kaufmann B., Mezger K., Korn D., Weyer D. (2004). Numerical Calibration of the Devonian-Carboniferous Boundary: Two New U–Pb Isotope Dilution-Thermal Ionization Mass Spectrometry Single-Zircon Ages from Hasselbachtal (Sauerland, Germany). *Geology*, 32(10), pp. 857–860. <https://doi.org/10.1130/G20644.1>
- Tyson R. V., Pearson T. H. (Eds.) (1991). Modern and ancient continental shelf anoxia. *Geological Society of London Special Publication*, 58, 470 p. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.058.01.01>
- Walters C.C. (2006). The Origin of Petroleum. *Practical Advances in Petroleum Processing*. Eds. C.S. Hsu, P.R. Robinson. New York: Springer. https://doi.org/10.1007/978-0-387-25789-1_2
- Walters, C.C. (2017). Origin of Petroleum. *Springer Handbook of Petroleum Technology*. Eds. C.S. Hsu, P.R. Robinson. Cham: Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-49347-3_10
- Warning B., Brumsack H.J. (2000). Trace metal signatures of eastern Mediterranean sapropels. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158(3–4), pp. 293–309. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00055-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00055-9)
- Wignall P.B. (1994). Black shales. *Geology and Geophysics Monograph Series*, 30, Oxford: Oxford University Press, 136 p.
- Wignall P.B., Hallam A. (1991). Biofacies, stratigraphic distribution and depositional models of British onshore Jurassic black shales. *Modern and ancient continental shelf anoxia. Geological Society of London Special Publication*, 58, pp. 291–309.
- Winston R.B. (1986). Characteristics features and compaction of plant tissues traced from permineralized peat to coal in Pennsylvanian coals (Desmoinesian) from the Illinois basin. *International Journal of Coal Geology*, 6(1), pp. 21–41. [https://doi.org/10.1016/0166-5162\(86\)90023-6](https://doi.org/10.1016/0166-5162(86)90023-6)
- Xu J., Hou H., Ramezani J., Fang Q., Zhang S., Yang T., Chu Z., Wu H. (2024). Geochronological Constraints on the Hangenberg Event of the

Latest Devonian in South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 642, 112147. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2024.112147>
Zhang, Y., Li, J., Chen, L., Chen L., Wei Y., Shi Q., Wang D.-G., Wu Q.-M., Song L.-Y., Tian M., Kuang H.-W., Liu Y.-Q., Mänd K., Bai H.-Q., Liu Z.-L., Wang Y.-Ch., Qiao D.-W., Zhu W.-J. (2021). Manganese carbonate stromatolites of the Ediacaran Doushantuo Formation in Chengkou, northern Yangtze Craton, China. *Journal of Palaeogeography*, 10(22). <https://doi.org/10.1186/s42501-021-00099-9>

Ziegler W. (1962). Taxionomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bebeutung. *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung*, 38, pp. 1–166.

Ziegler W. (1969). Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Oberdevon. *Fortschritte Geologie von Rheinland und Westfalen*, 17, pp. 179–191.

Ziegler W. (1971). Conodont Stratigraphy of the European Devonian. *Geological Society of America Memoirs*, 127, pp. 227–284. <https://doi.org/10.1130/MEM127-p227>.

Ziegler W., Sandberg C. (1984). Palmatolepis-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. *Geological Society of America Special Paper*, 196, pp. 179–194. <https://doi.org/10.1130/SPE196-p179>

Ziegler W., Sandberg C. (1990). The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 121, pp. 1–115.

Сведения об авторах

Владимир Владимирович Силантьев – доктор геол.-минерал. наук, профессор, заведующий кафедрой палеонтологии и стратиграфии, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет; профессор, Филиал Казанского (Приволжского) федерального университета в городе Джизаке

Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18
e-mail: Vladimir.Silantiev@kpfu.ru

Динара Надировна Мифтахутдинова – кандидат геол.-минерал. наук, доцент кафедры палеонтологии и стратиграфии, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет; доцент, Филиал Казанского (Приволжского) федерального университета в городе Джизаке

Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18
e-mail: Dinara.Miftakhutdinova@kpfu.ru

Гузаль Марсовна Сунгатуллина – кандидат геол.-минерал. наук, доцент кафедры палеонтологии и стратиграфии, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18
e-mail: Guzel.Sungatullina@kpfu.ru

Альберт Феликсович Сафаров – кандидат геол.-минерал. наук, начальник управления геологоразведочных работ, Институт «ТатНИПИнефть» ПАО «Татнефть»

Россия, 423462, Альметьевск, ул. Советская, д. 186а
e-mail: safarovaf@tatneft.ru

Марат Фанисович Валидов – кандидат геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский федеральный университет

Россия, 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, д. 18
e-mail: marat.validov@gmail.com

Булат Галиевич Ганиев – кандидат тех. наук, начальник Департамента разработки месторождений, Татнефть-Добыча ПАО «Татнефть»

Россия, 423450, Альметьевск, ул. Ленина, д. 75
e-mail: GanievBG@tatneft.ru

Азат Абузарович Лутфуллин – кандидат тех. наук, заместитель начальника Департамента разработки месторождений, Татнефть-Добыча ПАО «Татнефть»

Россия, 423450, Альметьевск, ул. Ленина, д. 75
e-mail: LutfullinAA@tatneft.ru

Кирилл Дмитриевич Шуматбаев – кандидат геол.-минерал. наук, главный эксперт по петрофизическим исследованиям, Татнефть-Добыча ПАО «Татнефть»

Россия, 423450, Альметьевск, ул. Ленина, д. 75
e-mail: Shumatbaevkd@tatneft.ru

Ришат Минехарисович Хабипов – начальник отдела мониторинга разработки месторождений и недропользования, Татнефть-Добыча ПАО «Татнефть»

Россия, 423450, Альметьевск, ул. Ленина, д. 75
e-mail: HabipovRM@tatneft.ru

Венера Гильмеахметовна Базаревская – кандидат геол.-минерал. наук, заместитель директора по научной работе в области геологии трудноизвлекаемых запасов, Институт «ТатНИПИнефть» ПАО «Татнефть»

Россия, 423462, Альметьевск, ул. Советская, д. 186а
e-mail: bazarevskaya@tatnipi.ru

Владислав Анатольевич Судаков – заместитель директора по маркетингу, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Россия, 420008, Казань, ул. Чернышевского, д. 7
e-mail: VIASudakov@kpfu.ru

Нурия Гавазовна Нургулиева – доктор геол.-минерал. наук, профессор кафедры геологии нефти и газа имени акад. А.А.Трофимука, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18
e-mail: nourgia.nourgalieva@kpfu.ru

Юлия Александровна Дуглав – научный сотрудник, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18
e-mail: julianad@inbox.ru

Артем Сергеевич Вандин – студент, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18
e-mail: vandin20004@gmail.com

Анна Владимировна Драздова – младший научный сотрудник, Лаборатория седиментологии и геохимии осадочных бассейнов, Геологический Институт РАН

Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7
e-mail: annadrazd@gmail.com

Эдуард Анатольевич Королев – кандидат геол.-минерал. наук, доцент кафедры общей геологии и гидрогеологии, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18
e-mail: Edik.Korolev@kpfu.ru

Алексей Михайлович Рогов – инженер, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет
Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18
e-mail: Aleksey.Rogov@kpfu.ru

Алмаз Маратович Калимуллин – начальник отдела геологоразведочных работ, Институт «ТатНИПИнефть» ПАО «Татнефть»
Россия, 423462, Альметьевск, ул. Советская, д. 186а
e-mail: KalimullinAlmazM@tatnipi.ru

Темур Гайбуллаевич Ибайдуллаев – PhD, заместитель исполнительного директора по науке и инновациям, Филиал Казанского (Приволжского) федерального университета в городе Джизак
Республика Узбекистан, Джизак, ул. Ш. Рашидова, д. 295
e-mail: TGIbaydullaev@kpfu.ru

Статья поступила в редакцию 20.03.2025;
Принята к публикации 12.10.2025; Опубликована 30.06.2026

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Biofacies of Black Shale Source Rocks from the Kama–Kinel Trough System (Volga–Ural Petroleum Province) across the Devonian–Carboniferous Boundary: Characteristics, Sedimentation Rates, and Depositional Scenarios

V.V. Silantiev^{1,2*}, D.N. Miftakhutdinova^{1,2}, G.M. Sungatullina¹, A.F. Safarov³, M.F. Validov¹, B.G. Ganiev⁴, A.A. Lutfullin⁴, K.D. Shumatbaev⁴, R.M. Khabipov⁴, V.G. Bazarevskaya³, V.A. Sudakov¹, N.G. Nourgalieva¹, Yu.A. Duglav¹, A.S. Vandin¹, A.V. Drazdova⁵, E.A. Korolev¹, A.M. Rogov¹, A.M. Kalimullin³, T.G. Ibaydullaev²

¹Kazan Federal University, Kazan, Russian Federation

²Branch of Kazan Federal University in Jizzak, Jizzak, Republic of Uzbekistan

³TatNIPIneft Institute Tatneft PJSC, Almetьевск, Russian Federation

⁴Tatneft PJSC, Almetьевск, Russian Federation

⁵Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

*Corresponding author: Vladimir V. Silantiev, e-mail: Vladimir.Silantiev@kpfu.ru

Abstract. Organic-rich Devonian–Carboniferous deposits from the axial and marginal zones of the Kama–Kinel Trough System were investigated. Conodont data place the upper Famennian interval in the expansa Zone and the lower Tournaisian interval in the duplicata and quadruplicata Zones. Six biofacies were identified, described and illustrated, representing anoxic, dysoxic and relatively oxygenated settings. These biofacies differ in organic-matter content, the abundance and diversity of skeletal remains, the character of microbial buildups, and rock textures, including ichnotextures. The studied sections show frequent alternations of biofacies, from metre-scale to centimetre-scale intervals, with the finest alternation recorded on the trough slope. Three depositional scenarios are proposed, corresponding to three basin states: a fully anoxic basin affected by hydrogen sulphide, a stratified basin with separate oxic and anoxic water layers, and a basin with relatively high oxygen content throughout the water column.

Keywords: Volga–Ural Petroleum Province, Kama–Kinel Trough System, Domanik facies, biofacies, Devonian–Carboniferous boundary, depositional model, conodonts, anoxic settings

Acknowledgements

The authors thank PJSC Tatneft for providing the data and granting permission to use them in this publication. Biofacies studies by D.N. Miftakhutdinova were partially funded by the subsidy allocated to Kazan Federal University

for the state assignment project № FZSM-2023-0023 in the sphere of scientific activities. The authors are grateful to the reviewer and editor for comments and suggestions that have significantly improved the quality of the paper.

Recommended citation: Silantiev V.V., Miftakhutdinova D.N., Sungatullina G.M., Safarov A.F., Validov M.F., Ganiev B.G., Shumatbaev K.D., Khabipov R.M., Bazarevskaya V.G., Sudakov V.A., Nourgalieva N.G., Vandin A.S., Drazdova A.V., Korolev E.A., Rogov A.M., Kalimullin A.M., Ibaydullaev T.G. (2026). Biofacies of Black Shale Source Rocks from the Kama–Kinel Trough System (Volga–Ural Petroleum Province) across the Devonian–Carboniferous Boundary: Characteristics, Sedimentation Rates, and Depositional Scenarios. *Georesursy = Georesources*, 28(2), pp. 59–90. <https://doi.org/10.18599/grs.2026.2.6>

References

- Afanasieva M.S., Kononova L.I., Zaytseva E.L., Baranova A.V. (2023). Lower Tournaisian (Lower Carboniferous) microfauna of the Volga–Ural Basin (Russia). *Paleontological Journal*, 57(1), pp. 1–30. <https://doi.org/10.1134/S0031030123600208>
- Akhmadishin F.F., Lvova I.V., Karimov M.F., Mironov D.A., Khalikova D.A., Askarov R.F. (2023). Method for stabilization of borehole walls using alkali metal silicates. *Neftyanoe khozyaystvo = Oil industry*, 9, pp. 34–37. (In Russ.) <https://doi.org/10.24887/0028-2448-2023-9-34-37>
- Alekseev A.S., Nikolaeva S.V., Goreva N.V., Donova N.B., Kossovaya O.L., Kulagina E.I., Kucheva N.A., Kurilenko A.V., Kutugin R.V., Popeko L.I., Stepanova T.I. (2022). Russian regional Carboniferous stratigraphy. *Geological Society London, Special Publications*, 512(1), pp. 49–117. <https://doi.org/10.1144/SP512-2021-134>

- Alekseev V.P. (2014). Atlas of subaqueous facies of Lower Cretaceous deposits of Western Siberia (KhMAO–Ugra). Ekaterinburg: Ural State Mining University, 284 p. (In Russ.)
- Alekseev V.P. (2019). Oil and gas lithology: textbook. Ekaterinburg: Ural State Mining University, 576 p. (In Russ.)
- Allison P.A., Wignall P.B., Brett C.E. (1995). Paleo-oxygenation: effects and recognition. Marine Palaeoenvironmental Analysis from Fossils. Eds. D.W.J. Bosence, P.A. Allison. *Geological Society London, Special Publications*, 83(1), pp. 97–112. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.083.01.06>
- Amon E.O. (2011). Paleontology of microfossils (micropaleontology): textbook. Ekaterinburg: Ural State Mining University, 520 p. (In Russ.)
- Aver'yanov V.I. (1960). Conditions of formation of the Sarailinskaya strata of Tataria. *Geologiya nefii*, 2, pp. 25–28. (In Russ.)
- Becker R.T., Marshall J.E.A., Da Silva A.-C., Agterberg F.P., Gradstein F.M., Ogg J.G. (2020). The Devonian Period. *Geologic Time Scale 2020*. Eds. J.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam: Elsevier, pp. 733–810. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00022-X>
- Bosak T., Greene S.E., Newman D.K. (2007). A likely role for anoxygenic photosynthetic microbes in the formation of ancient stromatolites. *Geobiology*, 5(2), pp. 119–126. <https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2007.00104.x>
- Buatois L., Mangano M.G. (2011). Ichnology. Organism-Substrate Interaction in Space and Time. Cambridge University Press, Cambridge. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511975622>
- Bumagina V.A., Martynyuk E.V., Chertina K.N. (2024). Microbiolite finds in the Bazhenov formation. *Ekspozitsiya Nefi' Gaz*, 7, pp. 20–24. (In Russ.) <https://doi.org/10.24412/2076-6785-2024-7-20-24>
- Chupakhina V.V., Korobova N.I., Kalmykov G.A., Zavyalova A.P., Karpushin M.Yu., Radchenko K.A. (2022). Different types of void space and quality of unconventional reservoirs in the Upper Devonian domanic high-carbon deposits of Mukhanovo-Erokhovskiy trough (Volga-Ural basin). *Georesursy = Georesources*, 24(2), pp. 139–149. (In Russ.) <https://doi.org/10.18599/grs.2022.2.14>
- Croizé D., Renard F., Gratier J.-P. (2013). Compaction and porosity reduction. Carbonates: A Review of Observations, Theory, and Experiments. *Advances in Geophysics*, 54. Ed. R. Dmowska. Elsevier, Amsterdam, pp. 181–238. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-380940-7.00003-2>
- De Vleeschouwer D., Rakocinski M., Racki G., Bond D.P.G., Sobiech K., Claeys P. (2013). The astronomical rhythm of Late Devonian climate change (Kowala section, Holy Cross Mountains, Poland). *Earth and Planetary Science Letters*, 365, pp. 25–37. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.01.016>
- Emeis K.C., Sakamoto T., Wehausen R., Brumsack H.-J. (2000a). The sapropel record of the eastern Mediterranean Sea—results of Ocean Drilling Program Leg 160. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158(3–4), pp. 371–395. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00059-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00059-6)
- Emeis K.C., Struck U., Schulz H.-M., Rosenberg R., Bernasconi S., Erlenkeuser H., Sakamoto T., Martinez-Ruiz F. (2000b). Temperature and salinity variations of Mediterranean Sea surface waters over the last 16,000 years from records of planktonic stable oxygen isotopes and alkenone unsaturation ratios. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158(3–4), pp. 259–280. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00053-5](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00053-5)
- Emeis K.C., Whelan J.K., Tarafa M. (1991). Sedimentary and geochemical expressions of oxic and anoxic conditions on the Peru Shelf. Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia. Eds. R.V. Tyson, T.H. Pearson. *Geological Society London, Special Publications*, 58, pp. 155–170. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.058.01.11>
- Ferri F., McMechan M., Richards B., Friedman R. (2021). Organic Rich Upper Devonian Shales of the Patry and Exshaw Formations (Besa River Group) in the Subsurface of Liard Basin. *British Columbia Geological Survey Paper*, 42 p.
- Flügel E. (2010). Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Springer-Verlag, Berlin, 996 p.
- Fortunatova N.K., Zaitseva E.L., Bushueva M.A., Ermolova T.E., Mikheeva A.I., Stupak A.A., Baranova A.V., Kononova L.I., Mamontov D.A., Kharchenko S.I., Avdeeva A.A., Kanev A.S., Evdokimov N.V., Shishkina T.Yu., Volodina A.G., Kholmianskaya N.Yu., Kravchenko M.S., Afanasyeva M.S., Evdokimova I.O. (2023). Stratigraphy of the Lower Carboniferous of the Volga–Ural subregion (materials for updating the stratigraphic scheme). Moscow: VNIGNI, 288 p. (In Russ.)
- Fortunatova N.K., Zaitseva E.L., Kononova L.I., Baranova A.V., Bushueva M.A., Mikheeva A.I., Afanasyeva M.S., Obukhovskaya T.G. (2018). Lithological-facies and biostratigraphic characteristics of Upper Devonian deposits in the reference borehole 1 Melekesskaya (Melekess Depression, Volga–Ural region). *Byulleten' Moskovskogo Obshchestva Ispytatelei Prirody. Otdel geologicheskii*, 93(5–6), pp. 3–49. (In Russ.)
- Fossil bacteria and other microorganisms in terrestrial rocks and astromaterials. (2011). Eds. A.Yu. Rozanov, G.T. Ushatinskaya. Moscow: PIN RAN, 172 p. (In Russ.)
- Geology and petroleum potential of the Kama–Kinel troughs. Ed. V.I. Troepol'skii. Kazan: Kazan University Press, 307 p. (In Russ.)
- Grachevskii M.M. (1959). Features of the structure and formation of the Kama–Kinel depression in the Kuibyshev Trans-Volga region and Tataria. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 125(6), pp. 1311–1314. (In Russ.)
- Gubareva V.S. (2003). Carboniferous system. Geology of Tatarstan: Stratigraphy and tectonics. Ed. B.V. Burov. Moscow: GEOS, pp. 103–124. (In Russ.)
- Kabanov P.B. (2022). Jura Creek field trip: the drowning unconformity and anoxic sediments at the Devonian–Carboniferous boundary, Alberta. Geological Survey of Canada, Open File 8922.
- Kabanov P., Gouwy S.A., van der Boon A., Grasby S.E. (2023b). Nature of Devonian anoxic events based on multiproxy records from Panthalassa, NW Canada. *Global and Planetary Change*, 227, 104176. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2023.104176>
- Kabanov P., Hauck T.E., Gouwy S.A., Grasby S.E., van der Boon A. (2023a). Oceanic anoxic events, photic-zone euxinia, and controversy of sea-level fluctuations during the Middle–Late Devonian. *Earth-Science Reviews*, 241, 104415. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104415>
- Kabanov P., Jiang C. (2020). Photic-zone euxinia and anoxic events in a Middle–Late Devonian shelfal sea of Panthalassan continental margin, NW Canada: changing paradigm of Devonian Ocean and sea level fluctuations. *Global and Planetary Change*, 188, 103153. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103153>
- Kazmierczak J., Kremer B., Racki G. (2012). Late Devonian marine anoxia challenged by benthic cyanobacterial mats. *Geobiology*, 10, pp. 371–383. <https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2012.00339.x>
- Keogh M.E., Törnqvist T.E., Kolker A.S., Erkens G., Bridgeman J.G. (2021). Organic matter accretion, shallow subsidence, and river delta sustainability. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 126, e2021JF006231. <https://doi.org/10.1029/2021JF006231>
- Khachatryan R.O. (1964). Devonian and Carboniferous formations of the eastern Russian Platform. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 159(6), pp. 1293–1296. (In Russ.)
- Khachatryan R.O. (1979). Tectonic development and petroleum potential of the Volga–Kama anticline. Moscow: Nauka Publ., 171 p. (In Russ.)
- Khachatryan R.O., Mitreikin Yu.B. (1991). Current geological problems of developing oil resources in the Kama–Kinel troughs. Geology and development of oil resources in the Kama–Kinel system of troughs. Ed. N.A. Krylov. Moscow: Nauka Publ., pp. 7–17. (In Russ.)
- Kleshchev A.I., Kirov V.A., Petropavlovskii V.V. (1957). On the age of the Sarailinskaya terrigenous strata of Tataria. *Geologiya nefii*, 12, pp. 48–59. (In Russ.)
- Kleshchev A.I., Petropavlovskii V.V., Kirov V.A. (1959). Some data on the structure of the Sarailinskaya strata of Tataria. Stratigraphy of the lower part of the Lower Carboniferous of the Volga–Ural region of the Russian Platform. Ed. S.V. Semikhatova. Moscow: Gostoptekhizdat, pp. 104–110. (In Russ.)
- Lee S.-J., Browne K.M., Golubic S. (2000). On stromatolite lamination. *Microbial Sediments*. Eds. R.E. Riding, S.M. Awramik. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-662-04036-2_3
- Littke R., Zieger L. (2020). Formation of organic-rich sediments and sedimentary rocks. Hydrocarbons, Oils and Lipids: Diversity, Origin, Chemistry and Fate. Handbook of Hydrocarbon and Lipid Microbiology. Ed. H. Wilkes. Springer, pp. 476–492. https://doi.org/10.1007/978-3-319-90569-3_14
- Liu Y.Q., Ji Q., Kuang H.W., Jiang X.J., Xu H., Peng N. (2012). U–Pb zircon age, sedimentary facies, and sequence stratigraphy of the Devonian–Carboniferous boundary, Daposhang section, Guizhou, China. *Palaeoworld*, 21(2), pp. 100–107. <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2012.03.001>
- Loya Y., Puglise K.A., Bridge T.C.L. (Eds.). (2019). Mesophotic Coral Ecosystems. New York: Springer, 1013 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-92735-0>
- Lozin E.V. (2002). Deep structure and petroleum potential of the Volga–Ural region and adjacent territories. *Litosfera*, 3, pp. 45–68. (In Russ.)
- Mata S.A., Bottjer D.J. (2012). Microbes and mass extinctions: paleoenvironmental distribution of microbialites during times of biotic crisis. *Geobiology*, 10(1), pp. 3–24. <https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2011.00305.x>
- Mavrinskaya T.M., Sharipova A.R., Pazukhin V.N. (2023). Conodonts of the Famennian Stage of the Upper Devonian and the Tournaisian Stage of the Lower Carboniferous of the Magnitogorsk ore field. *Geologicheskii vestnik*, 3, pp. 87–97. (In Russ.) <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2023-3-8>

- Mirchink M.F., Khachatryan R.O., Gromeka V.I., Mitreikin Yu.B., Mkrtychyan O.M., Nartov G.V. (1965). Tectonics and zones of oil and gas accumulation in the Kama–Kinel system of troughs. Moscow: Nauka Publ., 214 p. (In Russ.)
- Mirchink M.F., Khachatryan R.O., Mkrtychyan O.M. (1962). Tectonics and origin of the Kama–Kinel system of troughs. *Voprosy tektoniki neftenosnykh oblastei*. Moscow: USSR Academy of Sciences Press, pp. 86–101. (In Russ.)
- Mkrtychyan O.M. (1964). Upper Devonian reefs and their role in the formation of oil-bearing structures in the eastern Ural–Volga region. Moscow: Nauka Publ., 117 p. (In Russ.)
- Mkrtychyan O.M. (1980). Regularities in the distribution of structural forms in the eastern Russian Plate. Moscow: Nauka Publ., 135 p. (In Russ.)
- Myrow P.M., Ramezani J., Hanson A.E., Bowring S.A., Racki G., Rakociński M. (2014). High-precision U–Pb age and duration of the latest Devonian (Famennian) Hangenberg Event, and its implications. *Terra Nova*, 26(3), pp. 222–229. <https://doi.org/10.1111/ter.12090>
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A.P.L., van Hoorn B., Furne A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S. (1996). Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution. *Tectonophysics*, 268(1–4), pp. 23–63. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00228-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00228-4)
- Pazukhin V.N., Kulagina E.I. (2014). Carboniferous stratigraphy of the Zilair synclinorium (South Urals). *Byulleten' Moskovskogo Obshchestva Ispytatelei Prirody. Otdel geologicheskii*, 89(6), pp. 19–44. (In Russ.)
- Plotitsyn A.N., Ponomarenko E.S., Vevel' Ya.A. (2018). Tournaisian deep-water sequences of the Usa River basin (Polar Urals). *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 13(3), pp. 1–34. (In Russ.) http://www.ngtp.ru/rub/2/32_2018.pdf
- Pozner V.M. (1955). Stratigraphy of the terrigenous strata of the Lower Carboniferous of the Kama–Kinel depression. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 104(6), pp. 892–894. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010). Geology of the Urals and Cis-Urals (current issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics, and metallogeny). Ufa: DizainPoligrafServis, 280 p. (In Russ.)
- Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing commissions (2003). Issue 34. St Petersburg: VSEGEL, 46 p. (In Russ.)
- Rhoads D.C., Mulsow S.G., Gutschick R., Baldwin C.T., Stolz J.F. (1991). The dysaerobic zone revisited: a magnetic facies? Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia. Eds. R.V. Tyson, T.H. Pearson. *Geological Society London, Special Publications*, 58, pp. 1–24. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.058.01.01>
- Rohling E.J. (1994). Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 122(1–2), pp. 1–28. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90202-X](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90202-X)
- Saakyan M.I. (2010). Conditions of occurrence of productive strata in the terrigenous sequence of the Lower Carboniferous on the example of the Arlan field based on automated correlation of well sections. Abstract of PhD thesis. Moscow, 22 p. (In Russ.)
- Sandberg C.A., Strel M., Scott R.A. (1971). Comparison between conodont zonation and spore assemblages at the Devonian–Carboniferous boundary in the western and central United States and in Europe. *7e Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, Compte Rendu, 1, pp. 179–203.
- Shinn E.A., Robbin D.M. (1983). Mechanical and chemical compaction in fine-grained shallow-water limestones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53(2), pp. 595–618. <https://doi.org/10.1306/212F8242-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Silantiev V.V., Miftakhutdinova D.N., Nurgalieva N.G. (2024). From Siliciclastics to Carbonates and Black shales: Deciphering Sedimentary Continuity and Discontinuity in the Devonian Landscapes of the Volga–Ural Petroleum Province. *Georesursy = Georesources*, 26(4), pp. 62–82. <https://doi.org/10.18599/grs.2024.4.1>
- Silantiev V.V., Nurgaliev D.K., Sungatullina G.M., Miftakhutdinova D.N., Kulikova A.V., Nurgalieva N.G., Saetgaleeva Ya.Ya., Vandin A.S. (2025). First U–Pb LA-ICP-MS radioisotopic ages of the Devonian–Carboniferous boundary black shales (Domanik facies) in the Kama–Kinel Trough System, Volga–Ural Petroleum Province, East European Platform. *Georesursy = Georesources*, 27(2), pp. 297–304. <https://doi.org/10.18599/grs.2025.2.22>
- Silantiev V.V., Validov M.F., Miftakhutdinova D.N., Morozov V.P., Ganiev B.G., Lutfullin A.A., Shumatbaev K.D., Khabipov R.M., Nurgalieva N.G., Tolokonnikova Z.A., Korolev E.A., Sudakov V.A., Smirnova A.V., Golod K.A., Leontiev A.A., Shamsiev R.R., Noykin M.V., Kosarev V.E., Nikonorova D.A., Akhmetov R.F. (2022). Sedimentation model of the middle Devonian clastic succession of the South Tatar Arch, Pashyian Regional stage, Volga–Ural Oil and Gas Province, Russia. *Georesursy = Georesources*, 24(4), pp. 12–39. (In Russ.) <https://doi.org/10.18599/grs.2022.4.2>
- Silantiev V.V., Validov M.F., Miftakhutdinova D.N., Nurgalieva N.G., Korolev E.A., Ganiev B.G., Lutfullin A.A., Shumatbaev K.D., Khabipov R.M., Sudakov V.A., Akhmadullina Yu.A., Golod K.A., Leontev A.A., Shamsiev R.R., Nikonorova D.A., Krikun S.S., Noykin M.V., Abdullina E.A. (2023). Viséan terrigenous sediments of the South Tatar Arch (Volga–Urals oil and gas bearing province) – multifacial filling of the karst surface of the Tournaisian isolated carbonate platform. *Georesursy = Georesources*, 25(4), pp. 3–28. (In Russ.) <https://doi.org/10.18599/grs.2023.4.1>
- Smelkov V.M., Tukhvatullin R.K., Uspenskii B.V. (2007). Petroleum potential of Paleozoic deposits of Tatarstan. *Petroleum potential of the Republic of Tatarstan. Geology and development of oil fields*. Vol. 1. Ed. R.Kh. Muslimov. Kazan: Fen, pp. 66–75. (In Russ.)
- Southam J.R., Peterson W.H., Brass G.W. (1982). Dynamics of anoxia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 40, pp. 183–198. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(82\)90089-X](https://doi.org/10.1016/0031-0182(82)90089-X)
- Staffers P., Degens E.T., Trimonis E.S. (1978). Stratigraphy and suggested ages of Black Sea sediments cored during Leg 42B. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42(2). Eds. D.A. Ross, Y.P. Neprochnov. Washington: U.S. Government Printing Office, pp. 483–488.
- Sungatullina G.M., Silantiev V.V., Miftakhutdinova D.N., Safarov A.F., Validov M.F., Ganiev B.G., Shumatbaev K.D., Khabipov R.M. (2025). First insights into the Devonian–Carboniferous boundary conodonts from the depression deposits of the Kama–Kinel Trough System, East European Platform (Volga–Ural petroleum province, Sarailinskaya Depression). *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennyye Nauki*, 167(1), pp. 130–153. (In Russ.) <https://doi.org/10.26907/2542-064X.2025.1.130-153>
- Thompson J.B., Mullins H.T., Newton C.R., Vercoutere T.L. (1985). Alternative biofacies model for dysaerobic communities. *Lethaia*, 18(2), pp. 167–179. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.1985.tb00695.x>
- Trapp E., Kaufmann B., Mezger K., Korn D., Weyer D. (2004). Numerical calibration of the Devonian–Carboniferous boundary: Two new U–Pb isotope dilution–thermal ionization mass spectrometry single–zircon ages from Hasselbachtal (Sauerland, Germany). *Geology*, 32(10), pp. 857–860. <https://doi.org/10.1130/G20644.1>
- Tyson R.V., Pearson T.H. (Eds.) (1991). Modern and ancient continental shelf anoxia. *Geological Society London, Special Publications*, 58, 470 p. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.058.01.01>
- Voitovich E.D. (2003). Tectonics of the sedimentary cover. Geology of Tatarstan: Stratigraphy and tectonics. Ed. B.V. Burov. Moscow: GEOS, pp. 313–336. (In Russ.)
- Walters C.C. (2006). The Origin of Petroleum. Practical Advances in Petroleum Processing. Eds. C.S. Hsu, P.R. Robinson. New York: Springer. https://doi.org/10.1007/978-0-387-25789-1_2
- Walters C.C. (2017). Origin of Petroleum. Springer Handbook of Petroleum Technology. Eds. C.S. Hsu, P.R. Robinson. Cham: Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-49347-3_10
- Warning B., Brumsack H.J. (2000). Trace metal signatures of eastern Mediterranean sapropels. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158(3–4), pp. 293–309. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00055-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00055-9)
- Wignall P.B. (1994). Black shales. Geology and Geophysics Monograph Series, 30. Oxford: Oxford University Press, 136 p.
- Wignall P.B., Hallam A. (1991). Biofacies, stratigraphic distribution and depositional models of British onshore Jurassic black shales. Modern and ancient continental shelf anoxia. *Geological Society London, Special Publications*, 58, pp. 291–309.
- Winston R.B. (1986). Characteristic features and compaction of plant tissues traced from permineralized peat to coal in Pennsylvanian coals (Desmoinesian) from the Illinois Basin. *International Journal of Coal Geology*, 6(1), pp. 21–41. [https://doi.org/10.1016/0166-5162\(86\)90023-6](https://doi.org/10.1016/0166-5162(86)90023-6)
- Xu J., Hou H., Ramezani J., Fang Q., Zhang S., Yang T., Chu Z., Wu H. (2024). Geochronological constraints on the Hangenberg Event of the latest Devonian in South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 642, 112147. <https://doi.org/10.1016/j.PALAEO.2024.112147>
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (1988). Geochemistry of black shales. Leningrad: Nauka, 272 p. (In Russ.)
- Yurchenko A.Yu. (2017). Formation of secondary carbonate rocks of the Upper Abalak–Bazhenov succession of the Salym, Pravdinsk and Malobalyk oil fields of Western Siberia. Cand. Sci. dissertation. Moscow, 133 p. (In Russ.)
- Zhang Y., Li J., Chen L., Wei Y., Shi Q., Wang D.-G., Wu Q.-M., Song L.-Y., Tian M., Kuang H.-W., Liu Y.-Q., Mänd K., Bai H.-Q., Liu Z.-L., Wang Y.-Ch., Qiao D.-W., Zhu W.-J. (2021). Manganese carbonate stromatolites of the Ediacaran Doushantuo Formation in Chengkou, northern Yangtze

Craton, China. *Journal of Palaeogeography*, 10(22). <https://doi.org/10.1186/s42501-021-00099-9>

Ziegler W. (1962). Taxonomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bebeutung. *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung*, 38, pp. 1–166.

Ziegler W. (1969). Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Oberdevon. *Fortschritte Geologie von Rheinland und Westfalen*, 17, pp. 179–191.

Ziegler W. (1971). Conodont Stratigraphy of the European Devonian. *Geological Society of America Memoirs*, 127, pp. 227–284. <https://doi.org/10.1130/MEM127-p227>

Ziegler W., Sandberg C. (1984). Palmatolepis-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. *Geological Society of America Special Paper*, 196, pp. 179–194. <https://doi.org/10.1130/SPE196-p179>

Ziegler W., Sandberg C. (1990). The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 121, pp. 1–115.

Zonal stratigraphy of the Phanerozoic of Russia (2006). Ed. T.N. Koren'. St Petersburg: VSEGEI, 256 p. (In Russ.)

About the Authors

Vladimir V. Silantiev – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Professor, Head of Department of Palaeontology and Stratigraphy, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University; Professor, Branch of Kazan Federal University in Jizzak, Jizzak

18, Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation
e-mail: Vladimir.Silantiev@kpfu.ru

Dinara N. Miftakhutdinova – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Associate Professor of Department of Palaeontology and Stratigraphy, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University; Associate Professor, Branch of Kazan Federal University in Jizzak, Jizzak

18, Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation
e-mail: Dinara.Miftakhutdinova@kpfu.ru

Guzal M. Sungatullina – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Associate Professor of Department of Palaeontology and Stratigraphy, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University

18, Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation
e-mail: Guzel.Sungatullina@kpfu.ru

Albert F. Safarov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Head of the Geological Exploration Management, TatNIPIneft Institute Tatneft PJSC

186a, Sovetskaya st., Almetyevsk, 423462, Russian Federation
e-mail: safarovaf@tatneft.ru

Marat F. Validov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University

18 Kremlevskaya St., Kazan, 420008, Russian Federation
e-mail: marat.validov@gmail.com

Bulat G. Ganiev – Cand. Sci. (Technical), Head of the Field Development Department, Tatneft-Mining, Tatneft PJSC

75, Lenina st., Almetyevsk, 423450, Russian Federation
e-mail: GanievBG@tatneft.ru

Azat A. Lutfullin – Cand. Sci. (Tech.), Deputy Head of the Field Development Department, Tatneft-Mining, Tatneft PJSC

75, Lenina st., Almetyevsk, 423450, Russian Federation
e-mail: LutfullinAA@tatneft.ru

Kirill D. Shumatbaev – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Chief Expert in Petrophysical Research, Tatneft-Mining, Tatneft PJSC

75, Lenina st., Almetyevsk, 423450, Russian Federation
e-mail: Shumatbaevkd@tatneft.ru

Rishat M. Khabipov – Head of the Department of Field Development and Subsoil Use Monitoring, Tatneft-Mining, Tatneft PJSC

75, Lenina st., Almetyevsk, 423450, Russian Federation
e-mail: HabipovRM@tatneft.ru

Venera G. Bazarevskaya – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Deputy Director for Research in the Field of Hard-to-Recover Oil Reserves, TatNIPIneft Institute Tatneft PJSC

186a, Sovetskaya st., Almetyevsk, 423462, Russian Federation
e-mail: bazarevskaya@tatnipi.ru

Vladislav A. Sudakov – Deputy Director for Marketing, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University

7, Chernyshevsky st., Kazan, 420008, Russian Federation
e-mail: VIASudakov@kpfu.ru

Nuriya G. Nourgalieva – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Professor, Department of Oil and Gas Geology, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University

18, Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation
e-mail: nouria.nourgalieva@kpfu.ru

Yulia A. Duglav – Researcher, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University

18, Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation
e-mail: julianad@inbox.ru

Artem S. Vandin – student, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University

18, Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation
e-mail: vandin20004@gmail.com

Anna V. Drazdova – Junior Researcher, Laboratory of Sedimentology and Geochemistry of Sedimentary Basins, Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

7, Pyzhevsky per., Moscow, 119017, Russian Federation
e-mail: annadrazd@gmail.com

Eduard A. Korolev – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Associate Professor of Department of General Geology and Hydrogeology, Institute of Geology and Petroleum Technology Kazan Federal University

18, Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation
e-mail: Edik.Korolev@kpfu.ru

Alexey M. Rogov – Engineer, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University

18, Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation
e-mail: Aleksej.Rogov@kpfu.ru

Almaz M. Kalimullin – Head of the Geological Exploration Department, TatNIPIneft Institute Tatneft PJSC

186a, Sovetskaya st., Almetyevsk, 423462, Russian Federation
e-mail: KalimullinAlmazM@tatnipi.ru

Temur G. Ibaydullaev – PhD, Deputy Executive Director for Science and Innovation, Branch of Kazan Federal University in Jizzak, Jizzak

295, Sharof Rashidov, Jizzakh, Republic of Uzbekistan
e-mail: TGIbaydullaev@kpfu.ru

Manuscript received 20 March 2025;

Accepted 12 October 2025;

Published 30 June 2026

© 2026 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>)