

Визейские терригенные отложения Южно-Татарского свода (Волго-Уральская нефтегазоносная провинция) – разнофациальное заполнение закарстованной поверхности турнейской изолированной карбонатной платформы

В.В. Силантьев^{1*}, М.Ф. Валидов¹, Д.Н. Мифтахутдинова¹, Н.Г. Нургалиева¹, Э.А. Королёв¹,
Б.Г. Ганиев², А.А. Лутфуллин², К.Д. Шуматбаев², Р.М. Хабилов², В.А. Судаков¹,
Ю.А. Ахмадуллина¹, К.А. Голод¹, А.А. Леонтьев¹, Р.Р. Шамсиев¹, Д.А. Никонорова¹,
С.С. Крикун¹, М.В. Нойкин¹, Э.А. Абдуллина¹

¹Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

²ПАО «Татнефть», Альметьевск, Россия

В статье представлены карты толщин и песчанистости визейской терригенной толщи карбона (радаевский и бобриковский горизонты) Южно-Татарского свода, составленные методом пространственной интерполяции Natural Neighbor в среде ArcGIS Pro на основе анализа данных геофизических исследований более чем 30 000 скважин.

Интерпретация карт и результаты седиментологических, ихнотекстурных и петрофизических исследований керна, дополненные анализом фондовых и опубликованных материалов, позволили обновить подход к моделированию осадконакопления терригенных отложений. Представленная схема осадконакопления терригенных и угленосных отложений учитывает данные хроностратиграфии, процессы карстования изолированных карбонатных платформ, скорости накопления осадков, ихнотекстурные признаки пород. Сделан вывод, что процессы формирования терригенных и торфяных (угленосных) отложений различны по продолжительности (0,1 млн лет против 1,5–2 млн лет) и связаны с трансгрессивными и регрессивными этапами развития территории.

Процесс формирования терригенных отложений включает: (а) трансгрессивные эпизоды – кратковременные интргессии морского бассейна на эродированную поверхность изолированной карбонатной платформы, сопровождавшиеся накоплением алевритовых и песчаных, хорошо сортированных биотурбированных осадков, часто с разнообразными ихнофоссилиями морских донных организмов; (б) регрессивный этап – преимущественная эрозия отложений на своде; сохранение осадков во врезках.

Процесс формирования торфяных (угленосных) отложений включает: (а) регрессивный этап – развитие обильного растительного покрова на обширной территории востока Волго-Уральской области и устойчивых болотных обстановок торфонакопления в понижениях (врезках) турнейской поверхности; (б) трансгрессивный этап – перекрытие торфа во врезках трансгрессивными морскими алевро-песчаными осадками; захоронение торфа; его уплотнение и преобразование в уголь. Чередование в разрезе угленосных и трансгрессивных интервалов свидетельствует о цикличности этих процессов.

Предложенные схемы осадконакопления дополняют и расширяют концепции предыдущих исследований, согласуются с разработанными картами толщин и песчанистости, объясняя сложное, покровное и мозаичное распределения песчаных тел по площади, а также заполнение врезок осадками разных литологических типов.

Ключевые слова: осадконакопление, терригенный карбон, бобриковский горизонт, врезки, Волго-Уральская область, нефтеносность, породы-коллекторы

Для цитирования: 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 нефтегазоносная провинция) – разнофациальное заполнение закарстованной поверхности турнейской изолированной карбонатной платформы. *Георесурсы*, 25(4), с. 3–28. <https://doi.org/10.18599/grs.2023.4.1>

Введение

Визейские терригенные отложения Южно-Татарского свода (ЮТС) и его склонов (Волго-Уральская провинция) представляют собой один из шести нефтегазоносных комплексов, который включает около 1000 залежей нефти (37% от общего количества залежей) (Смелков и др., 2007). Формирование визейских терригенных отложений происходило на широкой пассивной континентальной окраине Восточно-Европейской платформы (ВЕП),

сочленяющейся с крупным субдукционным бассейном Уральского палеоокеана (рис. 1). Широкая континентальная окраина, расположенная в экваториальной зоне,

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

© 2023 Коллектив авторов

Контент доступен под лицензией Creative Commons Attribution 4.0 License (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>)



Рис. 1. Местоположение территории Южно-Татарского свода на палеогеографической карте раннего карбона (350 млн лет назад). Террейны и континенты: ИК – Индокитай; СК – Северный Китай; ЮК – Южный Китай. Океаны и островные дуги: Мо – Монголо-Охотский океан; Тг – Тагильская островная дуга. Карта составлена с упрощением по (Golonka, 2002; Torsvik, Cocks, 2017; Scotese, 2010 (<http://www.scotese.com/earth.htm>); Blakey, 2020 (<https://deeptimemaps.com>))

вероятно, находилась под постоянным воздействием теплых экваториальных течений, усиливающих интенсивность приливно-отливных течений, представлявших один из основных факторов разрушения, переработки, переноса и аккумуляции терригенного материала.

Глобальная регрессия на рубеже турнейского и визейского веков (Wright, Vanstone, 2001) (рис. 2) вызвала региональный перерыв осадконакопления (Губарева, 2003), длившийся несколько миллионов лет. Перерыв осадконакопления привел к интенсивному карстованию карбонатных толщ турнейского яруса и формированию сложной геоморфологической поверхности, включающей многочисленные эрозионно-карстовые врезы округлой (изометричной) и вытянутой (продолговатой) формы (Ларочкина, 2008; Ларочкина и др., 2010). Интенсивность карстовых процессов усиливалась изолированным характером турнейских карбонатных платформ, располагавшихся параллельно линии простираения континентального склона Уральского палеоокеана (Груздев, 2021) и ограниченных друг от друга Камско-Кинельской системой прогибов (Горожанина и др., 2019).

Ранневизейская трансгрессия морского бассейна на континентальную окраину ВЕП возобновила осадконакопление, изменив его тип с карбонатного на терригенный. Сложные эрозионно-карстовые формы поверхности дна начали заполняться терригенными осадками. Осадочный материал, поступающий из источников сноса, перерабатывался и отсортировывался гидродинамическим воздействием течений. Отложение и последующее захоронение терригенных осадков первоначально происходили в отрицательных формах рельефа морского дна (во врезях), затем на остальной поверхности ЮТС.

Глобальное похолодание в раннем визе (рис. 2) вызвало регрессию морского бассейна с территории ЮТС и смену терригенного осадконакопления процессом накопления органического вещества – торфообразованием, длившимся около 2 млн лет. За это время в некоторых врезях сформировались пласты угля толщиной до 40 м (Гафуров и др., 2000; Хисамов и др., 2009).

Глобальное потепление во второй половине визейского века, последовавшее за ним таяние ледников и повышение уровня Мирового океана (рис. 2) отразились на территории ЮТС завершением торфонакопления, замещением его сначала терригенным (конец бобриковского – начало тульского времени), а затем постепенно карбонатным осадконакоплением (с середины тульского времени до конца ранней перми).

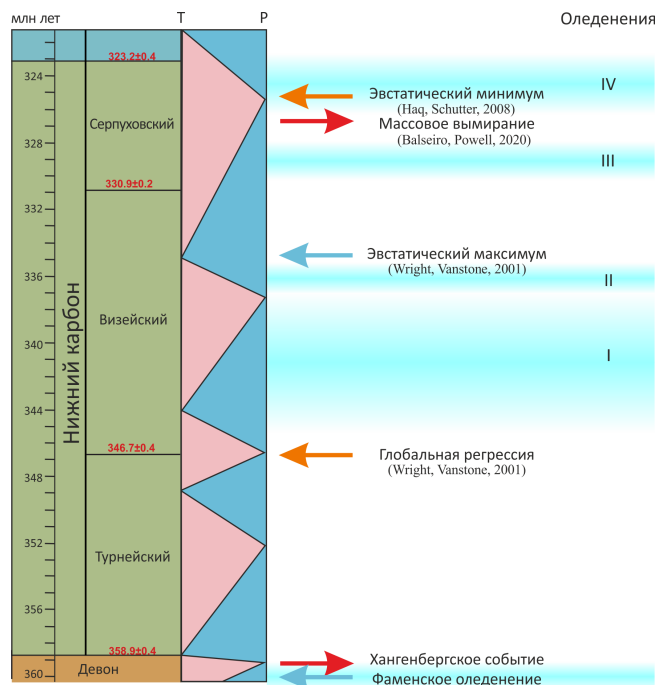


Рис. 2. Международная стратиграфическая шкала нижнего карбона со шкалой эвстатики, оледенениями (I–IV) и основными биотическими событиями по (Davydov et al., 2012). События похолодания (оледенения), обозначенные цифрами I–IV, показаны по данным: I – (Kalvoda, 2002); II – (Wright, Vanstone, 2001); III – (Fielding et al., 2008; Buggisch et al., 2008); IV – (Mii et al., 2001; Saltzman, 2003; Gulbranson et al., 2010); Т – трансгрессия; Р – регрессия

Сложная история развития континентальной окраины ВЕП в раннем карбоне, обусловленная глобальными (климат, гляциоэвстазия), региональными (трансгрессии и регрессии, усиление и ослабление терригенного сноса), локальными (карстообразование) факторами, оказала прямое влияние на состав и строение визейских терригенных отложений.

Цель настоящей работы – обновление подхода к созданию модели осадконакопления терригенных отложений нижнего карбона ЮТС и его апробация с помощью литофациальных карт нового поколения. Обновленный подход к моделированию осадконакопления должен учитывать современные данные хроностратиграфии, глобальные геологические, биотические и климатические события, процессы карстования изолированных карбонатных платформ, скорости накопления осадков разных типов, их тектонические и ихнофациальные признаки терригенных отложений.

Работа включала следующие задачи:

- анализ хроностратиграфического каркаса нижнекаменноугольных отложений ЮТС;
- уточнение пространственно-временного положения местных стратиграфических подразделений;
- анализ данных о скоростях накопления карбонатных, терригенных и угленосных осадков;
- седиментологический и ихнофациальный анализ керн скважин, пробуренных на своде и во врезках; выявление признаков болотных угленосных толщ и морских алевро-песчаных покровов;
- актуалистический анализ структурной поверхности турнейского яруса;
- построение карт толщин и песчанистости терригенных отложений карбона ЮТС по 31000 скважин

с помощью математического метода пространственной интерполяции Natural Neighbor и программного продукта ArcGIS Pro;

– создание схем осадконакопления.

Обзор геологической обстановки и условий формирования отложений нижнего карбона Южно-Татарского свода

Нижнекаменноугольные отложения Волго-Уральской нефтегазоносной провинции вследствие своей высокой нефтеносности, изучены и описаны очень детально с позиций тектоники, стратиграфии, литологии, типизации разрезов, фаций и палеогеографии (Познер и др., 1957; Алиев и др., 1975; Познер, 1975; Губарева, 2003; Фортунатова и др., 2023 и др.). Строение визейского терригенного нефтегазоносного комплекса ЮТС и его склонов – типы залежей, их происхождение, закономерности пространственного размещения; литолого-петрографические и коллекторские свойства отложений – обобщены в ряде монографий (Муслимов, 2007; Данилова, 2008; Ларочкина, 2008). Угленосная часть разреза визейского яруса ЮТС и его склонов – условия образования угленосных залежей, их пространственная приуроченность, петрографический состав углей – рассмотрена в монографиях (Гафуров и др., 2000; Хисамов и др., 2009 и др.).

Палеогеографические реконструкции среднедевонско-раннекаменноугольного этапа развития ВЕП (Nikishin et al., 1996) свидетельствуют о сходстве живетского и ранневизейского бассейнов терригенного осадконакопления, несмотря на последовательное сокращение Уральского палеоокеана (рис. 3). По аналогии с обстановками живетского века (Силантьев и др., 2022),

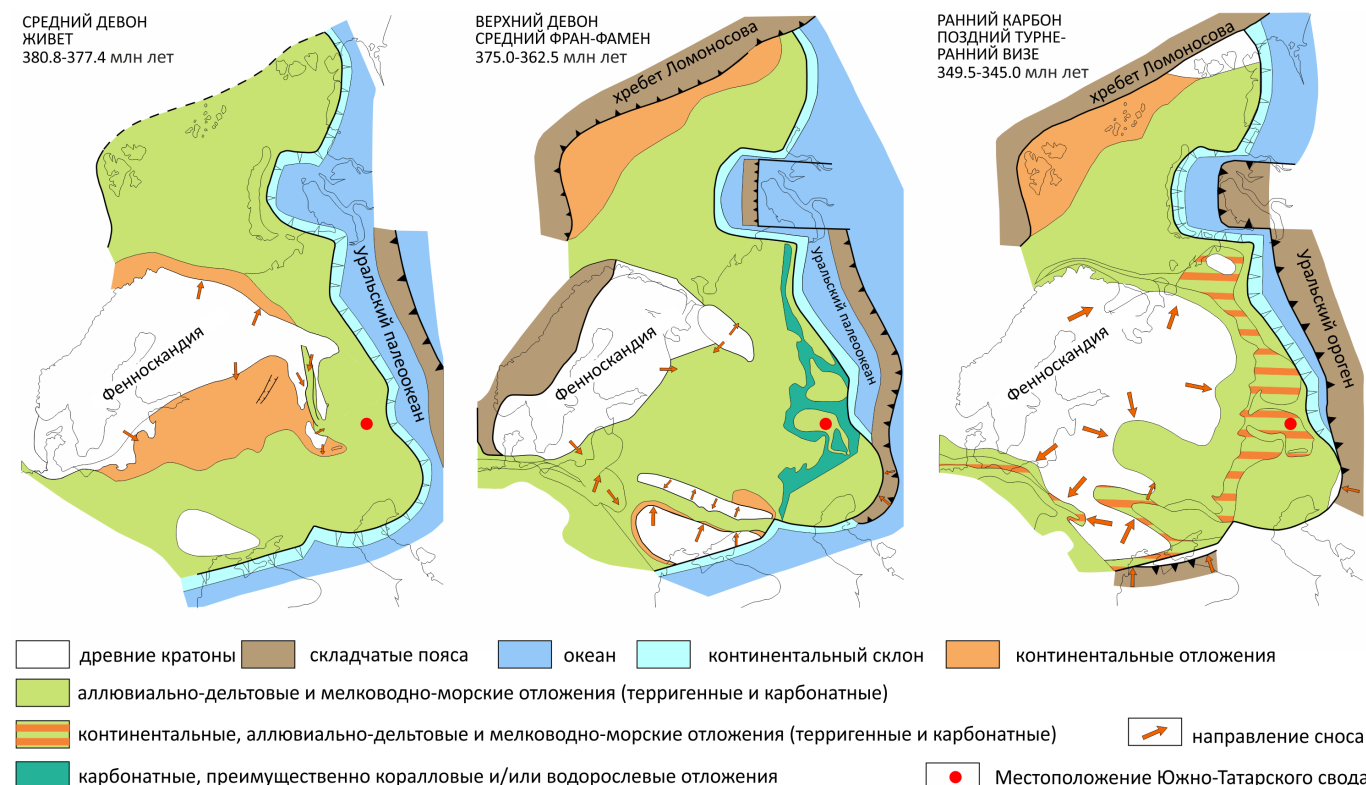


Рис. 3. Палеогеографические карты Восточно-Европейской платформы для живетского века (А), среднего франна – фамена (Б) и позднего турне – раннего визе (В) по (Nikishin et al., 1996) с упрощением

пассивная континентальная окраина ВЕП может быть представлена как широкий (500–1000 км в поперечнике) континентальный шельф, занятый мелководным морским бассейном. Территория шельфа полого погружалась от области сноса (суши) к перегибу континентального склона и далее к открытому океанскому бассейну. Таким образом, мелководный морской бассейн имел связь с Уральским палеоокеаном и испытывал воздействия приливно-отливных и экваториальных течений.

Территория ЮТС и его склонов представляла собой в раннем визе небольшую, относительно мелководную и осложненную многочисленными эрозионно-карстовыми врезам часть континентального шельфа, расположенную на достаточно большом расстоянии (400–800 км) как от области сноса, так и от перегиба континентального склона. Пестрота фаций нижневизейской толщи, сформированной на этой части шельфа, позволила на рис. 3В данную территорию обозначить как бассейн, включающий смешанные фации – континентальные, аллювиально-дельтовые и мелководно-морские терригенные отложения.

Хроностратиграфическая шкала нижнего карбона, объединяющая зональные шкалы по разным группам фауны (Alekseev et al., 2022; Aretz et al., 2020), оценивает продолжительность турнейского и начала визейского века (до тульского времени) почти в 20 млн лет (рис. 4). При этом

продолжительность турне, с преимущественным карбонатным осадконакоплением, составляет около 12 млн лет, а продолжительность ранней половины визейского века с преимущественным накоплением терригенных и угленосных осадков – около 7 млн лет.

Хроностратиграфическая шкала, совмещенная с местными стратиграфическими подразделениями (рис. 5) (Актуализированная стратиграфическая схема..., 2023; Фортунатова и др., 2023), показывает в общих чертах: 1) неоднородность строения геологических тел по простиранию; 2) продолжительность перерывов осадконакопления на сводах; 3) пространственное положение областей размыва отложений; 4) изолированность карбонатной платформы ЮТС от основной суши ВЕП; 5) относительную непрерывность осадконакопления в Усть-Черемшанском прогибе Камско-Кинельской системы (ККСП), служившей ловушкой для аккумуляции терригенного материала в косвинское время.

Продолжительность формирования геологических тел нижнего карбона ЮТС может быть оценена по их толщине и принятой скорости накопления осадков данного типа. Скорость карбонатного осадконакопления принята равной 0,03 мм/год; это минимальная скорость накопления карбонатных илов, зафиксированная в современном Мексиканском заливе и Карибском море (Emiliani, 1966).

млн лет	Ярус	Горизонт Вост.- Европейская платформа	Зональные шкалы по конодонтам		Зональные шкалы по фораминиферам	
			международная	русская	международная	русская
340	Визейский (часть)	Тульский (часть)	<i>Gnathodus prae bilineatus</i> (часть)	<i>G. bilineatus bilineatus</i> (часть)	<i>Endothyranopsis compressa</i> - <i>Archaeodiscus krestovnikovi</i>	<i>Endothyranopsis compressa</i> - <i>Paraarchaediscus koktjubensis</i>
		Бобриковский	<i>Gnathodus texanus</i>	<i>Gnathodus texanus</i>		<i>Uralodiscus rotundus</i>
		Радаевский			<i>Globoendothyra ukrainica</i> - <i>Eoparastaffella simplex</i>	
						346.7
350	Турнейский	Косьвинский	<i>Gnathodus pseudosemiglaber</i> - <i>Scaliognathus anchoralis</i>	<i>Scaliognathus anchoralis</i>	<i>Dainella chomatifera</i> - <i>Tetrataxis sussaicus</i>	<i>Eotextularia diversa</i>
			<i>Gnathodus semiglaber</i> - <i>Polygnathus communis</i>	<i>Dollimaie bouckaerti</i>		
			<i>Dollimaie bouckaerti</i>			
		Кизеловский	<i>Gnathodus typicus</i> - <i>Siphonodella isosticha</i>	<i>Gnathodus typicus</i>	<i>Latiendothyra latispiralis</i> - <i>Palaeospiroplectammina tchernyshiensis</i>	<i>Spinoendothyra costifera</i>
		Черепетский	<i>Siphonodella quadruplicata</i> - <i>Patrognathus andersoni</i>	<i>Siphonodella isosticha</i> - <i>Siphonodella quadruplicata</i>	<i>Chernyshinella glomitiformis</i>	<i>Palaeospiroplectammina tchernyshiensis</i>
		Упинский	<i>Siphonodella sandbergi</i> - <i>Siphonodella belkai</i>	<i>Siphonodella belkai</i>	<i>Prochernyshinella disputabilis</i> - <i>Tournayellina beata</i>	<i>Chernyshinella disputabilis</i>
		Малевский	<i>Siphonodella duplicata</i>	<i>Siphonodella duplicata</i>	<i>Earlandia minima</i> - <i>Bisphaera malevkensis</i>	<i>Earlandia minima</i>
		358.9	Гумеровский	<i>Siphonodella sulcata</i>	<i>Siphonodella sulcata</i>	<i>Quasiendothyra communis</i>
Зиганский	<i>Siphonodella praesulcata</i>	<i>Siphonodella praesulcata</i>	<i>Quasiendothyra kobeitusana</i>			
360	Девонская система					

Рис. 4. Хроностратиграфическая шкала нижнего карбона с зональными шкалами по конодонтам и фораминиферам. Составлена по (Alekseev et al., 2022; Aretz et al., 2020)

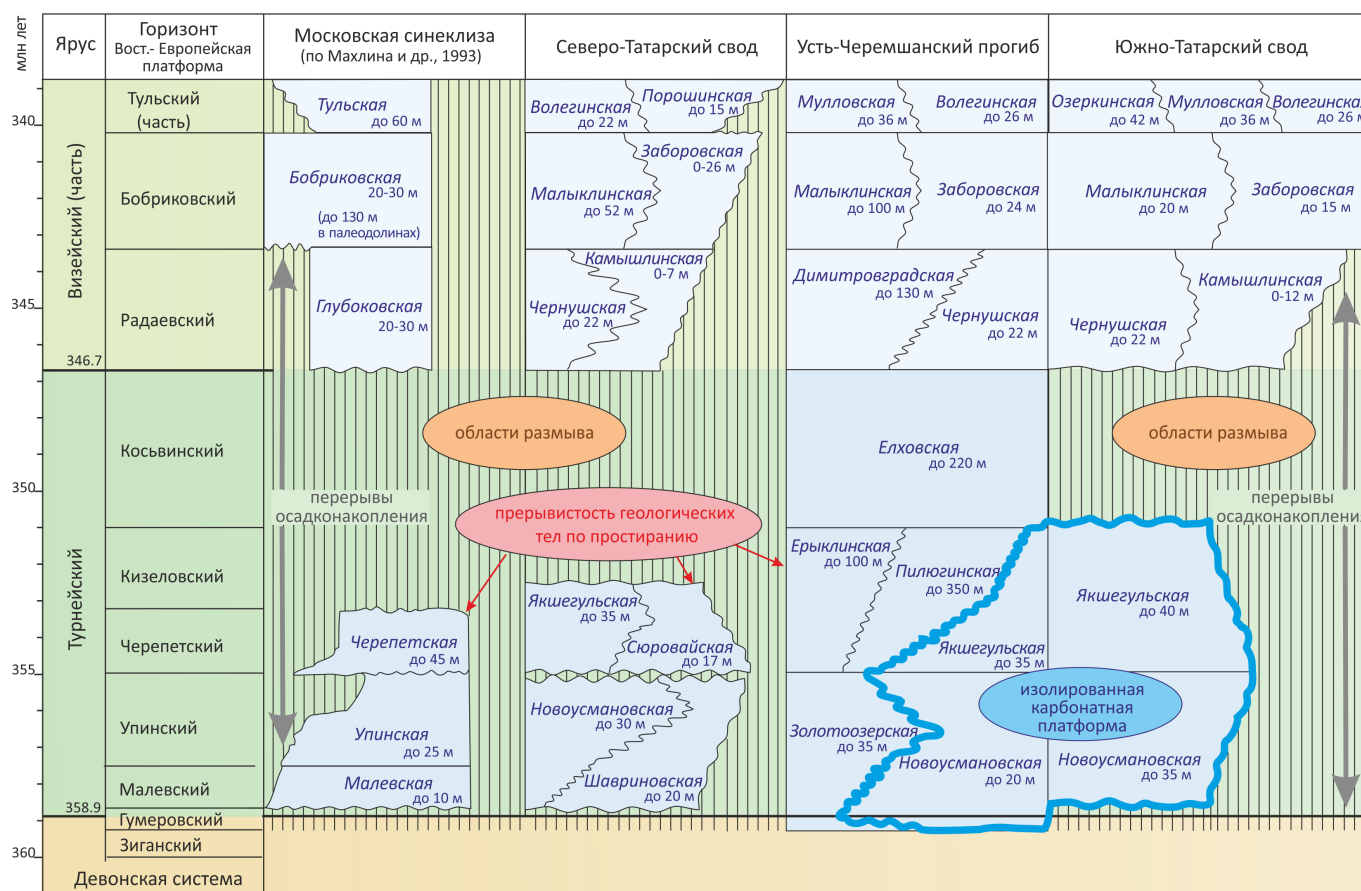


Рис. 5. Хроностратиграфическая шкала и местные подразделения (свиты) нижнекаменноугольных отложений некоторых структурно-фациальных зон Волго-Уральской провинции по (Актуализированная..., 2023; Фортунатова и др., 2023) с упрощением и Московской синеклизы по (Махлина и др., 1993)

При такой скорости и непрерывном осадконакоплении за 12 млн лет турнейского века на ЮТС должно было накопиться не менее 350 м осадков. В действительности карбонатные тела имеют толщину 30–45 м, что намного меньше даже с учетом коэффициента уплотнения карбонатного осадка, который может достигать значений 2:1 (Shinn, Robbin, 1983; Croizé et al., 2013). Оценка максимальной длительности накопления карбонатных тел малевско-упинского и черепетско-кизеловского интервалов (при скорости осадконакопления 0,03 мм/год) составляет 1–1,5 млн лет (рис. 6).

Скорость терригенного осадконакопления принята равной 0,2 мм/год; это минимальная скорость, зафиксированная в заливе Мэн Атлантического побережья Северной Америки (Kukal, 1971). При такой минимальной скорости и непрерывном осадконакоплении за 7 млн лет радаевского, бобриковского и начала тульского времени на ЮТС должно было накопиться не менее 1400 м осадков. В действительности толщины сохранившихся геологических тел составляют от 15 до 45 м. Продолжительность их формирования могла составлять суммарно менее 0,1 млн лет (рис. 6).

На рис. 6 продолжительность формирования геологических тел показана без учета возможных перерывов в осадконакоплении. Эти перерывы, обычные для платформенных бассейнов, часто фиксируются в разрезах в виде диастем, но на сегодняшний день у нас нет надежных инструментов для их фиксации и оценки

продолжительности. Можно лишь предположить, что учет перерывов вызовет разделение геологических тел, показанных на рис. 6, на более тонкие дискретные элементы, расположенные на различных временных уровнях того или иного стратиграфического интервала.

Скорость накопления угля в раннем карбоне на территории ЮТС принята равной 0,02 мм/год, что близко к минимальным значениям (Силантьев и др., 2023). При такой скорости 40-метровый угольный пласт должен был бы накапливаться около 2 млн лет. Скорость накопления угля рассчитана из скорости накопления торфа 0,2 мм/год и коэффициента уплотнения при переходе торфа в уголь, принятым равным 10:1. В целом скорости накопления торфа в голоценовых болотах различных территорий Земного шара составляют около 1 мм/год (Moore, Shearer, 2003; Fikri, 2022) а в современных тропических мангровых болотах Багамских изолированных платформ – 0,4 мм/год (van Hengstum et al., 2018).

Отложения турнейского и визейского ярусов различных структурно-фациальных зон Волго-Уральской провинции отличаются полнотой разреза, литологическим составом и толщинами (рис. 7). По отношению к прогибам ККСП принято выделять четыре основных типа разреза (Шельнова и др., 1966; Губарева, 2003): 1) сводовый, или *Акташский*; 2) склоновый, или бортовой, с увеличенной толщиной турнейских известняков, *Саитовский*; 3) депрессионный терригенно-карбонатный, *Кабык-Куперский*; 4) депрессионный (осевой) терригенный,

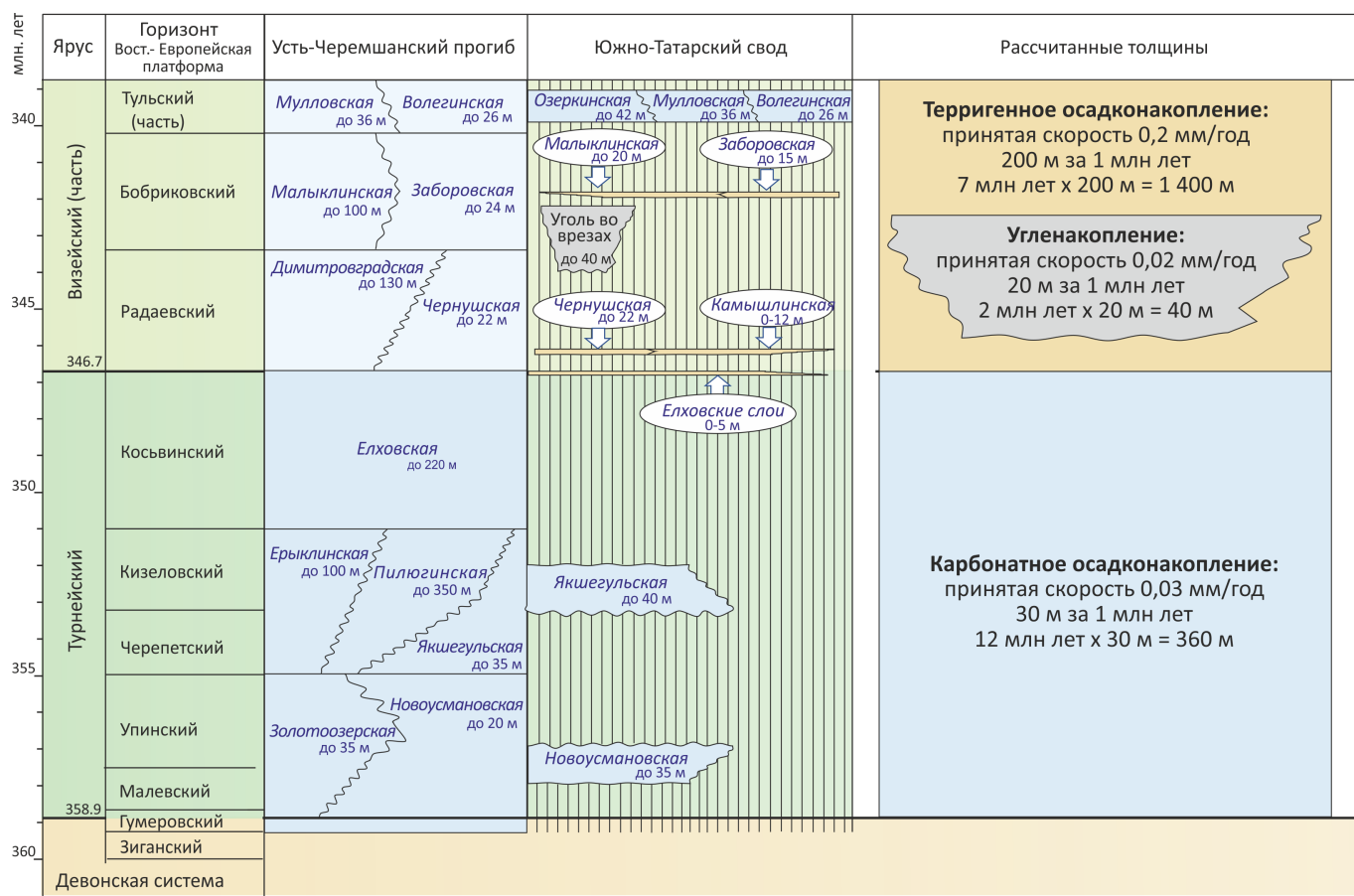


Рис. 6. Геологические тела нижнекаменноугольных отложений Южно-Татарского свода, показанные в масштабе времени их накопления, согласно принятым (минимальным) скоростям осадконакопления; высокая скорость осадконакопления увеличивает время перерывов между накоплением геологических тел; карбонатные тела накапливались около 1 млн лет; терригенные – около 100 тыс. лет

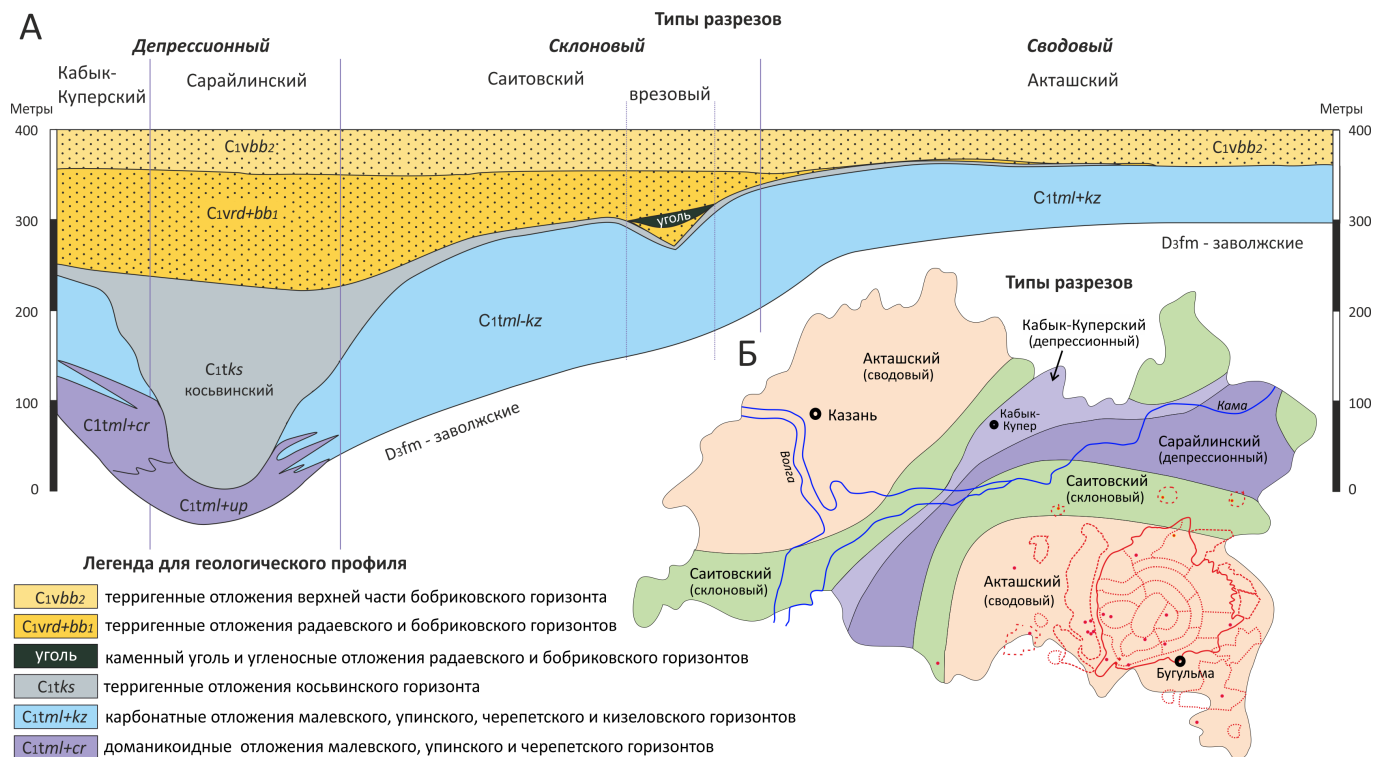


Рис. 7. Схема строения и распространения основных типов разреза нижнего карбона Южно-Татарского свода и прилегающих прогибов Камско-Кинельской системы: (А) схематический геологический профиль от осевой зоны прогиба к центральной части ЮТС; (Б) карта-схема территории Татарстана с зонами распространения основных типов разрезов по (Шельнова и др., 1966); показаны контуры ЮТС, нефтегазоносных площадей; красные точки – изученные скважины с керном

Сарайлинский. Ниже приводится общая характеристика этих типов.

Сводовый (*Акташский*) тип разреза приурочен к ЮТС и Северо-Татарскому своду (СТС). Для него характерны небольшие толщины как карбонатных отложений турне (60–80 м), так и терригенных отложений визе (20–25 м). Турнейские карбонатные отложения включают четыре горизонта (снизу вверх) – малевский, упинский, черепетский и кизеловский, и перекрываются тонкой (3–7 м) пачкой листоватых аргиллитов, относимых по палинологическим данным к косьвинскому горизонту, завершающему разрез турне (рис. 6, 7) (Шельнова и др., 1966). Выше залегают песчаники и алевролиты бобриковского горизонта (обычно 5–7, реже до 20 м), перекрывающиеся существенно более мористыми отложениями тульского горизонта (обычно 8–10, реже до 35 м), представленными песчаниками, известковистыми алевролитами и известняками с нормально-морской фауной (рис. 8).

Склоновый, или бортовой (*Саитовский*) тип разреза с увеличенной толщиной турнейских известняков распространен на склонах большинства сводов – ЮТС, СТС, Башкирского, Токмовского. Толщина карбонатно-терригенных (малевский и упинский горизонты) и карбонатных (черепетский и кизеловский) отложений турне достигает 350 м. Строение перекрывающих терригенных отложений такое же, как в разрезах сводового (*Акташского*) типа.

Депрессионный терригенно-карбонатный (*Кабык-Куперский*) тип разреза развит на северных бортах впадин ККСП (рис. 7Б) и отличается доманикоидным обликом нижнетурнейских и черепетских отложений (Губарева, 2003). Малевский и упинский горизонты (25–30 м) сложены доманикоидными битуминозными породами, сланцами и аргиллитами с фауной конодонтов, брахиопод, спикулами губок и водорослями. Черепетский горизонт (100–120 м) сложен черными аргиллитами с прослоями известняков, мергелей и известковистых алевролитов. Кизеловский горизонт (90–110 м) представлен известняками с подчиненными прослоями аргиллитов. Известняки кизеловского горизонта перекрываются листоватыми аргиллитами (елховские слои, рис. 6) косьвинского горизонта (8–15 м), возраст которых установлен по палинологическим данным (Шельнова и др., 1966). Отложения радаевского (40–60 м) и бобриковского (15–30 м) горизонтов сложены песчаниками и глинисто-углистыми породами. Тульский горизонт (до 30 м) представлен преимущественно аргиллитами.

Депрессионный (осевой) терригенный (*Сарайлинский*), тип разреза приурочен к осевым частям впадин ККСП и отличается преобладанием доманикоидных и терригенных отложений. Отложения малевского и упинского горизонтов (до 20–25 м) представлены доманикоидными породами, известняками и аргиллитами, содержащими фауну брахиопод, конодонтов, спикулы губок. Черепетский горизонт в осевой части впадин ККСП отсутствует; в переходной зоне от осевой части к бортам он представлен маломощной (30–40 м) пачкой карбонатно-глинистых пород. Отложения кизеловского горизонта отсутствуют. Косьвинский горизонт (120–150 м), представленный аргиллитами с подчиненными прослоями песчаников (до 40–50 м), содержит спорово-пыльцевой комплекс, аналогичный выделенным из елховских глин сводового

(*Акташского*) и бортового (*Саитовского*) типов (Шельнова и др., 1966). Радаевский горизонт (80–100 м в осевой зоне; 40–50 м ближе к бортам) представлен песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями углисто-глинистых пород. Бобриковский горизонт (до 30 м) имеет такой же литологический состав и выделяется на основании палинологических данных. Тульский горизонт (до 30 м) представлен преимущественно аргиллитами.

На ЮТС и его склонах распространены преимущественно разрезы сводового (*Акташского*) и склонового, или бортового (*Саитовского*) типов. Они осложнены врезными разрезами, выполняющими эрозионно-карстовые понижения рельефа турнейской поверхности, амплитуда которых меняется от 5 до 95 м, реже до 120 м и более (Ларочкина, 2008). Детальное описание, типизация, анализ пространственного размещения врезных разрезов приведены в многочисленных работах И.А. Ларочкиной и ее соавторов (Ларочкина, Мельников, 1984; Ларочкина, 2005, 2008; Ларочкина и др., 2010, 2011 и др.).

Материал

Изучен керн 27 скважин (более 400 м), пробуренных на значительном удалении друг от друга и характеризующих различные зоны ЮТС, его склонов и восточного борта Мелекесской впадины, в том числе эрозионно-карстовые врезы округлой (изометричной) и вытянутой (продолговатой) формы (рис. 9).

Построение карт основано на выборке данных каротаж 30000 скважин, пробуренных в пределах сводовой части ЮТС и Ново-Елховской площади. Материал включал в себя комплекс геофизических параметров, необходимых для оценки глинистых и песчаных компонентов в разрезе. Для корректного построения карт песчанистости из алевроито-песчаных интервалов были вычленены интервалы углей. Количественная оценка фильтрационно-емкостных свойств горных пород проведена по 43000 образцов.

Методы

Методы исследования включали анализ современных данных хроностратиграфии раннего карбона, анализ данных по прямым и косвенным измерениям скоростей накопления торфа и терригенных покровов в болотах современных изолированных карбонатных платформ; анализ процессов карстования древних и современных изолированных карбонатных платформ тропических морей. Детальное изучение керна включало определение биогенных структурно-текстурных признаков; анализ изменения этих признаков по разрезу; определение таксономического разнообразия ихнофоссилий и степени биотурбации пород, определение ихнофаций и их интерпретацию.

Методы выявления литотипов включали седиментологический, ихнофацальный и фаунистический анализ. Макроописание керна проводили послойно непосредственно в кернохранилище. Керн перед изучением тщательно отмывался от бурового раствора. Очищенные породы изучали визуально и послойно фотографировали с увеличением 1,5–2. Наиболее информативные образцы фотографировали после пропитки этиловым спиртом, позволяющей фиксировать тонкие текстурные признаки.

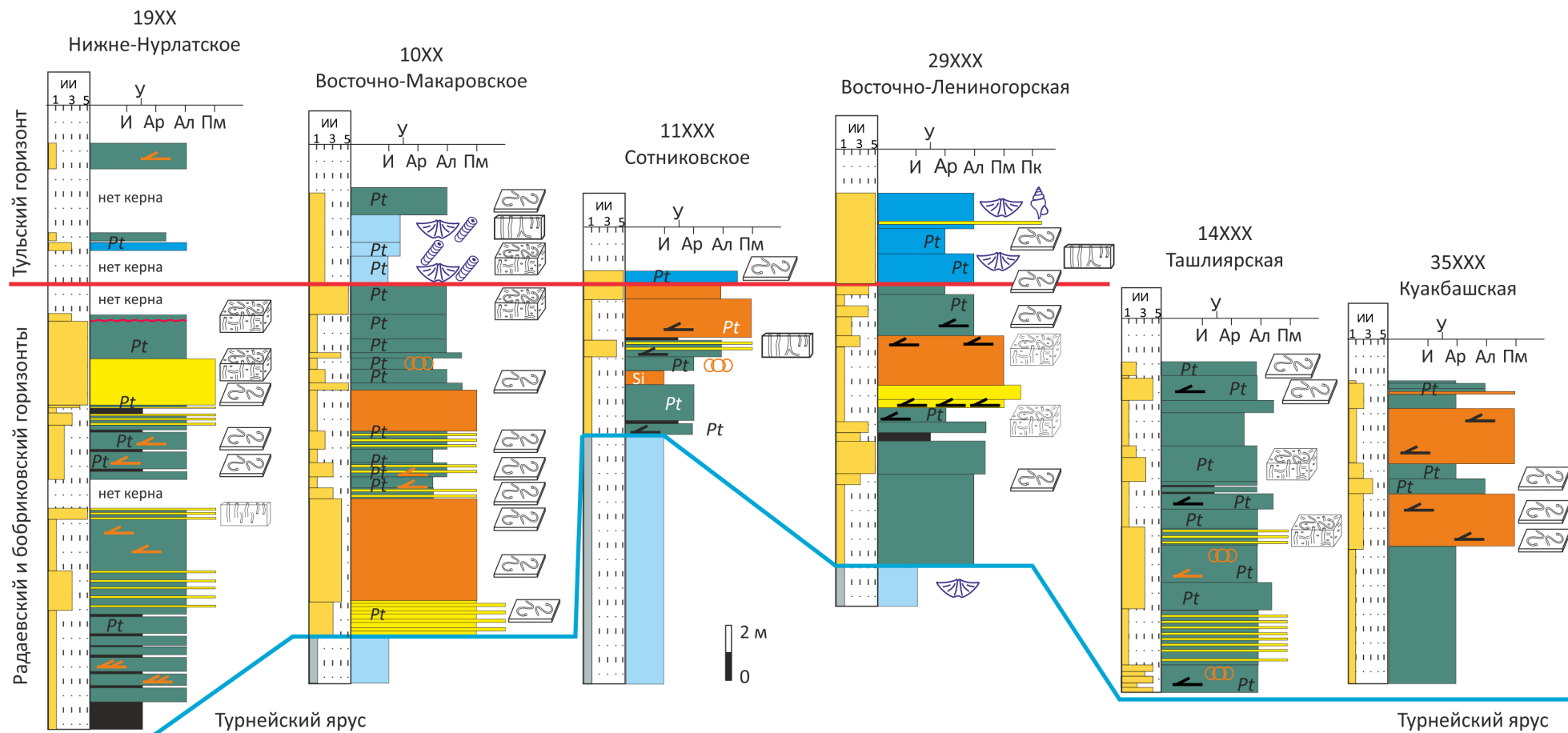


Рис. 8. Сопоставление некоторых изученных скважин. Условные обозначение см. на рис. 11

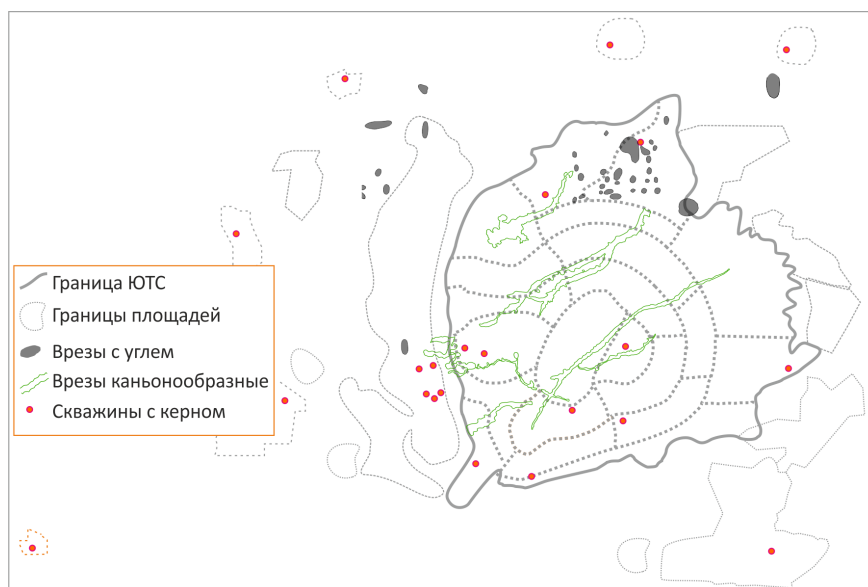


Рис. 9. Карта местоположения скважин визейского яруса, керн которых был изучен

При макроописании керна выделяли интервалы глинистых, алевритистых, песчаных и углистых пород. Каждый интервал изучали и подробно описывали по-слоино: учитывали цвет, текстуру, структуру породы, характер слоистости, сортировки; наличие перерывов, характер ритмичности в переслаивании пород; вторичные изменения, биотурбацию, наличие и характер фауны, флоры, ихнофоссилий (следов жизнедеятельности организмов), степень их сохранности. Одновременно изучали поверхности напластования пород и распилов поперек напластования. По совокупности признаков выделяли слои толщиной от 10 см до первых метров, в среднем 0,35 м.

Распиловку и шлифовку керна проводили вкост напластования. Хрупкие породы перед распиловкой пропитывали прозрачным эпоксидным клеем, чтобы предупредить разрушение образцов по трещинам и ослабленным зонам. Распиленные образцы шлифовали на порошках размерности 50 и 20 мк, и после этого сканировали или фотографировали с высоким разрешением.

Изучение горных пород и содержащихся в них ихнофоссилий проведено методами ихнофацеального (Seilacher, 1964; 1967) и ихнотекстурного (Droser, Bottjer, 1986) анализов. Ихнофацеальный анализ включал: изучение морфологии ихнофоссилий, определение ихнотаксонов; выявление ассоциаций ихнотаксонов, связанных между собой общими условиями окружающей среды; выделение на этой основе ихнофац. Ихнотаксоны определяли как на поверхностях напластования пород, так и в поперечном сечении пород в шлифовках по апробированной методике (Knaust, 2017). Из-за сложностей изучения ихнофоссилий в кернах ихнотаксоны определены только до уровня ихнородов.

Одновременно с определением ихнофоссилий проводили ихнотекстурный анализ пород. В породах фиксировали наличие биотурбации – нарушения первичной слоистости осадка донными организмами. Интенсивность биотурбации определяли по балльной шкале *ихнотекстурного индекса* (ИИ) породы (Droser, Bottjer, 1986). Балльная шкала ИИ имеет значения от 1 до 5, где 1 балл соответствует полному отсутствию в породе биотурбации

и ихнофоссилий (0%-ной биотурбации). Баллы 2, 3, 4 отвечают различной степени нарушения первичной слоистости осадка и отличаются обилием ихнофоссилий (ИИ 2 = 10–30%, ИИ 3 = 30–60%, ИИ 4 = 60–80% нарушения слоистости). Балл 5 соответствует полной переработке осадка, с уничтожением всех первичных осадочных структур (80–100% биотурбации); в этом случае ихнофоссилии часто не сохраняются, и определить их невозможно.

Методика интерпретации результатов исследований. Оценку условий формирования осадка, интенсивности гидродинамики и относительного содержания кислорода в придонном осадке, установление обстановок осадконакопления и реконструкцию палеогеографических условий проводили на основе обобщения комплексной характеристики пород (литологической, седиментологической, ихнофацеальной, ихнотекстурной, палеонтологической) (Алексеев, 2014).

Интерпретация геофизических исследований скважин (ГИС) была основана на корреляции показаний отдельных методов каротажа с литолого-петрофизическими свойствами горных пород изучаемого разреза. Процесс обработки и интерпретации представлял собой последовательность процедур, выполняемых в определенном порядке, включающем следующие этапы.

На первом этапе оценивали качество каротажного материала, полученного в процессе измерений. Для этого применяли различные критерии проверки достоверности, такие как показания в колонне или в каверне, показания в глинистых или плотных пластах и т.д.

На втором этапе выполняли взаимную увязку по глубине кривых, полученных во время отдельных спуско-подъемных операций. В процессе коррекции каротажные кривые при необходимости сдвигали вверх или вниз по разрезу на определенную величину, которая зависит от качества привязки по глубине во время выполнения отдельного измерения. В результате этих операций получали набор каротажных кривых, представляющих данные в единых интервалах глубины.

Далее в кривые радиоактивного каротажа (РК) вводили поправки, устраняющие аппаратные искажения,

поправки за инерционность измерительной аппаратуры, поправки за гамма-фон в НГК и скважинные условия.

На завершающем этапе производили нормирование кривых радиоактивного каротажа и вычисление относительных параметров. Это позволило устранить влияние различных факторов на показания каротажных кривых.

На основе гамма-каротажа (ГК) находился двойной разностный параметр (или относительный параметр) A_γ по следующей формуле:

$$A_\gamma = \frac{I_\gamma - I_\gamma^{\min}}{I_\gamma^{\max} - I_\gamma^{\min}},$$

где I_γ – показания кривой ГК после поправок, мкр/ч; $I_\gamma^{\min}$ и $I_\gamma^{\max}$ – показания в опорных пластах, мкр/ч. При этом минимальные показания ГК находились в интервалах верхнефаменского или верхнетурнейского подъярусов, а максимальные показания – в глинистых пластах бобриковско-тульских отложений.

По данным нейтронного каротажа (НК) определялся двойной разностный параметр (или относительный параметр) A_n по формуле:

$$A_n = \frac{I_n - I_n^{\min}}{I_n^{\max} - I_n^{\min}},$$

где I_n – показания кривой НК после поправок, усл.ед.; $I_n^{\min}$ и $I_n^{\max}$ – показания в опорных пластах. При этом минимальные показания НК находились в глинистых пластах терригенного нижнего карбона, а максимальные показания – в наиболее плотных карбонатных породах верхнефаменского подъяруса или, в случае их отсутствия в записи ГИС, в карбонатных отложениях алексинского горизонта. Максимальное значение НК умножалось на коэффициент 1,35, выведенный эмпирически для исследуемых отложений ЮТС.

В результате интерпретации комплекса признаков, полученных из каротажных кривых, проведено литологическое расчленение разреза скважин.

Методы математического аппарата. Для выявления пластов песчаных тел по данным ГИС были использованы нормированные кривые $A_{гк}$ для терригенных отложений визейского яруса. Значения $A_{гк}$ меньше 0,2 принимали за граничный уровень песчаников, а значения $A_{гк}$ более 0,6 – за граничный уровень аргиллитов. Таким образом, область всех значений кривой делилась на три части. Принималось, что песчаникам соответствует диапазон $A_{гк} < 0,2$; алевролитам – $0,2 \leq A_{гк} \leq 0,6$; аргиллитам – $A_{гк} > 0,6$.

Значения глубин, отвечающие точкам пересечения $A_{гк}$ с линиями $A_{гк} = 0,2$ и $A_{гк} = 0,6$, считались границами интервала (кровлей и подошвой геологического тела), в пределах которого область кривой нужно отнести к песчаникам, алевролитам или аргиллитам.

Минимальная толщина исследуемых интервалов принята равной 0,4 м. Интервалы толщиной менее 0,4 м не рассматривались в отдельности и объединялись с соседними, более мощными интервалами.

Последовательность интервалов (толщиной 0,4 м и более), определенных в каждой скважине, анализировали следующим образом: осуществлялся подсчет количества интервалов, отнесенных к песчаникам; рассчитывалось процентное содержание песчаников, т.е. отношение

суммарной толщины интервалов с песчаником к общей толщине исследуемого разреза.

Методы составления карт. Построение карт проводили при помощи программного обеспечения ArcGIS Pro. Для этого был выбран инструмент обработки геологической информации «Естественная окрестность» (Natural Neighbor), основанный на детерминированном методе пространственной интерполяции (Sibson, 1981). Размер ячейки составил 50 м. Выбор данного метода обусловлен тем, что он способен обрабатывать до 15 млн входных точек и интерполировать значения с определением веса каждой точки, основываясь на пропорциональных областях («естественных соседях»). Еще одно достоинство метода заключается в том, что он не выводит тренды и не создает пики, ямы или точки минимума, которые не представлены входными данными. Это позволяет получать более гладкую результирующую поверхность.

Результаты

Обоснование морского происхождения терригенных осадков радаевского и бобриковского горизонтов

Морская природа терригенных осадков, в том числе коллекторов, подтверждается комплексом ихнофоссилий и характером биотурбации пород. Визейская толща в пределах изученной территории представлена сложным переслаиванием биотурбированных и тонкослоистых пород и сложена мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, с подчиненными пластами аргиллитов, угля и сильно углистых пород (рис. 10, 11). Фаунистические остатки очень редки. В тульских известняках и карбонатизированных алевролитах верхней части бобриковского горизонта встречаются раковины брахиопод *Linoproductus* sp., редкие членики криноидей и фрагменты раковин брюхоногих моллюсков. В радаевском и бобриковском горизонтах органические остатки представлены редким растительным детритом, иногда обугленным, миоспорами и отпечатками растений.

Комплекс ихнофоссилий в терригенной толще достаточно разнообразен. Ихнофоссилии представлены горизонтальными ходами *Chondrites*, *Planolites*, *Teichichnus* и *Zoophycos*, вертикальными ходами *Arenicolites* и *Skolithos*.

В песчаниках наиболее распространены ходы *Planolites*. Чаще всего ходы *Planolites* зафиксированы в виде дискретных форм и не сильно влияют на ихнотекстуру вертикального сечения породы. Между тем, в отдельных нефтеносных пластах песчаников при наложении многочисленных ходов *Planolites* друг на друга сформировалась полностью биотурбированная текстура (рис. 12А).

В более крупнозернистых песчаниках зафиксированы ходы *Skolithos* (рис. 12Б). В песчаниках ходы *Skolithos* достигают 10–15 см в длину; заполнение ходов не отличается от вмещающей породы, и морфология ходов подчеркивается только тонким глинистым материалом их стенок, привнесенным организмом-следопроизводителем.

В интервалах переслаивания песчаников и алевролитов ходы *Planolites* и *Skolithos* фиксируются в одном комплексе (рис. 12В). Длина ходов *Skolithos* в таких интервалах достигает 1–2 см. Ходы *Planolites* приурочены к прослоям алевролита.

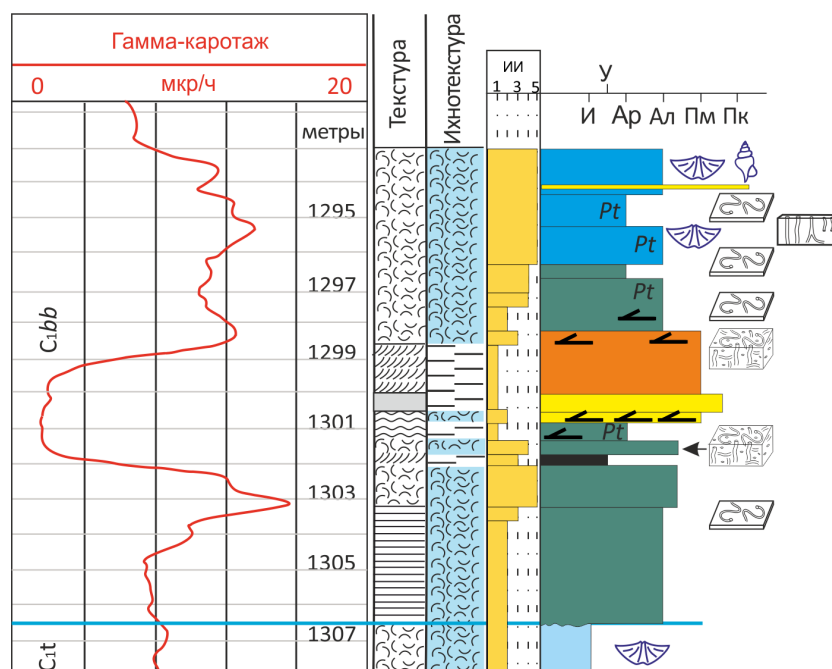


Рис. 10. Литолого-седиментологическая колонка скважины 29XXX (Восточно-Ленинградская). Условные обозначения см. на рис. 11

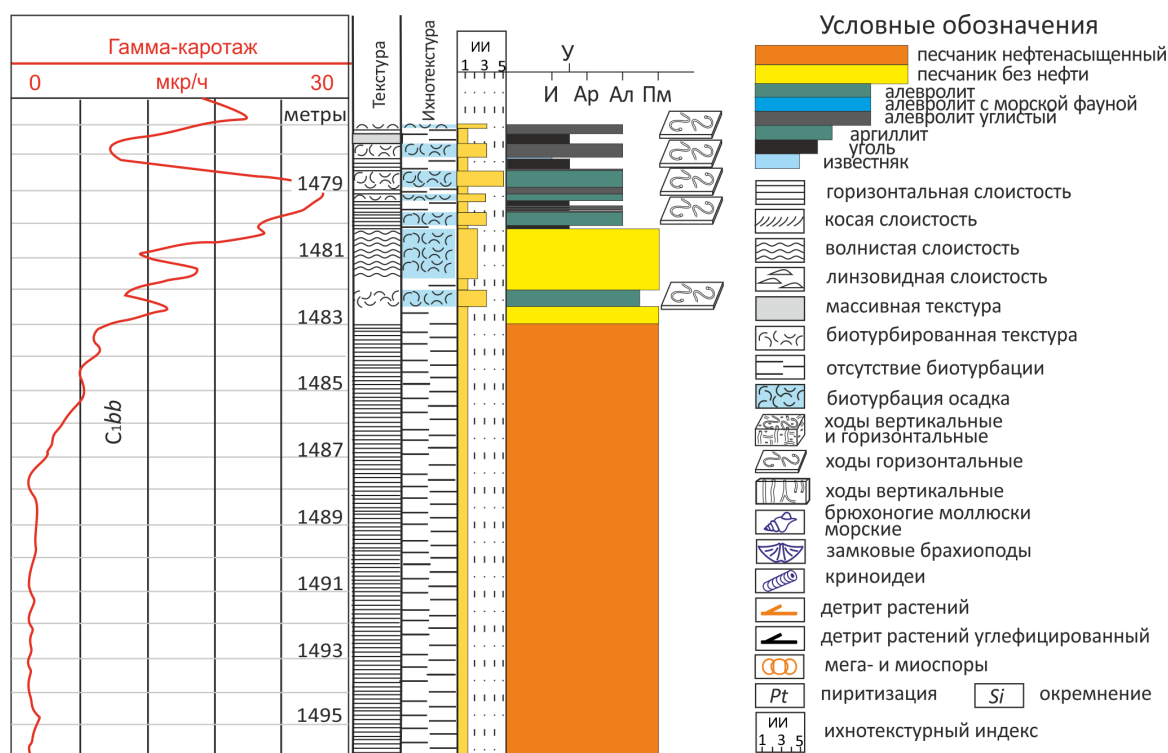


Рис. 11. Литолого-седиментологическая колонка скважины 80XX (Вишнево-Полянское)

Песчаная размерность осадка в целом ухудшает сохранность ихнофоссилий. В сильно биотурбированных песчаниках в результате наложения ходов друг на друга диагностика ихнофоссилий значительно усложняется (рис. 12Г).

В отдельных интервалах песчаников биотурбация отсутствует (рис. 12Д). В этих интервалах фиксируется тонкая горизонтальная параллельная слоистость, подчеркнутая нефтеносностью, наличием тонких глинистых прослоев или прослоев растительного детрита.

Ихнофоссилии в алевролитах более разнообразны. В верхней части бобриковского горизонта и тульском горизонте наиболее многочисленны горизонтальные ходы *Chondrites* (рис. 13А) и *Zoophycos* (рис. 13Б). Дендритообразные ходы *Chondrites* хорошо фиксируются как в вертикальном сечении породы, так и на поверхностях напластования пород. Ходы *Zoophycos* в поперечном сечении алевролитов отличаются контрастным по цвету менисковидным заполнением хода. На некоторых уровнях ходы *Zoophycos* заполнены песчаным материалом, сильно контрастирующим с вмещающей породой. В верхней

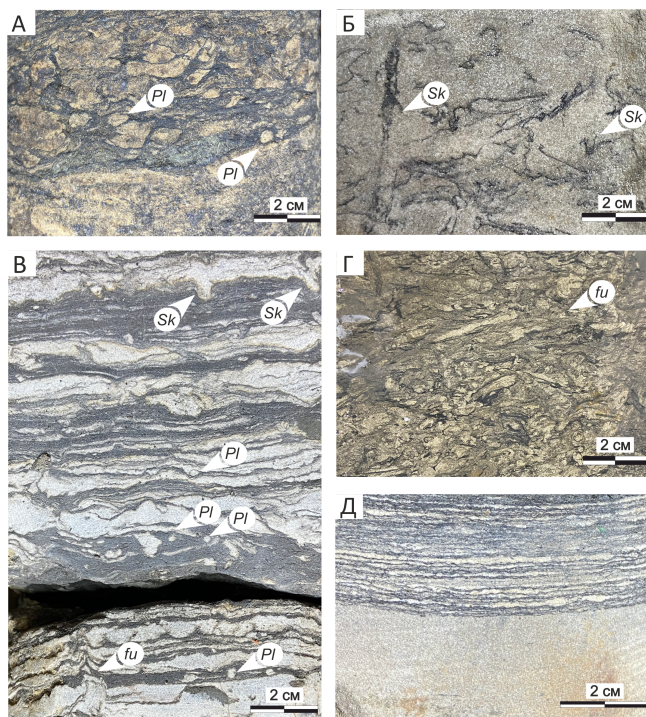


Рис. 12. Ихнофоссилии в песчаниках визейского яруса ЮТС. А) Ходы *Planolites* (Pl) в биотурбированном нефтеносном песчанике (80% переработки). Бобриковский горизонт, скв. 10XX, Восточно-Макаровская, гл. 1120,2 м. Б) Ходы *Skolithos* (Sk) плохой сохранности в полностью биотурбированном песчанике (100% переработки). Ходы подчеркнуты провалами глинистого материала. Бобриковский горизонт, скв. 2XX, Тяньчи-Тамакская, гл. 1268 м. В) Биотурбация в переслаивании песчаника и алевролита. В верхней части реликты ходов *Skolithos* (Sk), в средней части сечения ходов *Planolites* (Pl), в нижней части – следы бегства (fu). Бобриковский горизонт, скв. 14XXX, Ташлиярская, гл. 1070 м. Г) Полностью биотурбированная текстура нефтеносного песчаника. Наложение ходов друг на друга не позволяет их диагностировать. Бобриковский горизонт, скв. 19XX, Нижне-Нурлатское, гл. 1495 м. Д) Тонкая параллельная слоистость со скрытой (крипто-) биотурбацией, подчеркнутая прослоями глинистого материала. Бобриковский горизонт, скв. 35XXX, Куакбацкая, гл. 1155,9 м. Во всех случаях масштабная линейка – 2 см

части бобриковского горизонта и тульском горизонте ходы *Chondrites* и *Zoophycos* встречаются совместно (рис. 13В), но фиксируются и в нижележащих интервалах, отдельно друг от друга.

В бобриковских отложениях нескольких скважин зафиксированы ходы *Teichichnus rectus* (рис. 13Г). Для ходов *Teichichnus* характерно наличие тонких перемишек – шпрейтов. Ходы *Teichichnus* отличаются от *Zoophycos* вертикальным расположением по отношению к поверхности напластования.

Наиболее распространены в алевролитах (так же как и в песчаниках) ходы *Planolites*. Чаще всего они незначительно нарушают текстуру пород (ихнотекстурный индекс 2–3), но в отдельных интервалах многочисленные ходы *Planolites* формируют своеобразную «планолитовую» текстуру (ихнотекстурный индекс 4–5) (рис. 13Д).

Углефицированные и глинистые алевролиты обычно полностью лишены биогенных структур и признаков биотурбации (рис. 13Е).

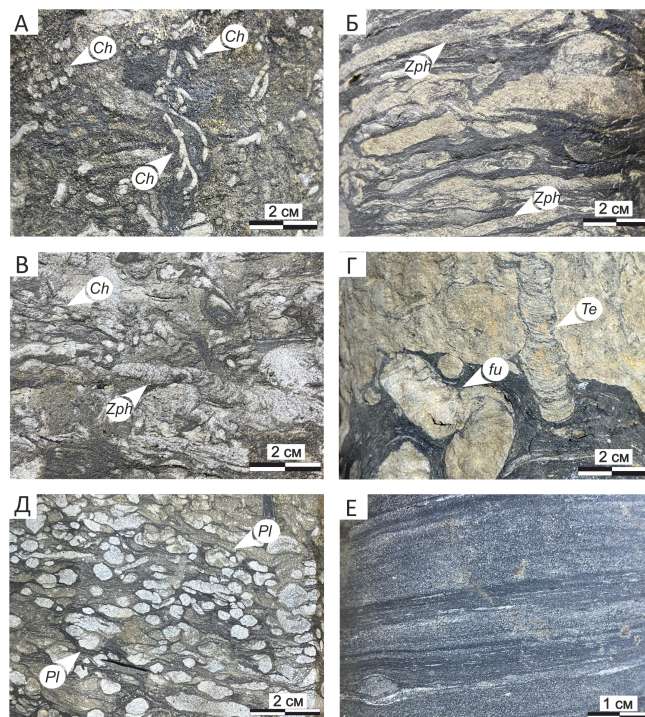


Рис. 13. Ихнофоссилии в алевролитах визейского яруса ЮТС. А) Фрагменты ходов *Chondrites* (Ch) в полностью биотурбированном алевролите. Бобриковский горизонт, скв. 14XXX, Ташлиярская, гл. 1065,7 м. Б) Ходы *Zoophycos* (Zph) в биотурбированном алевролите (90% переработки). По ходам наблюдаются инфузии песка. Тульский горизонт, скв. 11XXX, Сотниковское, гл. 1244,1 м. В) Ходы *Zoophycos* (Zph) и *Chondrites* (Ch) в полностью биотурбированном алевролите. Бобриковский горизонт, скв. 14XXX, Ташлиярская, гл. 1065,5 м. Г) Ходы *Teichichnus* (Te) в полностью биотурбированном алевролите (100% переработки) и ходы, сильно деформированные в результате уплотнения осадка (fu). Бобриковский горизонт, скв. 15XXX, Миннибаевская, гл. 1125,5 м. Д) Ходы *Planolites* (Pl) и «планолитовая» текстура в биотурбированном алевролите (90% переработки). Масштабная линейка – 2 см. Бобриковский горизонт, скв. 80XX, Вишнево-Полянское, гл. 1478,4 м. Е) Тонкая параллельная слоистость без биотурбации. Бобриковский горизонт, скв. 12XX, Бутаихинское, гл. 1406 м. Во всех случаях масштабная линейка – 2 см

В аргиллитах ихнофоссилии представлены ходами *Planolites* и *Arenicolites*. Диаметр ходов достигает 10 мм, в среднем составляя около 3 мм. Биотурбация в аргиллитах в некоторых скважинах подчеркивается сильной пиритизацией пород. В результате пиритизации ход может полностью состоять из пирита; чаще сохраняются отдельные пиритизированные фрагменты ходов. В ряде случаев в аргиллитах наблюдается тонкая послойная пиритизация, которая, возможно, является результатом биотурбации и сопутствующей ей деятельности бактерий.

Результаты изучения ихнофоссилий позволили выделить 4 ихнокомплекса: ихнокомплекс с ходами *Planolites*, ихнокомплекс *Zoophycos*–*Chondrites*–*Planolites*, ихнокомплекс *Planolites*–*Skolithos* и ихнокомплекс *Teichichnus*–*Chondrites*–*Planolites*.

Ихнокомплекс *Planolites* встречается по всей терригенной толще карбона. В целом ходы *Planolites* обладают большой транзитностью и встречаются как в морских, так и в неморских условиях. В изученных отложениях

ходы *Planolites* многочисленны, формируют сильно биотурбированную, хорошо выраженную текстуру пород, характерную для морских условий. В интервалах со слабой биотурбацией морское происхождение подтверждается другими признаками: тонкой параллельной слоистостью, ровными и гладкими поверхностями напластования, наличием послойной пиритизации, иногда выполняющей ходы.

Ихнокомплекс *Zoophycos–Chondrites–Planolites* приурочен к алевролитам, включает горизонтальные ходы с контрастным заполнением *Zoophycos* и *Chondrites* и дополняется широко распространенным ихнотаксоном *Planolites*.

Ходы *Zoophycos* относятся к типично морским ихнотаксонам (Knaust, 2017). В позднем палеозое они приурочены к хорошо сортированным, мелкозернистым осадкам, формировавшимся в прибрежных условиях. Ходы *Chondrites* встречаются в широком диапазоне морских обстановок от прибрежных до глубоководных (Микулаш, Дронов, 2006). Характерной особенностью ходов *Chondrites* является переносимость организмом-следопроизводителем низкого содержания кислорода в осадке, что приводит к его частому появлению в трансгрессивных осадках и интервалах максимального затопления (Knaust, 2017).

Ихнокомплекс *Planolites–Skolithos* приурочен к песчанникам и включает простые ходы *Planolites* и *Skolithos*. Ходы *Skolithos* обычны для морских прибрежных обстановок (Knaust, 2017).

Ихнокомплекс *Teichichnus–Chondrites–Planolites* приурочен к алевролитам нижней и средней частей бобриковского горизонта. Ходы *Teichichnus* широко распространены в окраинно-морских условиях (лагуны, дельты, эстуарии); при этом диапазон их распространения протягивается до самых глубоководных обстановок (Knaust, 2017). В визейских отложениях ЮТС ходы *Teichichnus* встречаются совместно с морским ихнотаксоном *Chondrites*, что указывает на морское происхождение осадков.

Все четыре ихнокомплекса визейского яруса ЮТС характерны для ихнофагии *Zoophycos* (зоофикосовая), развивающейся в спокойных условиях, в хорошо сортированных субстратах, ниже базиса штормовых волн, при низкой энергии волнений и течений (Микулаш, Дронов, 2006). Ихнокомплекс *Planolites–Skolithos*, более характерный для ихнофагии *Skolithos* (сколитовая), может быть связан с кратковременной регрессией морского бассейна и/или увеличением привноса осадочного материала.

Ихнологическое изучение керна скважин показало, что *сводовые разрезы* ЮТС, характеризующиеся сокращенными толщами радаевско-бобриковских отложений, сильно биотурбированы (от 30% до 100% переработки (ихнотекстурный индекс 2–5), в среднем 60–80% переработки (ихнотекстурный индекс 4–5)); ихнофоссилии многочисленны и разнообразны, представлены горизонтальными ходами *Planolites*, *Chondrites*, *Teichichnus* и *Zoophycos*, вертикальными *Skolithos* и *Arenicolites*. В отдельных прослоях пород сохранились редкие остатки морских замковых брахиопод *Linoproductus* sp. и морских двустворок. Комплекс ихнофоссилий указывает на формирование сводовых разрезов в морских условиях

с низкой гидродинамикой, ниже базиса штормовых волн, что характерно для ихнофагии *Zoophycos*.

Во *врезовых разрезах* фиксируются увеличенные толщины радаевско-бобриковского горизонта, переслаивание интервалов биотурбированных и слоистых пород при наличии слоев углей и сильноуглефицированных пород. В изученных скважинах прослои углей зажаты между интервалами биотурбированных пород. В биотурбированных породах степень переработки около 30–40% (ихнотекстурный индекс 2), редко и отдельными интервалами до 100% (ихнотекстурный индекс 5). Ихнофоссилии представлены ходами *Planolites*, встречаются ризолиты. Слоистые углефицированные породы содержат растительный детрит разной степени сохранности, биотурбация в них отсутствует.

Таким образом, врезовые разрезы содержат породы, сформированные как из морских терригенных осадков, так и из осадков седиментационной системы торфонакопления, что подтверждается переслаиванием в разрезе биотурбированных и слоистых пород. В моменты трансгрессии морского бассейна формировались биотурбированные песчаники и алевролиты, в моменты регрессии – мощные залежи торфа, превратившиеся затем в слои (пласты) каменного угля. В целом врезовые разрезы формировались при постоянном изменении условий осадконакопления. Врезы служили местом для захоронения и сохранения осадков (в том числе легко разрушаемого торфа), защищая их от эрозии.

В интервалах терригенного разреза, граничащих с тульским горизонтом, фиксируются признаки максимальной морской трансгрессии: остатки морской фауны (брахиоподы) и более глубоководные ихнотаксоны *Chondrites*, *Teichichnus* и *Zoophycos*, что хорошо согласуется с представлениями о региональной трансгрессии в позднем визе.

Анализ карт, созданных методом *Natural Neighbor* в среде *ArcGIS Pro*

Карта толщин черепетско-кизеловских отложений показывает изменение их толщины в пространстве и иллюстрирует неоднородность верхней поверхности изолированной карбонатной платформы. Неоднородность представлена положительными и отрицательными формами рельефа различной формы, размеров и амплитуды перепада высот (рис. 14).

Минимальные толщины черепетско-кизеловских отложений (25–30 м) наблюдаются на Западном и Северном склонах ЮТС. К этим территориям приурочены крупные эрозионно-карстовые врезы округлой или неправильно округлой формы, вмещающие мощные залежи каменного угля (Гафуров и др., 2000; Хисамов и др., 2009). Максимальные толщины черепетско-кизеловских отложений (более 45 м) приурочены к Восточному и Юго-Восточному склонам ЮТС, испытавшим, по видимому, минимальное воздействие эрозионно-карстовых процессов.

Наибольшее внимание и интерес привлекает серия параллельных удлиненных каньоноподобных зон, в которых наблюдается уменьшение толщин карбонатных черепетско-кизеловских отложений. Каньоноподобные зоны протягиваются через всю территорию ЮТС с юго-запада

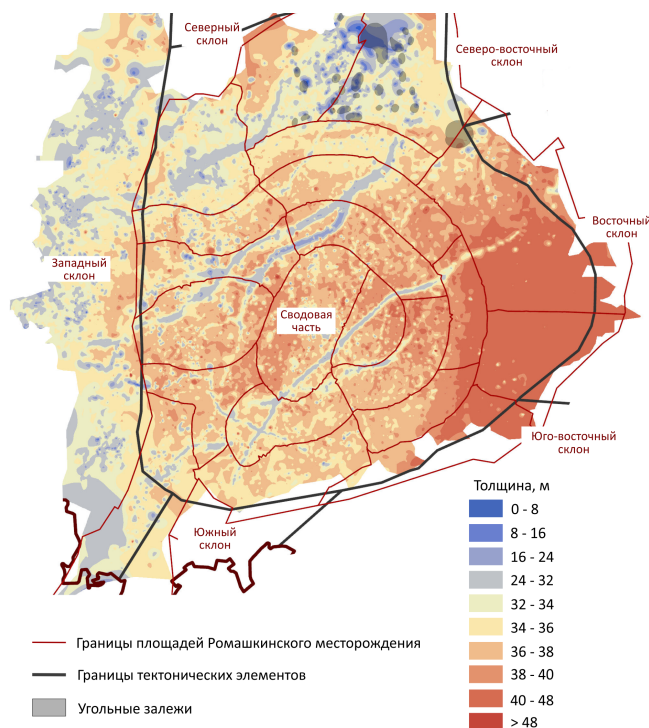


Рис. 14. Карта толщин черепетско-кизеловских отложений Южно-Татарского свода

на северо-восток. К ним приурочен раздвиг терригенных радаевско-бобриковских отложений (рис. 14). Подробнее каньоноподобные зоны будут рассмотрены ниже.

Карта толщин радаевско-бобриковских отложений показывает изменение их толщины в пространстве – в пределах различных палеогеоморфологических элементов рассматриваемой территории (рис. 15).

Радаевско-бобриковские отложения образуют пять видов геологических тел: (1) *плащеобразные покровы* примерно одинаковой толщины, составляющей 4–8 и 8–12 м; (2) *мозаичные покровы* с резкими колебаниями толщин в пределах 5–25 м; (3) *удлиненные песчаные тела* («песчаные валы») с колебаниями толщин в пределах 5–25 м (рис. 16); (4) *удлиненные «каньоноподобные» врезы*, заполненные разными по составу осадками, толщиной 25–35 м (рис. 17); (5) *локальные округлые врезы*, включающие залежи угля, общей толщиной радаевско-бобриковских отложений 30 м и более.

Плащеобразные покровы примерно одинаковой толщины (4–8 и 8–12 м) наиболее широко распространены на Западном склоне ЮТС, образуя субмеридиональную полосу длиной более 100 км и шириной около 25–30 км, на площадях: Ново-Елховская (западная часть), Онбийская, Кузайкинская, Сиреневская, Ерсубайкинская, Беркет-Ключевская, Лангуевская, Черемшанская, Сотниковская. Эта субмеридиональная полоса отделяет закарстованную часть Западного склона с многочисленными локальными округлыми врезам от зоны распространения мозаичных покровов радаевско-бобриковских отложений, охватывающей большую часть Ново-Елховской площади и почти всю территорию купольной части ЮТС.

На территории купольной части ЮТС *плащеобразные покровы* распространены менее широко и имеют размеры, не превышающие по длине 30–40 км и по ширине 10–15 км. Такие покровы имеются в пределах следующих площадей:

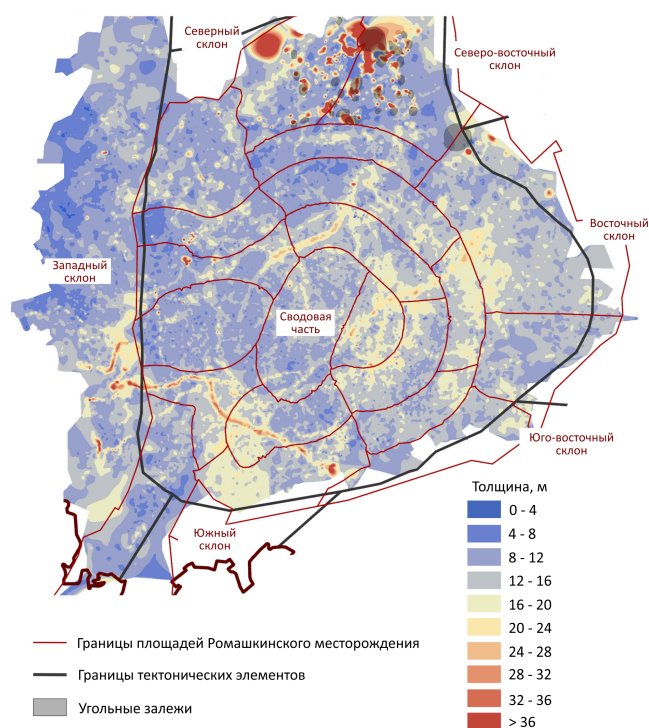


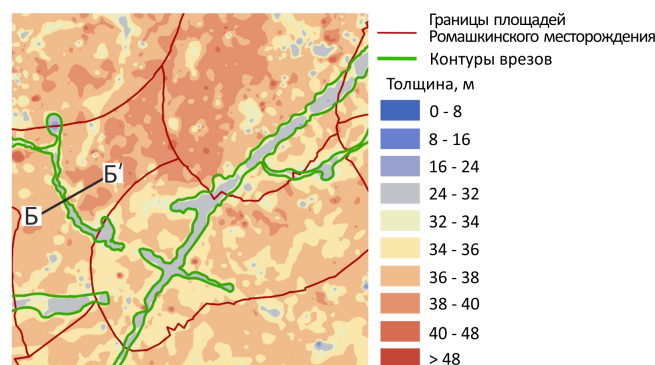
Рис. 15. Карта толщин радаевско-бобриковских отложений Южно-Татарского свода

Березовская, Чишминская, Северо-Альметьевская, Миннибаевская, Куакбашская. На этих площадях *плащеобразные покровы* переходят по простираению в зоны распространения *мозаичных покровов* с быстрыми и резкими колебаниями толщин в пределах 5–25 м.

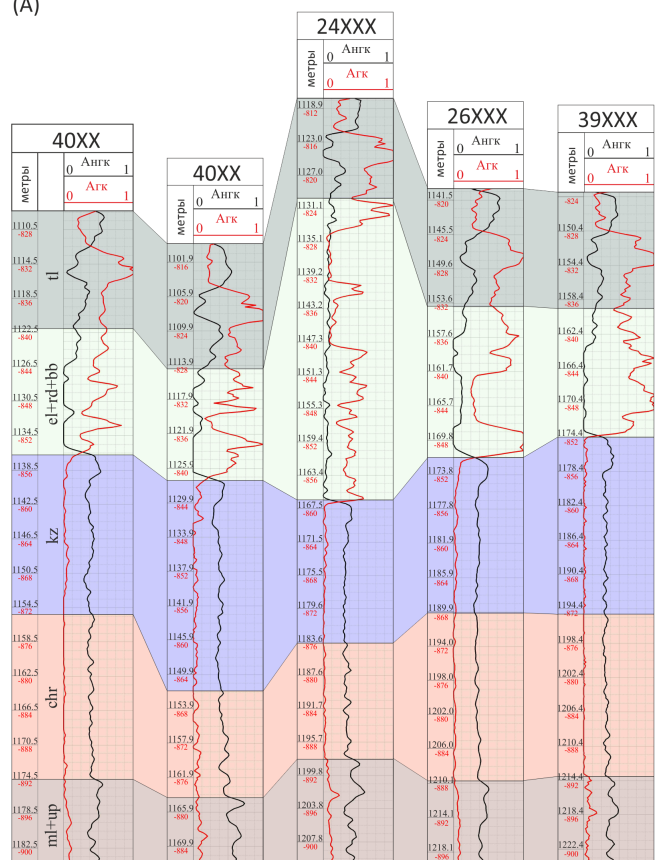
Территория распространения *плащеобразных покровов* на Западном склоне ЮТС совпадает с территорией наименьшей изменчивости толщин кизеловского горизонта турнейского яруса (рис. 14).

Мозаичные покровы с быстрыми и резкими колебаниями толщин в пределах 5–25 м занимают большую часть купольной части ЮТС и восточную полосу Ново-Елховской площади. Изменение толщин происходит на расстоянии первых километров. В ряде случаев участки с повышенной толщиной образуют прерывистые «четкообразные» линейные участки субмеридионального направления (пример – Миннибаевская площадь).

Удлиненные песчаные тела («песчаные валы») с колебаниями толщин в пределах 5–25 м распространены, в частности, в пределах Зай-Каратайской площади (рис. 16). Тела направлены с северо-запада на юго-восток. На рис. 16 приведен геологический профиль, иллюстрирующий изменение толщины радаевско-бобриковских отложений «песчаного вала». Обращает на себя внимание асимметричное строение песчаного тела – его западный склон более крутой, чем восточный. Радаевско-бобриковские отложения подстилаются глинистой толщей елховского горизонта. Подстилающие отложения кизеловского и черепетского горизонтов имеют немного пониженную толщину (примерно на 5–6 м) по сравнению со смежными с «песчаным валом» участками. Такое незначительное снижение толщины кизеловского и черепетского горизонтов сложно назвать «врезом». Между тем И.А. Ларочкина (2008, стр. 101) указывает, что «в современной денудационной поверхности турнейских известняков перепады



(А)



(Б)

Рис. 16. Геологический профиль, иллюстрирующий изменение толщины радаевско-бобриковских отложений удлиненного песчаного тела: (А) положение профиля Б–Б' на карте; (Б) профиль скоррелированных скважин. Обозначения: Агк – двойной разностный параметр по кривой гамма-каротаж; Ангк – двойной разностный параметр по кривой нейтронного гамма-каротаж; *tl+up* – отложения малевского и упинского горизонтов нерасчлененные; *chr* – черепетский горизонт; *kz* – кизеловский горизонт; *el+rd+bb* – отложения елховских слоев, радаевского и бобриковского горизонтов нерасчлененные; *tl* – тульский горизонт

глубин относительно их кровли варьируют от 5 до 95 м, иногда возрастая до 120 м и более. Наиболее широкой представительностью характеризуются врезы с амплитудой размыва от 10 до 20 м. В количественном отношении среди врезовых разрезов они явно доминируют». Этот вид геологических тел требует дополнительных крупномасштабных исследований на более детальном материале.

Удлиненные каньоноподобные врезы с толщиной радаевско-бобриковских отложений 20–35 м распространены в центральной и южной частях ЮТС и на юге Ново-Елховской площади. Их можно разделить на две группы: *врезы с изогнутыми расплывчатыми границами* и *врезы с прямыми крутыми бортами*.

Врез с изогнутыми расплывчатыми границами протягивается в северо-восточном направлении в пределах Абдрахмановской, Павловской, Восточно-Сулеевской, Холмовской площадей. Его длина более 100 км, ширина 2,5–10 км. Границы изогнутые; увеличение толщин происходит постепенно (это основное отличие от врезов с прямыми крутыми бортами). Этот врез прослеживается на картах толщин черепетского и кизеловского горизонтов по уменьшенным толщинам соответствующих отложений. Можно сделать вывод, что заложение данного вреза началось в черепетское время.

Врез с прямыми крутыми бортами имеют относительно прямые границы; увеличение толщин происходит быстро; длина от 10 до 70 км; ширина 2–3 км. Наиболее длинный, слегка изгибающийся каньоноподобный врез с прямыми крутыми бортами протягивается в субширотном направлении на расстояние более 70 км через Зай-Каратайскую, Южно-Ромашкинскую, Абдрахмановскую площади. Толщина радаевско-бобриковских отложений в этом врезе изменяется от 15 до 35 м. Врез четко трассируется на карте толщин черепетско-кизеловских и чуть менее отчетливо на карте толщин радаевско-бобриковских отложений. Геологический профиль вкост врез с прямыми крутыми бортами (рис. 17) свидетельствует об утончении кизеловско-черепетских отложений на 12–15 м (30–40%) по сравнению со смежными участками. В то же время, толщина радаевско-бобриковских отложений увеличена во врезе на 5–10 м (30–70%) по сравнению со смежными участками. Таким образом, поперечный профиль заполнения вреза является асимметричным, так же как это наблюдается у удлиненных песчаных тел.

Локальные округлые врезы, включающие залежи угля, с толщиной радаевско-бобриковских отложений 30 м и более распространены на севере ЮТС (Сармановская и Ташляйрская площади), а также на обширной территории центральной и западной частях Западного склона ЮТС. Далее к западу зона распространения локальных округлых врезов продолжается на восточный борт Мелекесской впадины, т.е. на территорию так называемого Билярского поднятия (Муслимов и др., 1999), представляющего западное окончание турнейской изолированной карбонатной платформы.

Локальные округлые врезы хорошо трассируются на картах толщин малевско-упинского, черепетского и кизеловского горизонтов турнейского яруса. Детальное описание локальных округлых врезов, анализ их угленосности и связи с нефтеносностью представлены в работах (Гафуров и др., 2000; Хисамов и др., 2009).

Карта песчаности радаевско-бобриковских отложений подготовлена для купольной части ЮТС и восточной части его Западного склона (рис. 18). Анализ карты и ее сравнение с картами толщин радаевско-бобриковских отложений, а также с картами толщин черепетско-кизеловского интервала турнейского яруса выявили следующие закономерности.

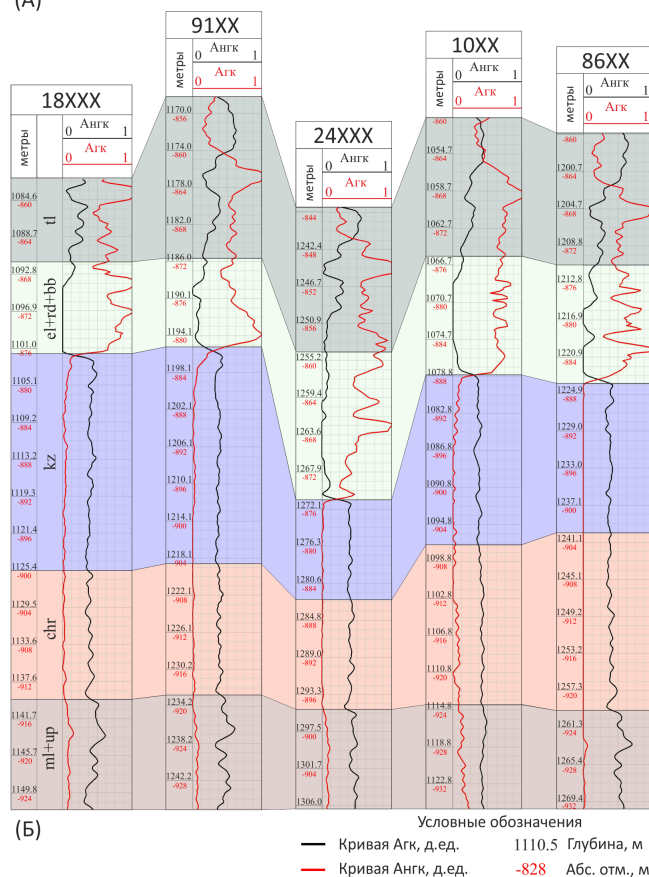
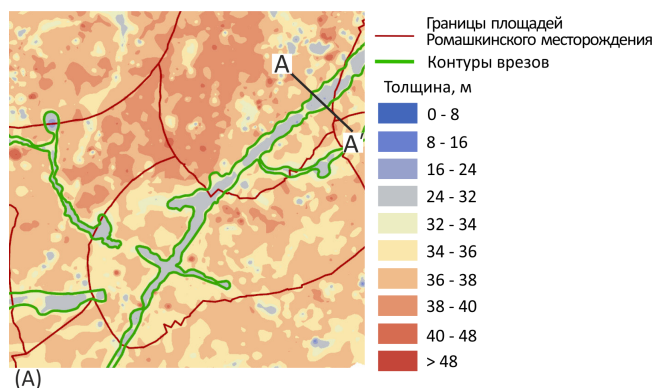


Рис. 17. Геологический профиль, иллюстрирующий изменение толщины радаевско-бобриковских отложений удлинённого каньоноподобного вреза: (А) положение профиля А–А' на карте; (Б) профиль скоррелированных скважин. Обозначения: Агк – двойной разностный параметр по кривой гамма-каротаж; Ангк – двойной разностный параметр по кривой нейтронного гамма-каротаж; ml+up – отложения малевского и упинского горизонтов нерасчленённые; chr – черепетский горизонт; kz – кизеловский горизонт; el+rd+bb – отложения еловских слоёв, радаевского и бобриковского горизонтов нерасчленённые; tl – тульский горизонт

Территории, покрытые плащеобразными и мозаичными покровами радаевско-бобриковских отложений, характеризуются, как правило, пестрым мозаичным распространением песчаных тел (коэффициент песчанистости 50–70%) небольших размеров (первые километры). В ряде случаев (Алькеевская и Чишминская площади) намечается правильная линейная или дугообразная ориентировка некоторых песчаных тел на участках, имеющих примерно равную толщину радаевско-бобриковских отложений и на карте толщин (рис. 15) образующих

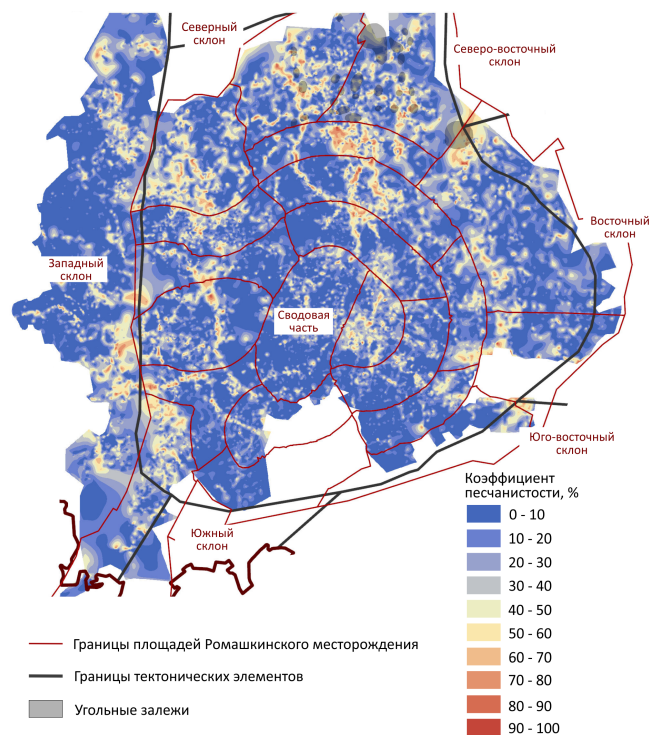


Рис. 18. Карта песчанистости радаевско-бобриковских отложений Южно-Татарского свода

однородные плащеобразные участки или мозаичные покровы. Как показывает карта толщин турнейского яруса (рис. 14), карбонатное основание на таких участках является достаточно однородным (без врезов).

Удлиненные каньоноподобные врезы выполнены как песчаным материалом, так и глинистым; иногда в таких врезях наблюдается пространственное чередование песчаных и глинистых участков. В частности, наиболее длинный, изгибающийся каньоноподобный врез с прямыми крутыми бортами, протягивающийся в субширотном направлении в пределах Ново-Елховской, Зай-Каратайской, Южно-Ромашкинской и Западно-Ленинградской площадей, в северной части заполнен преимущественно песчаным материалом, в центральной части содержит участки преимущественно глинистого состава, в юго-восточной части во врезе чередуются песчаные и глинистые участки.

Врез с изогнутыми расплывчатыми границами, протягивающийся в северо-восточном направлении в пределах Абдрахмановской, Павловской, Восточно-Сулеевской, Холмовской площадей и уверенно трассирующийся на карте толщин, на карте песчаности не распознается, так как заполнен различными по песчаности осадками. Закономерность этого заполнения требует дополнительного анализа.

Интересным примером является разветвляющийся каньоноподобный врез с прямыми крутыми бортами, протягивающийся в северо-восточном направлении в пределах Альметьевской, Восточно-Сулеевской и Алькеевской площадей. Этот врез четко выражен на карте толщин (увеличение толщины до 25 м на фоне 10–15 м). Карта песчанистости показывает, что врез заполнен преимущественно глинистыми породами (коэффициент песчанистости 0–20%), и только в северной части вреза доля песчаных пород увеличивается до 70%.

Анализ рассмотренных карт дает возможность сформулировать следующие выводы:

– песчаные тела мозаичного облика могут быть не связаны напрямую с врезами и карстовыми процессами; они могли быть сформированы течениями (вариант – дрейфовые отложения; данный вывод нуждается в дополнительной проверке);

– удлиненные каньоноподобные врезы, хорошо проявляющиеся на картах толщин, однозначно не коррелируют с увеличением песчаности; некоторые из таких врезоз преимущественно заполнены песчаным материалом, другие – преимущественно глинистым.

Обсуждение результатов

Три системы осадконакопления в раннем карбоне ЮТС

Обобщение новых и опубликованных данных свидетельствует о том, что в раннем карбоне на изолированной карбонатной платформе ЮТС существовали три системы осадконакопления: *карбонатная, торфяная* (угленосная) и *терригенная*¹. Продолжительность существования *карбонатной* и *торфяной* систем сопоставима (1,5–2 млн лет). Накопление осадков в этих системах связано со стабилизацией условий бассейна. *Карбонатная* система работала во время стабильного и высокого стояния уровня моря (*трансгрессивные этапы*); с этой системой связано накопление преимущественно карбонатных отложений турне. *Торфяная* система работала во время стабильного и низкого стояния уровня моря (*регрессивные этапы*); эта система сформировала угленосные «врезные» разрезы радаевско-бобриковских отложений визе. *Терригенная* система осадконакопления работала лишь в кратковременные *трансгрессивные эпизоды* повышения уровня моря; интенсивные морские течения, возникавшие во время этих эпизодов, способствовали сортировке, перемещению и аккумуляции осадочного материала, поступавшего из областей сноса. Так были сформированы «сводовые» разрезы радаевско-бобриковских отложений.

Трансгрессивные этапы и *эпизоды* составляют 2/10 продолжительности турнейско-ранневизейской геологической истории ЮТС. С ними связаны: в турнейском веке преимущественно карбонатное осадконакопление (Муслимов и др., 1999); в визейском веке перенос, сортировка, накопление алевритовых и песчаных тел как в карстовых врезках, так и на поверхности свода (Ларочкина, 2008) (площадные тела, дрейфовые отложения, контролируемые течениями).

Регрессивные этапы составляют 8/10 продолжительности турнейско-ранневизейской геологической истории ЮТС. С ними связаны: карстование карбонатных тел турнейского яруса (Муслимов и др., 1999) формирование эрозионно-карстового рельефа изолированной карбонатной платформы (Ларочкина, 2008); накопление торфяных (угленосных) отложений в карстовых врезках (Гафуров и др., 2000; Хисамов и др., 2009); разрушение осадков, сформировавшихся на своде и их перенос в прогибы ККСР (Хисамов и др., 2010).

Понимание того, что ЮТС в раннем карбоне представлял собой изолированную (в том числе от суши) карбонатную платформу, является важным, так как меняет представления о моделях осадконакопления. К началу визейского века на востоке ВЕП существовало множество изолированных карбонатных платформ, разделенных впадинами (Горожанина и др., 2019; Груздев, 2021), и ЮТС не был исключением. Карстовая эрозия ЮТС в конце турнейского века (косвинское время) сформировала сложный рельеф поверхности, который напрямую влиял на последующее накопление визейских угленосных и терригенных осадков. Впервые необходимость учета палеогеоморфологии карбонатного основания бассейна осадконакопления при типизации разрезов терригенного карбона была показана И.А. Ларочкиной и С.Н. Мельниковым (1984), которые выделили несколько типов разрезов радаевско-бобриковских отложений для территории Западного склона ЮТС и восточного борта Мелекесской впадины (табл. 1).

Анализ изученных керновых, геофизических, картографических материалов, опубликованных и фондовых данных подтвердил, что для территории ЮТС, его склонов и восточного борта Мелекесской впадины максимальная угленосность, свойственная разрезам врезного типа. Толщина таких разрезов, как и самих врезоз, может находиться в пределах от 5 до 40 м; при этом толщина угольных пластов может составлять 2–5, 8–10, 20–30 м (табл. 1) (Ларочкина, Мельников, 1984; Ларочкина, 2008; Хисамов и др., 2009). В то же время не все врезоз или их части могут содержать прослои угля (например, рис. 11).

В разрезах депрессионного типа, выделяемых в пределах ККСР, которая уже была полностью компенсирована к началу угленакопления (т.е. перестала существовать как система прогибов), встречаются тонкие пласты углей толщиной 0,05–0,2 м (Хисамов и др., 2009). Тонкие прослои углей (0,05–0,10 м) встречены нами и во многих скважинах сводового типа разреза (например, рис. 10).

Таким образом, факты свидетельствуют о том, что угленакопление в радаевско-бобриковское время было распространено на обширной территории Волго-Уральской области, а не ограничивалось исключительно эрозионно-карстовыми врезками турнейской поверхности.

Схемы осадконакопления терригенных и угленосных отложений

Накопление и сохранение *терригенных* и *торфяных* (угленосных) отложений различны по продолжительности (0,1 млн лет против 1,5–2 млн лет) и связаны с разными *системами осадконакопления*, зависящими от противоположных – трансгрессивных и регрессивных – тектоноэвстатических этапов. Для этих отложений могут быть предложены отдельные, напрямую фациально не связанные между собой схемы осадконакопления.

Сокращенный («сводовый») терригенный тип разреза. Разрезы этого типа распространены на ЮТС (отсюда одно из наименований – «сводовый»), на бортах ЮТС и в пределах восточного борта Мелекесской впадины. Основными признаками сводовых разрезов являются небольшая толщина 5–15 м и сильная биотурбация (от 30% до 100%) пород. Многочисленные

¹ Система накопления доманикоидных фаций в осевых зонах ККСР за пределами ЮТС в настоящей статье не рассматривается.

Геоморфология Тип разреза		Центральная возвышенность (плато)	«Аккумулятивная равнина»			Западная часть восточного борта Мелекесской впадины
			Северная	Южная	Юго-западная	
Сокращенный	толщина, м	0–5 м	до 5 м		до 5 м	—
	тип разреза					
	коллекторы					
	толщина, м					
	уголь					
Увеличенный	толщина, м	—	5–10 м		до 15 м	
	тип разреза	—	песчано-глинистый		глинисто-песчаный, песчаный	
	коллекторы	—	1–2 пласта		1 пласт	
	толщина, м		2–4 м		3–10 м	
	уголь	—	не характерен			
Врезовой (локально мощный)	толщина, м	от 5 до 40 м	до 20 м	более 10 м		
	тип разреза	глинисто-углисто-песчаный	песчано-углисто-глинистый	песчаный и глинисто-песчаный		
	коллекторы	1–4 пласта	3–4 пласта			
	толщина, м	10–12 м (до 28 м)	маломощные			
	уголь: пласты	пласты угля до половины мощности	до 19,4 м	нет		
Мелекесский (площадной мощный)	толщина, м	8–12 м (до 30 м)				30–40 м
	тип разреза					углисто-глинисто-песчаный
	коллекторы					5 пластов
	толщина, м					20–25 м (до 40 м)
	уголь: пласты					2–5 пластов
	толщина, м					до 8–10 м

Табл. 1. Типы разрезов радаевско-бобриковских отложений Западного склона ЮТС и восточного борта Мелекесской впадины по (Ларочкина, Мельников, 1984)

и разнообразные ихнофоссилии *Planolites*, *Chondrites*, *Teichichnus*, *Zoophycos*, *Skolithos* и *Arenicolites* указывают на формирование осадков в морских условиях с низкой гидродинамикой, ниже базиса штормовых волн, что характерно для ихнофагии *Zoophycos*. Морской характер пород подтверждается находками замковых брахиопод *Linoproductus* sp.

Модель осадконакопления радаевско-бобриковских терригенных отложений сокращенного («сводового») типа разреза представляется в следующем виде. Трансгрессивные эвстатические эпизоды способствовали кратковременной ингрессии морского бассейна на эродированную и закарстованную поверхность изолированной карбонатной платформы. Экваториальные и приливно-отливные течения усиливали друг друга и приводили к переработке, сортировке, переносу и накоплению хорошо сортированных алевритовых и песчаных осадков, сохранивших разнообразные ихнофоссилии морских донных организмов (рис. 19А). Интенсивная биотурбация осадков организмами-иллодами приводила к перемешиванию песчаных, алевритовых и глинистых слоев, что сказалось на нарушении первоначальной сортировки материала (рис. 12А, Б; рис. 13А–Д) и, как следствие, на ухудшении коллекторских свойств пород (см., например, (Данилова, 2008)).

В эрозионных врезках формирование трансгрессивных осадков происходило сходным образом (рис. 19Б–Г): во время трансгрессии осадки заполняли дно вреза (рис. 19Б); сохранялись во врезе даже во время регрессии (рис. 19В); захоронялись в результате осаждения следующей порции трансгрессивных осадков (рис. 19Г).

Вопрос о формировании во врезках песчаных тел с хорошей сортировкой материала является одним из наиболее сложных и дискуссионных. Многие исследователи

связывают формирование врезовых песчаных осадков с аллювиальными процессами (Тропольский и др., 1974; см. библиографию в этой работе). Критические замечания к аллювиальной гипотезе формирования врезовых песчаных осадков содержатся в многочисленных публикациях И.А. Ларочкиной, аргументация которых обобщена ею в работе 2008 г. (Ларочкина, 2008).

На рис. 19Г приведена гипотетическая схема перемещения дрейфовых песчаных осадков (зрелых, хорошо сортированных, нередко биотурбированных), сформированных течениями на сводовой части карбонатной платформы, в эрозионно-карстовый врез. Сохранение этих осадков в карстовом врезе объясняет их локальное распространение, высокую зрелость и хорошую сортировку. Очередная морская трансгрессия захороняла песчаные отложения в эрозионно-карстовом врезе, перекрывая их следующей порцией песчано-алевритового материала (рис. 20А). Можно предположить, что терригенные радаевско-бобриковские осадки, сформированные в начальные фазы морской трансгрессии, могли сохраниться только во врезках, ниже пластов каменного угля (рис. 20Б). На основной территории ЮТС такие отложения отсутствуют.

Увеличенный («врезовой») угленосный тип разреза

Разрезы этого типа распространены на Западном и Северном склонах ЮТС и в пределах восточного борта Мелекесской впадины (Ларочкина, Мельников, 1984; Хисамов и др., 2009; Ларочкина, 2008). Выше было рассмотрено, каким образом регрессивные эвстатические этапы, наиболее длительные в раннекаменноугольной истории рассматриваемой территории (рис. 5, 6), приводили к сохранению терригенных осадков в карстовых врезках и к их эрозии на карбонатной платформе (рис. 19Б–Г; 20А–Б).

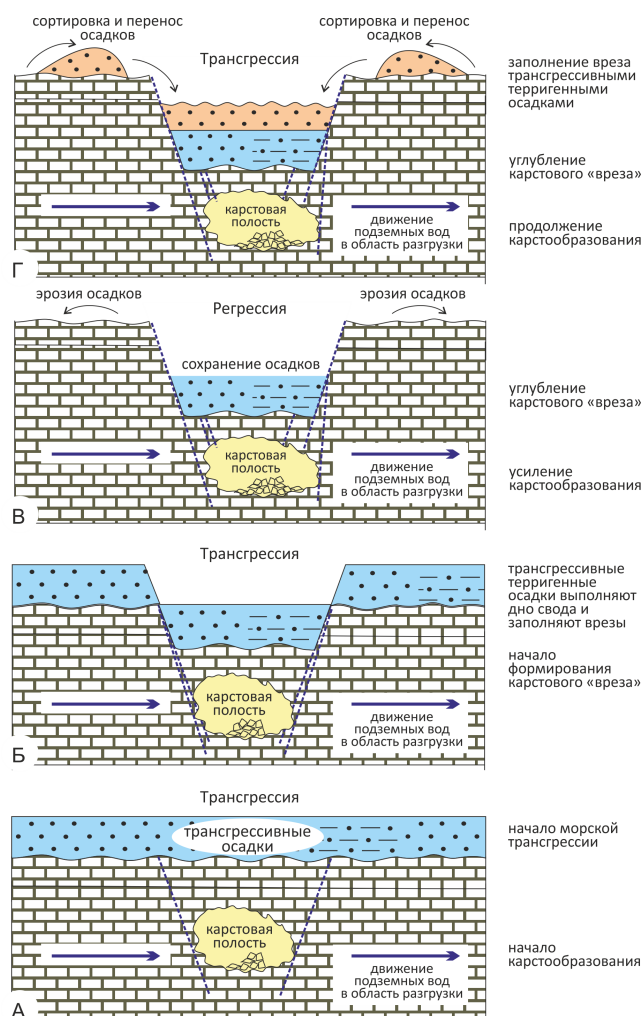


Рис. 19. Схема формирования алевритовых и песчаных осадков в момент трансгрессии морского бассейна и их эрозия в момент регрессии: (А) сводовые разрезы; (Б–Г) последовательные стадии заполнения осадками развивающихся эрозионных врезов

В результате анализа разрезов скважин установлено, что процесс накопления терригенных осадков во врезках мог происходить как равномерно, без существенных перерывов (смежные фации имеют постепенные переходы), так и дискретно, неравномерно во времени (смежные фации резко отличаются друг от друга, например, песчаники сменяются аргиллитами или углистыми породами (например, рис. 8, 10).

Длительный регрессивный эвстатический этап привел к формированию обильного растительного покрова на обширной территории востока Волго-Уральской области (рис. 20В). Территория торфонакопления включала, по-видимому, большую часть турнейской изолированной карбонатной платформы, а именно всю территорию ЮТС, его склоны и восточный борт Мелекесской впадины, а также прилегающие участки бывшей ККСР, завершившей свое существование как системы прогибов в конце косвинского времени.

В эрозионно-карстовых врезках формировались устойчивые болотные обстановки (рис. 20В), обеспечившие накопления мощных толщ торфа до 200–400 м в течение 1–2 млн лет. Впоследствии из этой толщи торфа образовались пласты каменного угля толщиной 20–40 м (при коэффициенте уплотнения 10:1).

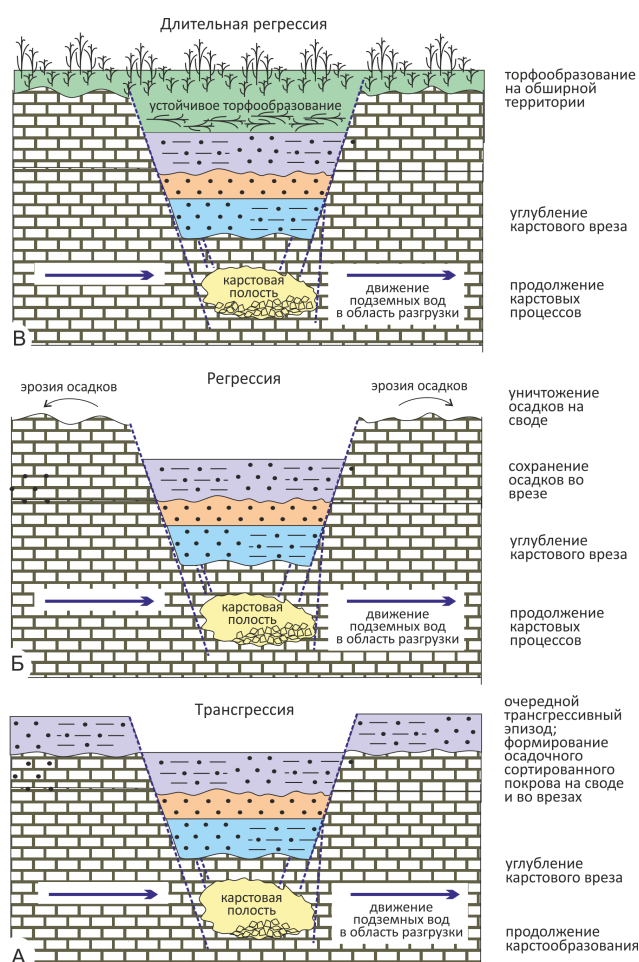


Рис. 20. Схема формирования терригенных (алевритовых и песчаных) и угленосных отложений во врезках: (А) очередная порция осадка в момент трансгрессии морского бассейна; (Б) эрозия этой порции осадка на приподнятой поверхности свода во время регрессии; (В) формирование обильного растительного покрова и торфообразование на обширной территории востока Волго-Уральской области; сохранение залежей торфа во врезках

На прилегающих территориях свода и бывшей ККСР (полностью компенсированной) существовали неустойчивые обстановки торфонакопления. В этих обстановках накопление торфа происходило в короткие промежутки времени и часто нарушалось ингрессиями моря, либо накопившиеся залежи торфа часто разрушались эрозионными процессами. На большей части турнейской изолированной карбонатной платформы накопившиеся залежи торфа были разрушены эрозионными процессами (рис. 21А); несмотря на это, отдельные тонкие прослои угля наблюдаются во многих скважинах (рис. 8, 10).

Трансгрессивный тектоно-эвстатический этап в конце бобриковского времени привел к перекрытию торфа во врезках трансгрессивными алевро-песчаными осадками морской природы (рис. 21Б). Произошло захоронение торфа, его уплотнение и преобразование в уголь.

Процесс, рассмотренный выше и проиллюстрированный схемами, приведенными на рис. 20–21, мог повторяться в некоторой степени циклично, так как в разрезах скважин наблюдается чередование угленосных и трансгрессивных интервалов.

Заключение

1. Анализ хроностратиграфического каркаса нижекаменноугольных отложений ЮТС оценивает продолжительность турнейского и начала визейского века (до тульского времени) почти в 20 млн лет. При этом продолжительность турне с преимущественным карбонатным осадконакоплением составляет около 12 млн лет, а продолжительность первой половины визейского века с накоплением терригенных и угленосных осадков – около 7 млн лет.

Короткие *трансгрессивные эпизоды*, во время которых происходило карбонатное (турне) и терригенное (ранний визе) осадконакопление, чередовались с более длительными регрессивными этапами, обусловившими карстование турнейской карбонатной платформы, формирование сложного эрозионно-карстового рельефа, накопление торфяных (угленосных) залежей в карстовых врезках, разрушение осадков на своде и их перенос в ККСП.

2. Накопление и сохранение *торфяных* (угленосных) и *терригенных* отложений различны по продолжительности (1,5–2 млн лет против 0,1 млн лет) и связаны с разными тектоно-эвстатическими этапами – регрессивным и трансгрессивным.

3. Ихнофациальный анализ керна скважин, пробуренных на своде и во врезках, установил четыре ихнокомплекса, в целом характерных для ихнофации *Zoophycos*, развивающейся в спокойных морских условиях, в хорошо сортированных субстратах, ниже базиса штормовых волн, при низкой энергии волнений и течений. Ихнокомплекс *Planolites–Skolithos*, более характерный для ихнофации *Skolithos* может быть связан с кратковременной регрессией морского бассейна и/или увеличением привноса осадочного материала.

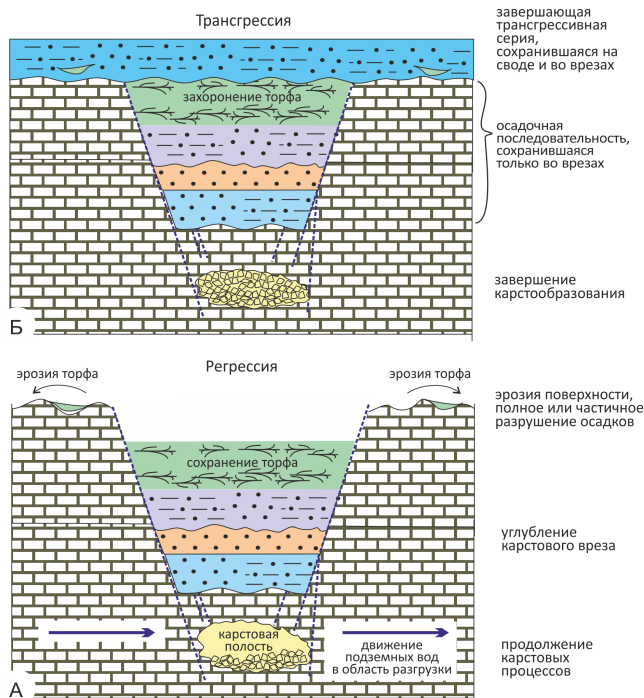


Рис. 21. Схема сохранения угленосных отложений во врезках (А) и их захоронения завершающей трансгрессивной серией осадков при ингрессии морского бассейна (Б); Т – трансгрессия; R – регрессия

4. Анализ структурной поверхности турнейского яруса показал, что интенсивность карстовых процессов усиливалась изолированным характером турнейской карбонатной платформы ЮТС и его склонов, располагавшейся на удалении от континентального склона Уральского палеоокеана и ограниченной по периферии Камско-Кинельской системой прогибов.

5. Карты толщин и песчанистости терригенных отложений карбона ЮТС, построенные по ГИС-данным 31000 скважин с помощью математического метода пространственной интерполяции Natural Neighbor и программного продукта ArcGIS Pro, являются новым инструментом анализа терригенных отложений карбона, сформированных как на своде, так и во врезках.

6. Накопление *терригенных* отложений включает: (а) трансгрессивные эвстатические эпизоды – кратковременные ингрессии морского бассейна на эродированную поверхность изолированной карбонатной платформы, во время которых происходило накопление алевритовых и песчаных, хорошо сортированных биотурбированных осадков, часто с разнообразными ихнофоссилиями морских донных организмов; (б) регрессивный тектоно-эвстатический этап приводил к *эрозии* отложений на своде; и их сохранению – во врезках.

7. Накопление *торфяных* (угленосных) отложений включает: (а) регрессивный эвстатический этап, во время которого был сформирован обильный растительный покров на обширной территории востока Волго-Уральской области и устойчивые болотные обстановки торфонакопления в понижениях (врезках) турнейской поверхности; (б) трансгрессивный этап – перекрытие торфа во врезках трансгрессивными алевро-песчаными осадками морской природы; захоронение торфа; его уплотнение и преобразование в уголь. Процесс мог идти в некоторой степени циклично, так как в разрезах наблюдается чередование угленосных и трансгрессивных интервалов.

8. Предложенные схемы осадконакопления не противостоят и дополняют концепции предыдущих исследований, согласуются с разработанными картами толщин и песчанистости терригенных отложений карбона, объясняя сложное, *покровное, мозаичное и удлинённо-вытянутое* распределение песчаных тел по площади; заполнение врезок осадками разных литологических типов.

Финансирование/Благодарности

Мы благодарим компанию ПАО «Татнефть» за предоставленные данные и разрешение на их использование в данной публикации. Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-15-2022-299 в рамках программы создания и развития НЦМУ «Рациональное освоение запасов жидких углеводородов планеты».

Литература

Актуализированная стратиграфическая схема нижекаменноугольных отложений Волго-Уральского субрегиона. Объяснительная записка (2023). Под ред. Н.К. Фортунатовой, Е.Л. Зайцевой, М.А. Бушуевой и др. М.: ВНИГНИ, (в печати).

Алексеев В.П. (2014). Атлас субкавальных фаций нижнемеловых отложений Западной Сибири (ХМАО-Югра). Екатеринбург: УГГУ, 284 с.

Алиев М.М., Виссарионова А.Я., Кузнецов Ю.И., Семенова Е.Г., Съестнова Л.П., Травина Л.М., Хачатрян Р.О., Шельнова А.К., Яриков

Г.М. (1975). Каменноугольные отложения Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 261 с.

Гафуров Ш.З., Ларочкина И.А., Тимофеев А.А., Хасанов Р.Р. (2000). Камский угольный бассейн. *Угольная база России. Том 1. Угольные бассейны и месторождения Европейской части России (Северный Кавказ, Восточный Донбасс, Подмосковный, Камский, Печорский бассейны, Урал)*. М.: Геоинформмарк, с. 133–169.

Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Заграновская Д.Е., Захарова О.А. (2019). О строении Камско-Кинельской системы прогибов. *Известия высших учебных заведений. Геология и разведка*, (3), с. 9–20. <https://doi.org/10.32454/0016-7762-2019-3-9-20>

Груздев Д.А. (2021). Позднедевонско-раннекаменноугольные изолированные карбонатные платформы на севере Урала и Пай-Хоя. *Вестник геонаук*, 10(322), с. 3–15. <https://doi.org/10.19110/geov.2021.10.1>

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

Данилова Т.Е. (2008). Атлас пород основных нефтеносных горизонтов палеозоя республики Татарстан. Терригенные породы девона и нижнего карбона. Казань: Плутон, 440 с.

Ларочкина И.А. (2005). Принципы расчленения, идентификации и корреляции терригенных нижнекаменноугольных отложений. *Георесурсы*, 2(17), с. 15–19.

Ларочкина И.А. (2008). Геологические основы поисков и разведки нефтегазовых месторождений на территории Республики Татарстан. Казань: ООО ПФ Гарт, 210 с.

Ларочкина И.А., Мельников С.Н. (1984). Палеогеоморфология юго-востока Татари в раннекаменноугольное время. *Геоморфология*, (3), с. 65–69.

Ларочкина И.А., Ганиев Р.Р., Михайлова Е.Н., Новикова И.П. (2010). Влияние эрозионно-карстовых врезов на размещение залежей нефти в радаевско-бобриковских отложениях. *Георесурсы*, 3(35), с. 38–41.

Ларочкина И.А., Михайлова Е.Н., Новиков И.П. (2011). Бобриковские врезы как объекты высокоэффективной разработки месторождений (на примере Ульяновского месторождения). *Георесурсы*, 4(40), с. 27–30.

Махлина М.Х., Вдовенко М.В., Алексеев А.С., Бышева Т.В., Донакова Л.М., Жулитова В.Е., Кононова Л.И., Умнова Н.И., Шик Е.М. (1993). Нижний карбон Московской синеклизы и Воронежской антеклизы. М.: Наука, 221 с.

Микулаш Р., Дронов А.В. (2006). Палеоихнология – введение в изучение ископаемых следов жизнедеятельности. Прага: Геологический институт Академии наук Чешской Республики, 122 с.

Муслимов Р.Х. (2007). Нефтегазоносность Республики Татарстан. Геология и разработка нефтяных месторождений. Т. 1. Под ред. Р.Х. Муслимова. Казань: ФЭН, 316 с.

Муслимов Р.Х., Васясин Г.И., Шакиров А.Н., Чендарев В.В. (1999). Геология турнейского яруса Татарстана. Казань: Мониторинг, 186 с.

Познер В.М. (1975). Каменноугольный период. Палеогеография. *Палеогеография СССР. Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 2. Девонский, каменноугольный, пермский периоды*. М.: Недра, с. 62–119.

Познер В.М., Кирина Т.И., Порфирьев Г.С. (1957). Волго-Уральская нефтеносная область. Каменноугольные отложения. *Труды Всесоюзного нефтяного научно-исследовательского геологоразведочного института*, 112. Ленинград: Гостехиздат, 312 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., Нурғалиева 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 нефтегазоносной провинции. *Георесурсы*, 24(4), с. 12–39. <https://doi.org/10.18599/grs.2022.4.2>

Силантьев В.В., Гутак Я.М., Тихомирова М., Куликова А.В., Фелькер А.С., Уразаева М.Н., Пороховниченко Л.Г., Карасев Е.В., Бакаев А.С., Жаринова В.В., Наумчева М.А. (2023). Первые радиометрические датировки тонштейнов из угленосных отложений Кузнецкого бассейна: U-Pb-геохронология тайлуганской свиты. *Георесурсы*, 25(2), с. 203–227. <https://doi.org/10.18599/grs.2023.2.15>

Смелков В.М., Тухватуллин Р.К., Успенский Б.В. (2007). Нефтегазоносность палеозойских отложений Татарстана. *Нефтегазоносность Республики Татарстан. Геология и разработка нефтяных месторождений*. Т. 1. Под ред. Р.Х. Муслимова. Казань: ФЭН, с. 66–97.

Тропольский В.И., Бадамшин Э.З., Тухватуллин Р.К. (1974). Закономерности развития нефтеносности и методика поисковых работ в Камско-Кинельской системе прогибов на территории Татарии. *Вопросы геологии и нефтеносности Среднего Поволжья*, 4. Казань: Изд-во Казанского университета, с. 3–28.

Фортунатова Н.К., Зайцева Е.Л., Бушуева М.А. (2023). Стратиграфия нижнего карбона Волго-Уральского субрегиона (материалы к актуализации стратиграфической схемы). Под ред. Н.К. Фортунатовой. М.: Изд-во ВНИГНИ, 288 с.

Хисамов Р.С., Гатиятуллин Н.С., Гафуров Ш.З., Хасанов Р.Р. (2009). Геология и ресурсы Камского угольного бассейна на территории Республики Татарстан. Казань: ФЭН, 159 с.

Хисамов Р.С., Губайдуллин А.А., Базаревская В.Г., Юдинцев Е.А. (2010). Геология карбонатных сложно построенных коллекторов девона и карбона Татарстана. Казань: ФЭН, 283 с.

Шельнова А.К., Желтова А.Н., Блудорова Е.А. (1966). Типы разреза нижнего карбона, развитые на территории Татарской АССР. *Доклады Академии наук СССР*, 171(2), с. 435–438.

Alekseev A.S., Nikolaeva S.V., Goreva N.V., Donovan N.B., Kossovaya O.L., Kulagina E.I., Kucheva N.A., Kurilenko A.V., Kutygin 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>

Aretz M., Herbig H.G., Wang X.D., Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg, J.G. Chapter 23 – The Carboniferous Period. (2020). *Geologic Time Scale 2020*. Amsterdam: Elsevier, pp. 811–874. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00023-1>

Balseiro D., Powell M.G. (2020). Carbonate collapse and the late Paleozoic ice age marine biodiversity crisis. *Geology*, 48(2), pp. 118–122. <https://doi.org/10.1130/G46858.1>

Blakey R. (2020). Deep Time Maps Inc. <https://deeptimemaps.com>

Buggisch W., Joachimski M.M., Sevastopulo G., Morrow J.R. (2008). Mississippian $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ records—Their relation to the Late Palaeozoic Glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 268(3–4), pp. 273–292. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.03.043>

Croizé D., Renard F., Gratier, J.-P. Chapter 3. (2013). Compaction and Porosity Reduction. *Carbonates: A Review of Observations, Theory, and Experiments. Advances in Geophysics*, Ed. R Dmowska. Amsterdam: Elsevier, V. 54, pp. 181–238. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-380940-7.00003-2>

Davydov V.I., Korn D., Schmitz M.D., Gradstein F.M., Hammer, O. (2012). The Carboniferous period. In: *Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. and Ogg, G.M. (eds). The Geologic Time Scale 2012*, V. 2. Elsevier, Amsterdam, pp. 603–651. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00023-8>

Droser M.D., Bottjer D.J. (1986). A semiquantitative field classification of ichnofabric. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56(4), pp. 556–559. <https://doi.org/10.1306/212F89C2-2B24-11D7-8648000102C1865D>

Emiliani C. (1966). Paleotemperature Analysis of Caribbean Cores P6304-8 and P6304-9 and a Generalized Temperature Curve for the past 425,000 Years. *The Journal of Geology*, 74(2), pp. 109–124. <https://doi.org/10.1086/627150>

Fielding C.R., Frank T.D., Birgenheier L.P., Rygel M.C., Jones A.T., Roberts J. (2008). Stratigraphic imprint of the Late Palaeozoic Ice Age in eastern Australia: a record of alternating glacial and nonglacial climate regime. *Journal of the Geological Society, London*, 165, pp. 129–140. <https://doi.org/10.1144/0016-76492007-036>

Fikri H.N., Sachsenhofer R.F., Bechtel A., Gross D. (2022). Organic geochemistry and petrography in Miocene coals in the Barito Basin (Tutupan Mine, Indonesia): Evidence for astronomic forcing in kerapah type peats. *International Journal of Coal Geology*, 256(February), 103997. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2022.103997>

Golonka J. (2002). Plate-tectonic maps of the Phanerozoic. *Society for Sedimentary Geology Special Publications*, 72, pp. 21–75. <https://doi.org/10.2110/pec.02.72.0021>

Gulbranson E.L., Montañez I.P., Schmitz M.D., Limarino C.O., Isbell J.L., Marensi S.A., Crowley J.L. (2010). High-precision U-Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group, NW Argentina. *GSA Bulletin*, 122(9–10), pp. 1480–1498. <https://doi.org/10.1130/B30025.1>

Haq B.U., Schutter S.R. (2008). A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science* 322 (5898), pp. 64–68. <https://doi.org/10.1126/science.1161648>

Kalvoda J. (2002). Late Devonian-Early Carboniferous Foraminiferal Fauna: Zonations, Evolutionary events, paleobiogeography and tectonic implications. Masaryk University, Brno. Czech Republic, 39 p.

Knaust D. (2017). Atlas of Trace Fossils in Well Core: Appearance, Taxonomy and Interpretation. Springer, Switzerland, 209 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-49837-9>

Kukal Z. (1971). Geology of Recent sediments. London: Academic Press, 490 p.

Mii H.-S., Grossman E.L., Yancey T.E., Chuvashov B., Egorov A. (2001). Isotopic records of brachiopod shells from the Russian Platform: Evidence for the onset of Mid-Carboniferous glaciation. *Chemical Geology*, 175, p. 133147. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00366-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00366-1)

Moore T.A., Shearer J.C. (2003). Peat/coal type and depositional environment – Are they related? *International Journal of Coal Geology*, 56(3–4), pp. 233–252. [https://doi.org/10.1016/S0166-5162\(03\)00114-9](https://doi.org/10.1016/S0166-5162(03)00114-9)

Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A.P.L., Furne A.V., Fokin P.A. et al. (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)

Saltzman M.R. (2003). Late Paleozoic ice age: Oceanic gateway or pCO₂? *Geology* 31, pp. 151–154. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0151:LP IAOG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0151:LP IAOG>2.0.CO;2)

Scotese C. R. (2010). PALEOMAP Project. <http://www.scotese.com/earth.htm>

Seilacher A. (1964). Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. *Sedimentology*, 3, pp. 256–263.

Seilacher A. (1967). Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5(5–6), pp. 413–428. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(67\)90051-5](https://doi.org/10.1016/0025-3227(67)90051-5)

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>

Sibson R. (1981). A brief description of natural neighbor interpolation (Ch. 2). *Interpreting Multivariate Data*. Chichester: John Wiley, pp. 21–36.

Torsvik T.H., Cocks L.R.M. (2017). Earth History and Palaeogeography. Cambridge University Press, Cambridge, UK. <https://doi.org/10.1017/9781316225523>

Van Hengstum P.J., Maale G., Donnelly J.P., Albury N.A., Onac B.P., Sullivan R.M., Winkler T.S., Tamalavage A.E., MacDonald D. (2018). Drought in the northern Bahamas from 3300 to 2500 years ago. *Quaternary Science Reviews*, 186, pp. 169–185. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.02.014>

Wright V.P., Vanstone S.D. (2001). Onset of Late Palaeozoic glacio-eustasy and the evolving climates of low latitude areas: a synthesis of current understanding. *Journal of the Geological Society*, 276, pp. 579–582. <https://doi.org/10.1144/jgs.158.4.579>

Сведения об авторах

Владимир Владимирович Силантьев – доктор геол.-минерал. наук, заведующий кафедрой палеонтологии и стратиграфии, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) Федеральный университет

Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18

e-mail: Vladimir.Silantiev@kpfu.ru

Марат Фанисович Валидов – ведущий инженер, начальник петрофизического отдела, Центр превосходства цифровых технологий в нефтегазовой отрасли, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) Федеральный университет

Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18

Динара Надировна Мифтахутдинова – ассистент кафедры палеонтологии и стратиграфии, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) Федеральный университет

Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18

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

Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18

Эдуард Анатольевич Королев – кандидат геол.-минерал. наук, заведующий кафедрой общей геологии и гидрогеологии, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский федеральный университет

Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18

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

Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18

Булат Галиевич Ганиев – кандидат тех. наук, начальник департамента, Департамент разработки месторождений, Татнефть-Добыча, ПАО «Татнефть» им. В.Д.Шашина

Россия, 423450, Альметьевск, ул. Ленина, д. 75

Азат Абузарович Лутфуллин – кандидат тех. наук, заместитель начальника департамента, Департамент разработки месторождений, Татнефть-Добыча, ПАО «Татнефть» им. В.Д.Шашина

Россия, 423450, Альметьевск, ул. Ленина, д. 75

Кирилл Дмитриевич Шуматбаев – кандидат геол.-минерал. наук, главный эксперт (по петрофизическим исследованиям), Департамент разработки месторождений, Татнефть-Добыча, ПАО «Татнефть» им. В.Д.Шашина

Россия, 423450, Альметьевск, ул. Ленина, д. 75

Рушат Минехарисович Хабилов – начальник отдела мониторинга разработки месторождений и недропользования, Департамент разработки месторождений, Татнефть-Добыча, ПАО «Татнефть» им. В.Д.Шашина

Россия, 423450, Альметьевск, ул. Ленина, д. 75

Владислав Анатольевич Судаков – заместитель директора института по инновационной деятельности, Центр превосходства цифровых технологий в нефтегазовой отрасли, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский федеральный университет

Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18

Юлия Альфитовна Ахмадуллина – инженер, Центр превосходства цифровых технологий в нефтегазовой отрасли, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18

Ксения Андреевна Голод – инженер, Центр превосходства цифровых технологий в нефтегазовой отрасли, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18

Алексей Александрович Леонтьев – ведущий инженер, начальник отдела интерпретации ГИС, Центр превосходства цифровых технологий в нефтегазовой отрасли, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18

Руслан Рамиевич Шамсиев – инженер, Центр превосходства цифровых технологий в нефтегазовой отрасли, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18

Дарья Александровна Никонорова — лаборант, Центр превосходства цифровых технологий в нефтегазовой отрасли, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет
Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18

Светлана Сергеевна Крикун — лаборант, Центр превосходства цифровых технологий в нефтегазовой отрасли, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет
Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18

Михаил Владимирович Нойкин — инженер, Центр превосходства цифровых технологий в нефтегазовой отрасли, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет
Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18

Элина Айратовна Абдуллина — инженер, Центр превосходства цифровых технологий в нефтегазовой отрасли, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет
Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18

Статья поступила в редакцию 04.09.2023;
Принята к публикации 25.09.2023; Опубликована 30.12.2023

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Visean 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

V.V. Silantiev^{1*}, M.F. Validov¹, D.N. Miftakhutdinova¹, N.G. Nourgalieva¹, E.A. Korolev¹, B.G. Ganiev², A.A. Lutfullin², K.D. Shumatbaev², R.M. Khabipov², V.A. Sudakov¹, Yu.A. Akhmadullina¹, K.A. Golod¹, A.A. Leontev¹, R.R. Shamsiev¹, D.A. Nikonorova¹, S.S. Krikun¹, M.V. Noykin¹, E.A. Abdullina¹

¹ Kazan Federal University, Kazan, Russian Federation

² Tatneft PJSC, Almet'yevsk, Russian Federation

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

Abstract. The paper presents new thickness and sandiness maps of the Visean terrigenous strata (Radayevkian and Bobrikian regional stages, Lower Carboniferous) of the South Tatar Arch, constructed using the “Natural Neighbour” spatial interpolation method in ArcGIS Pro software based on the analysis of geophysical survey data for more than 30,000 boreholes.

The interpretation of the maps in combination with the results of sedimentological, ichnotextural and petrophysical core studies, supplemented by the analysis of archival and published materials, provided an opportunity to update the approach to modelling the sedimentation of the terrigenous Lower Carboniferous of the South Tatar Arch. The proposed sedimentation models of terrigenous and coal-bearing sediments take into account the chronostratigraphic data, the karstification of isolated carbonate platforms, the sediment accumulation rates and the ichnotextural characteristics of the sediments. It is concluded that the accumulation and preservation of terrigenous and peat (coal-bearing) sediments differ in duration (0.1 million years vs. 1.5–2 million years) and are consequently associated with transgressive and regressive phases.

The accumulation of terrigenous sediments includes: (a) transgressive eustatic episodes – short-term incursions of a marine basin onto the eroded surface of an isolated carbonate platform, during which silty and sandy, well-sorted bioturbated sediments were accumulated, often with a variety of ichnofossils of marine benthic organisms; (b) the regressive eustatic phase resulted in the predominant erosion of sediments on the arch; whereas sediments in the incisions were largely preserved.

The accumulation of peat (coal-bearing) deposits includes (a) the regressive eustatic phase, during which the vast area of the eastern Volga-Urals region was covered with flourishing vegetation and stable swamp environments were forming in the incisions of the Tournaisian surface; (b) the transgressive phase – the peat was overlaid and buried by transgressive marine silt-sand sediments; then it was compacted and transformed into coal. The alternation of coal-bearing and transgressive intervals indicates the cyclicity of these processes.

The proposed sedimentation models extend the concepts of previous studies and are consistent with the developed maps of thickness and sandiness of the Lower Carboniferous terrigenous sediments, explaining the complex, covering and mosaic distribution of sand bodies over the area, as well as the filling of incisions with sediments of different lithological types.

Keywords: sedimentation, terrigenous Carboniferous, Bobrikian regional stage, incisions, Volga-Urals, oil-bearing, reservoir rocks

Recommended citation: Silantiev V.V., Validov M.F., Miftakhutdinova D.N., Nourgalieva 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). Visean 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. <https://doi.org/10.18599/grs.2023.4.1>

Acknowledgements

We thank Tatneft PJSC for the data and permission to use them in this publication. The work was carried out with the support of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation under the agreement 075-15-2022-299 within the framework of the program of creation and development of NCMU “Rational development of liquid hydrocarbon reserves of the planet”.

References

- Actualised stratigraphic scheme of Lower Carboniferous sediments of the Volga-Ural subregion. *Explanatory note*, 2023. Eds. N.K. Fortunatova, E.L. Zaytseva, M.A. Bushueva et al. Moscow: VNIGNI Publ, (in press). (In Russ.)
- Alekseev V.P. (2014). Atlas of subaquatic facies of the Lower Cretaceous sediments of Western Siberia (Khanty-Mansi Autonomous Okrug-Yugra). Ekaterinburg: Ural State Mining University Publ, 284 p. (In Russ.)
- Aliev M.M., Vissarionova A.Y., Kuznetsov J.I., Semenova E.G., Sjestnova L.P., Travina L.M., Khachatryan R.O., Shelnova A.K., Yarikov G.M. (1975). Carboniferous of the Volga-Urals oil and gas bearing province. Moscow: Nedra Publ, 261 p. (In Russ.)
- Aretz M., Herbig H.G., Wang X.D., Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg, J.G. Chapter 23 – The Carboniferous Period. (2020). *Geologic Time Scale 2020*. Amsterdam: Elsevier, pp. 811–874.
- Balseiro D., Powell M.G. (2020). Carbonate collapse and the late Paleozoic ice age marine biodiversity crisis. *Geology*, 48(2), pp. 118–122. <https://doi.org/10.1130/G46858.1>
- Blakey R. (2020). Deep Time Maps Inc. <https://deeptimemaps.com>
- Buggisch W., Joachimski M.M., Sevastopulo G., Morrow J.R. (2008). Mississippian $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ records—Their relation to the Late Palaeozoic Glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 268(3–4), pp. 273–292. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.03.043>
- Croizé D., Renard F., Gratier, J.-P. Chapter 3. (2013). Compaction and Porosity Reduction. *Carbonates: A Review of Observations, Theory, and Experiments. Advances in Geophysics*, Ed. R.Dmowska. Amsterdam: Elsevier, V. 54, pp. 181–238. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-380940-7.00003-2>
- Danilova T.E. (2008). Atlas of rocks of the main oil-bearing horizons of the Paleozoic of the Republic of Tatarstan. Terrigenous rocks of Devonian and Lower Carboniferous. Kazan: Pluton Publ, 440 p. (In Russ.)
- Davydov V.I., Korn D., Schmitz M.D., Gradstein F.M., Hammer, O. (2012). The Carboniferous period. In: *Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. and Ogg, G.M. (eds). The Geologic Time Scale 2012*, V. 2. Elsevier, Amsterdam, pp. 603–651. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00023-8>
- Droser M.D., Bottjer D.J. (1986). A semiquantitative field classification of ichnofabric. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56(4), pp. 556–559. <https://doi.org/10.1306/212F89C2-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Emiliani C. (1966). Paleotemperature Analysis of Caribbean Cores P6304-8 and P6304-9 and a Generalized Temperature Curve for the past 425,000 Years. *The Journal of Geology*, 74(2), pp. 109–124. <https://doi.org/10.1086/627150>
- Fielding C.R., Frank T.D., Birgenheier L.P., Rygel M.C., Jones A.T., Roberts J. (2008). Stratigraphic imprint of the Late Palaeozoic Ice Age in eastern Australia: a record of alternating glacial and nonglacial climate regime. *Journal of the Geological Society, London*, 165, pp. 129–140. <https://doi.org/10.1144/0016-76492007-036>
- Fikri H.N., Sachsenhofer R.F., Bechtel A., Gross D. (2022). Organic geochemistry and petrography in Miocene coals in the Barito Basin (Tutupan Mine, Indonesia): Evidence for astronomic forcing in kerapah type peats. *International Journal of Coal Geology*, 256(February), 103997. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2022.103997>
- Fortunatova N.K., Zaitseva E.L., Bushueva M.A. (2023). Stratigraphy of the Lower Carboniferous of the Volga-Ural subregion (materials for updating the stratigraphic scheme). Ed. by N.K. Fortunatova. Moscow: VNIGNI Publ., 288 p. (In Russ.)
- Gafurov Sh.Z., Larochkina I.A., Timofeev A.A., Khasanov R.R. (2000). Kama Coal Basin. *Coal base of Russia. Vol 1. Coal basins and deposits of the European part of Russia (Northern Caucasus, Eastern Donbass, Moscow Region, Kama basin, Pechora basin, Urals)*. Moscow: ZAO Geoinformmark Publ., pp. 133–169. (In Russ.)
- Golonka J. (2002). Plate-tectonic maps of the Phanerozoic. *Society for Sedimentary Geology Special Publications*, 72, pp. 21–75. <https://doi.org/10.2110/pec.02.72.0021>
- Gorozhanina E.N., Gorozhanin V.M., Zagranovskaya D.E., Zakharova O.A. (2019). About the structure of the Kama-Kinel trough system. *Proceedings of higher educational establishments. Geology and Exploration*, 3, pp. 9–20. (In Russ.) <https://doi.org/10.32454/0016-7762-2019-3-9-20>
- Gruzdev D.A. (2021). Late Devonian-Early Carboniferous isolated carbonate platforms of the North of the Urals and Pay-Khoy. *Vestnik geonauk*, 10(322), pp. 3–15. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2021.10.1>
- Gubareva V.S. (2003). Carboniferous system. *Geology of Tatarstan: Stratigraphy and tectonics*. Ed. B.V. Burov. Moscow: GEOS, pp. 103–124. (In Russ.)
- Gulbranson E.L., Montañez I.P., Schmitz M.D., Limarino C.O., Isbell J.L., Marensi S.A., Crowley J.L. (2010). High-precision U-Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group, NW Argentina. *GSA Bulletin*, 122(9–10), pp. 1480–1498. <https://doi.org/10.1130/B30025.1>
- Haq B.U., Schutter S.R. (2008). A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science* 322 (5898), pp. 64–68. <https://doi.org/10.1126/science.1161648>
- Kalvoda J. (2002). Late Devonian-Early Carboniferous Foraminiferal Fauna: Zonations, Evolutionary events, paleobiogeography and tectonic implications. Masaryk University, Brno. Czech Republic, 39 p.
- Khasanov R.S., Gatiyatullin N.S., Gafurov Sh.Z., Khasanov R.R. (2009). Geology and resources of the Kama coal basin in the territory of the Republic of Tatarstan. Kazan: FEN Publ, 159 p. (In Russ.)
- Khasanov R.S., Gubaydullin A.A., Bazarevskaya V.G., Yuditsev E.A. (2010). Geology of carbonate complexly constructed reservoirs of the Devonian and Carboniferous of Tatarstan. Kazan: FEN Publ, 283 p. (In Russ.)
- Knaust D. (2017). Atlas of Trace Fossils in Well Core: Appearance, Taxonomy and Interpretation. Springer, Switzerland, 209 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-49837-9>
- Kukal Z. (1971). Geology of Recent sediments. London: Academic Press, 490 p.
- Larochkina I.A. (2005). Principles of subdivision, identification and correlation of the terrigenous Lower Carboniferous sequences. *Georesursy = Georesources*, 2(17), pp. 15–19. (In Russ.)
- Larochkina I.A. (2008). Geological bases of prospecting and exploration of oil and gas fields in the Republic of Tatarstan. Kazan: LLC PF Gart Publ, 210 p. (In Russ.)
- Larochkina I.A., Melnikov S.N. (1984). Palaeogeomorphology of south-eastern Tatarstan in the Early Carboniferous. *Geomorfologiya = Geomorphology*, 3, pp. 65–69. (In Russ.)
- Larochkina I.A., Ganiev R.R., Mikhaylova E.N., Novikova I.P. (2010). Influence of erosion and karst incisions on the location of oil deposits in the Radaevskian-Bobrikovian sediments. *Georesursy = Georesources*, 3(35), pp. 38–41. (In Russ.)
- Larochkina I.A., Mikhaylova E.N., Novikov I.P. (2011). Bobrikov partial barriers as objects of highly effective exploitation of deposit (on example of Ulyanovsk deposit). *Georesursy = Georesources*, 4(40), pp. 27–30. (In Russ.)
- Makhlina M.H., Vdovenko M.V., Alekseev A.S., Byvsheva T.V., Donakova L.M., Zhulitova V.E., Kononova L.I., Umnova N.I., Shik E.M. (1993). The Lower Carboniferous of the Moscow Syncline and Voronezh Antecline. Moscow: Nauka, 221 p. (In Russ.)
- Mii H.-S., Grossman E.L., Yancey T.E., Chuvashov B., Egorov A. (2001). Isotopic records of brachiopod shells from the Russian Platform: Evidence for the onset of Mid-Carboniferous glaciation. *Chemical Geology*, 175, p. 133147. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00366-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00366-1)
- Mikulash R., Dronov A.V. (2006). Paleochronology – an introduction to the study of fossil traces of vital activity. Prague: Geological Institute of the Academy of Sciences of the Czech Republic, 122 p. (In Russ.)
- Moore T.A., Shearer J.C. (2003). Peat/coal type and depositional environment – Are they related? *International Journal of Coal Geology*, 56(3–4), pp. 233–252. [https://doi.org/10.1016/S0166-5162\(03\)00114-9](https://doi.org/10.1016/S0166-5162(03)00114-9)
- Muslimov R.Kh., ed. (2007). Oil and gas resources of the Republic of Tatarstan. Geology and development of oil fields. Vol. 1. Kazan: Fen Publ, 316 p. (In Russ.)
- Muslimov R.Kh., Vasyasin G.I., Shakirov A.N., Chendarev V.V. (1999). Geology of the Tournaisian Stage of Tatarstan. Kazan: Monitoring Publ, 186 p. (In Russ.)
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A.P.L., Furne A.V., Fokin P.A. et al. (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)
- Pozner V.M. (1975). Carboniferous period. *Palaeogeography. Palaeogeography of the USSR. Explanatory note to the Atlas of the Lithological and Palaeogeographic Maps of the USSR. Vol. 2. Devonian, Carboniferous, Permian*. Moscow: Nedra Publ, pp. 62–119. (In Russ.)

Pozner V.M., Kirina T.I., Porfiriev G.S. (1957). Volga-Ural oil-bearing province. Carboniferous deposits. *Proceedings of the All-Union Petroleum Research Geological Exploration Institute*, 112. Leningrad: Gostoptekhizdat Publ, 312 p. (In Russ.)

Saltzman M.R. (2003). Late Paleozoic ice age: Oceanic gateway or pCO₂? *Geology* 31, pp. 151–154. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0151:LP IAOG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0151:LP IAOG>2.0.CO;2)

Scotese C. R. (2010). PALEOMAP Project. <http://www.scotese.com/earth.htm>

Seilacher A. (1964). Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. *Sedimentology*, 3, pp. 256–263.

Seilacher A. (1967). Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5(5–6), pp. 413–428. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(67\)90051-5](https://doi.org/10.1016/0025-3227(67)90051-5)

Shelnova A.K., Zheltova A.N., Bludorova E.A. (1966). Types of the Lower Carboniferous sections developed in the Tatar ASSR. *Doklady Akademii Nauk USSR*, 171(2), pp. 435–438. (In Russ.)

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>

Sibson R. (1981). A brief description of natural neighbor interpolation (Ch. 2). *Interpreting Multivariate Data*. Chichester: John Wiley, pp. 21–36.

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., Gutak Ya.M., Tichomirowa M., Kulikova A.V., Felker A.S., Urazaeva M.N., Porokhovnichenko L.G., Karasev E.V., Bakaev A.S., Zharinova V.V., Naumcheva M.A. (2023). First radiometric dating of tonsteins from coal-bearing succession of the Kuznetsk Basin: U-Pb geochronology of the Tailugan Formation. *Georesursy = Georesources*, 25(2), pp. 203–227. <https://doi.org/10.18599/grs.2023.2.15>

Smelkov V.M., Tukhvatullin R.K., Uspensky B.V. (2007). Oil and gas resources of the Paleozoic reservoirs of Tatarstan. *Oil and gas resources of the Republic of Tatarstan. Geology and development of oil fields*. Vol. 1. Ed. R.Kh. Muslimov. Kazan: Fen Publ, pp. 52–65. (In Russ.)

Torsvik T.H., Cocks L.R.M. (2017). *Earth History and Palaeogeography*. Cambridge University Press, Cambridge, UK. <https://doi.org/10.1017/9781316225523>

Troepolskiy V.I., Badamshin E.Z., Tukhvatullin R.K. (1974). Patterns of oil-bearing development and prospecting techniques in the Kama-Kinel trough system in the territory of Tatarstan. *Problems of geology and oil resources of the Middle Volga region*, 4. Kazan: Kazan University Publ., pp. 3–28. (In Russ.)

Van Hengstum P.J., Maale G., Donnelly J.P., Albury N.A., Onac B.P., Sullivan R.M., Winkler T.S., Tamalavage A.E., MacDonald D. (2018). Drought in the northern Bahamas from 3300 to 2500 years ago. *Quaternary Science Reviews*, 186, pp. 169–185. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.02.014>

Wright V.P., Vanstone S.D. (2001). Onset of Late Palaeozoic glacio-eustasy and the evolving climates of low latitude areas: a synthesis of current understanding. *Journal of the Geological Society*, 276, pp. 579–582. <https://doi.org/10.1144/jgs.158.4.579>

About the Authors

Vladimir V. Silantiev – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Head of Department of Paleontology and Stratigraphy, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University

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

Marat F. Validov – Lead Engineer, Head of Petrophysical Department, Center for Excellence of Digital Technologies in the Oil and Gas Industry, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University

18 Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation

Dinara N. Miftakhutdinova – Assistant of Department of Paleontology and Stratigraphy, Kazan Federal University
18 Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation

Nouria G. Nourgalieva – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Professor, Department of Oil and Gas Geology named after Academician A.A. Trofimuk, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University
18 Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation

Eduard A. Korolev – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Head of Department of General Geology and Hydrogeology, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University
18 Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation

Bulat G. Ganiev – Head of the Department of Field Development, Tatneft PJSC
75 Lenin st., Almetevsk, 423450, Russian Federation

Azat A. Lutfullin – Deputy Head of the Department of Field Development, Tatneft PJSC
75 Lenin st., Almetevsk, 423450, Russian Federation

Kirill D. Shumatbaev – Chief Expert (on petrophysical research), Department of Field Development, Tatneft PJSC
75 Lenin st., Almetevsk, 423450, Russian Federation

Rishat M. Khabipov – Head of the Field Development and Subsoil Use Monitoring Division, Department of Field Development, Tatneft PJSC
75 Lenin st., Almetevsk, 423450, Russian Federation

Vladislav A. Sudakov – Deputy Director of the Institute for Innovation, Center for Excellence of Digital Technologies in the Oil and Gas Industry, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University
18 Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation

Yuliya A. Akhmadullina – Engineer, Center for Excellence of Digital Technologies in the Oil and Gas Industry, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University
18 Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation

Kseniya A. Golod – Engineer, Center for Excellence of Digital Technologies in the Oil and Gas Industry, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University
18 Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation

Aleksey A. Leontev – Lead Engineer, Head of Well Logging Interpretation Department, Center for Excellence of Digital Technologies in the Oil and Gas Industry, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University
18 Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation

Ruslan R. Shamsiev – Engineer, Center for Excellence of Digital Technologies in the Oil and Gas Industry, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University
18 Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation

Daria A. Nikonorova – Assistant, Center for Excellence of Digital Technologies in the Oil and Gas Industry, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University
18 Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation

Svetlana S. Krikun – Assistant, Center for Excellence of Digital Technologies in the Oil and Gas Industry, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University
18 Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation

Mikhail V. Noykin – Engineer, Center for Excellence of Digital Technologies in the Oil and Gas Industry, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University
18 Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation

Elina A. Abdullina – Engineer, Center for Excellence of Digital Technologies in the Oil and Gas Industry, Institute of Geology and Petroleum Technology, Kazan Federal University
18 Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation

*Manuscript received 4 September 2023;
Accepted 25 September 2023;
Published 30 December 2023*