

Палеогеографические предпосылки нефтегазоносности хадумского горизонта (нижний олигоцен) Предкавказья

А.Н. Стафеев^{1*}, А.В. Ступакова¹, Е.А. Краснова^{1,2}, А.А. Сулова¹, Р.С. Сауткин¹,
Я.А. Шитова¹, М.Л. Махнутина¹, М.Е. Воронин¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

В статье рассмотрены палеогеографические условия осадконакопления хадумского горизонта Предкавказья и их влияние на распределение концентраций и типов органического вещества (ОВ), а также на качество коллекторов с целью выявления генерационного потенциала разнофациальных толщ и локализации участков с наибольшими концентрациями ОВ разных типов для раздельного прогноза нефтегазоносности. Показано, что большие перспективы Западного и Центрального Предкавказья, где для хадумского горизонта характерны террагенный и частично переходный типы ОВ, связаны с фациями Сарпинско-Армавирского канала стоковых течений из Волго-Донского бассейна, а также с конусами выноса обломочного материала на северном склоне бассейна. В Восточном Предкавказье же широкие перспективы для освоения имеют нетрадиционные глинистые коллекторы, содержащие преимущественно аквагенный тип ОВ и заключенные между мощными флюидопорами, как перекрывающими, так и подстилающими черные сланцы хадумского горизонта.

Ключевые слова: палеогеография, гидрология, донные течения, биофильные элементы, органическое вещество, высокоуглеродистые сланцы, нетрадиционные коллектора, перспективы нефти и газа

Для цитирования: Стафеев А.Н., Ступакова А.В., Краснова Е.А., Сулова А.А., Сауткин Р.С., Шитова Я.А., Махнутина М.Л., Воронин М.Е. (2023). Палеогеографические предпосылки нефтегазоносности хадумского горизонта (нижний олигоцен) Предкавказья. *Георесурсы*, 25(2), с. 89–104. <https://doi.org/10.18599/grs.2023.2.7>

Введение

Хадумский горизонт Предкавказья содержит фации битуминозных карбонатно-кремнисто-глинистых пород – черных сланцев (ЧС), которые являются нефтематеринскими и содержат нефть в нетрадиционных коллекторах (Чепак и др., 1983). Изучение ЧС имеет особое практическое и научное значение, поскольку наблюдается истощение разведанных запасов легкоизвлекаемых углеводородов (УВ), а методика создания достоверных моделей палеогеографических условий формирования ЧС недостаточно разработана.

Накопление ЧС происходит в условиях высокой первичной биопродуктивности, высокой степени захоронения и фоссилизации органического вещества (ОВ) и низкой скорости минеральной седиментации (Юдович, Кетрис, 1988). Такие условия характерны для внутренних и краевых морей на этапе максимальной эвстатической трансгрессии, полного тектонического покоя и затухания эрозии на суше (Гурари, 1981). Опыт сравнительной характеристики разновозрастных высокоуглеродистых отложений Северной Евразии показывает, что все рассмотренные ЧС – маломощные высокоуглеродистые слои – подстилаются и латерально замещаются глауконитсодержащими отложениями и перекрываются клиноформными толщами (Стафеев и др., 2023). Чернотеррасовые бассейны

находятся в цепочках водоемов, которые начинаются от океана, протягиваются в зоны более теплого климата и гидродинамически связаны однонаправленным межбассейновым холодным стоковым течением со стороны океана. Придонные течения вбирают в себя сток биофильных элементов¹ (БЭ) с геохимически активных ландшафтов (периодически заливаемых побережий морей, торфяников, кор выветривания, почв) и переносят питательные вещества в чернотеррасовые бассейны.

На примере баженновской свиты Западной Сибири была предложена модель накопления ЧС на мелководных холмистых плато, обрамленных относительно глубоко-водными, улавливающими терригенный материал, прогибами (Ступакова и др., 2016). Условия и обстановки осадконакопления ЧС нижнего олигоцена Предкавказья были похожими, но отличались особенностями рельефа дна, повышенной тектонической активностью и слабыми связями бассейна с океаном.

Дно Предкавказского бассейна в Терско-Сулакской зоне периодически испытывало быстрые погружения, что приводило к понижению уровня термоклина². Одновременно этому способствовал ослабевающий или прекращающийся межбассейновый сток, который мог прерываться по причине периодически возникающих перемычек (поднятий) между проточными бассейнами. Ослабление стока БЭ и низкий уровень термоклина даже в условиях сильных штормов приводили к более

* Ответственный автор: Александр Николаевич Стафеев
e-mail: anstafeev@rambler.ru

© 2023 Коллектив авторов

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

¹ Биофильные элементы – химические элементы, постоянно входящие в состав живых организмов и выполняющие определенные биологические функции

² Термоклин, или слой температурного скачка, – слой воды, в котором градиент температуры резко отличается от градиентов выше- и нижележащих слоев.

слабому и более редкому выносу к поверхности БЭ, что обуславливается массовым развитием растительных и животных организмов (цветением планктона), и, соответственно, к меньшим масштабам «производства» и захоронения ОВ. В привносе питательных веществ и формировании ЧС хадумского горизонта значительную роль играл апвеллинг, т.е. подъем глубинных более холодных и богатых БЭ вод к поверхности. Апвеллинг вызывался схождение подводных оползней с начинающего расти Кавказского поднятия (Попов и др., 1993). Этот апвеллинг выносил БЭ придонных течений глубокой части моря к поверхности в направлении палеоподнятий. Примером системы таких палеоподнятий для Предкавказья является Журавско-Прикумская зона, где в хадумском горизонте сосредоточены самые высокие содержания аквагенного ОВ.

В основу настоящего исследования легла систематизация и анализ геолого-геофизической информации, статистическая обработка результатов, экспериментальные исследования кернового материала и образцов из естественных обнажений, структурно-фациальный анализ, литолого-петрофизическая характеристика отложений. В ходе исследования были изучены 27,25 м кернового материала из трех скважин (скв. № 1, 2 Кармалиновские и скв. № 26 Тахта-Кугультинская), 262 образца кернового материала из 70 скважин Восточного Предкавказья, 134 образца из 7 обнажений, а также собран и проанализирован фактический материал по результатам фондовых и отчетных материалов, литературных источников.

Палеогеографический обзор раннего олигоцена Предкавказья и смежных территорий

Для установления связей Предкавказского бассейна с прилегающими морскими водоемами в хадумское время, на основе обзора опубликованной литературы и общего палеогеографического анализа (Столяров, 1991, 1999; Попов и др., 1993; Краснова и др., 2021 и др.) были проведены реконструкции условий осадконакопления для смежных с Предкавказским раннеолигоценовых бассейнов (рис. 1).

В палеогеновый период под влиянием движений трех главных литосферных плит (Евразийской, Северо-Американской и Африканской) и трех океанов (Атлантического, Тетис и Северного Ледовитого) происходило развитие Норвежско-Гренландского и Северо-Западного Европейского бассейнов. В ходе их эволюции менялся характер водообмена океана Тетис с Северной Атлантикой и Северным Ледовитым океаном (Харин, Лукашина, 2010).

На рубеже эоцена и олигоцена эвстатическое падение уровня Мирового океана и поднятия в области Альпийской складчатости изучаемого региона привели к обособлению к северу от моря Тетис его бассейнов-реликтов – Западного и Восточного Паратетиса (Попов и др., 1993). В рюпельский век связь по проливу между Норвежско-Гренландским и Северо-Западным Европейским бассейнами стала сокращаться, но водообмен еще существовал, и на территории Северо-Восточной Польши, Южной Прибалтики, Беларуси и Северной Украины седиментация носила черты открытоморского типа. В рюпельских

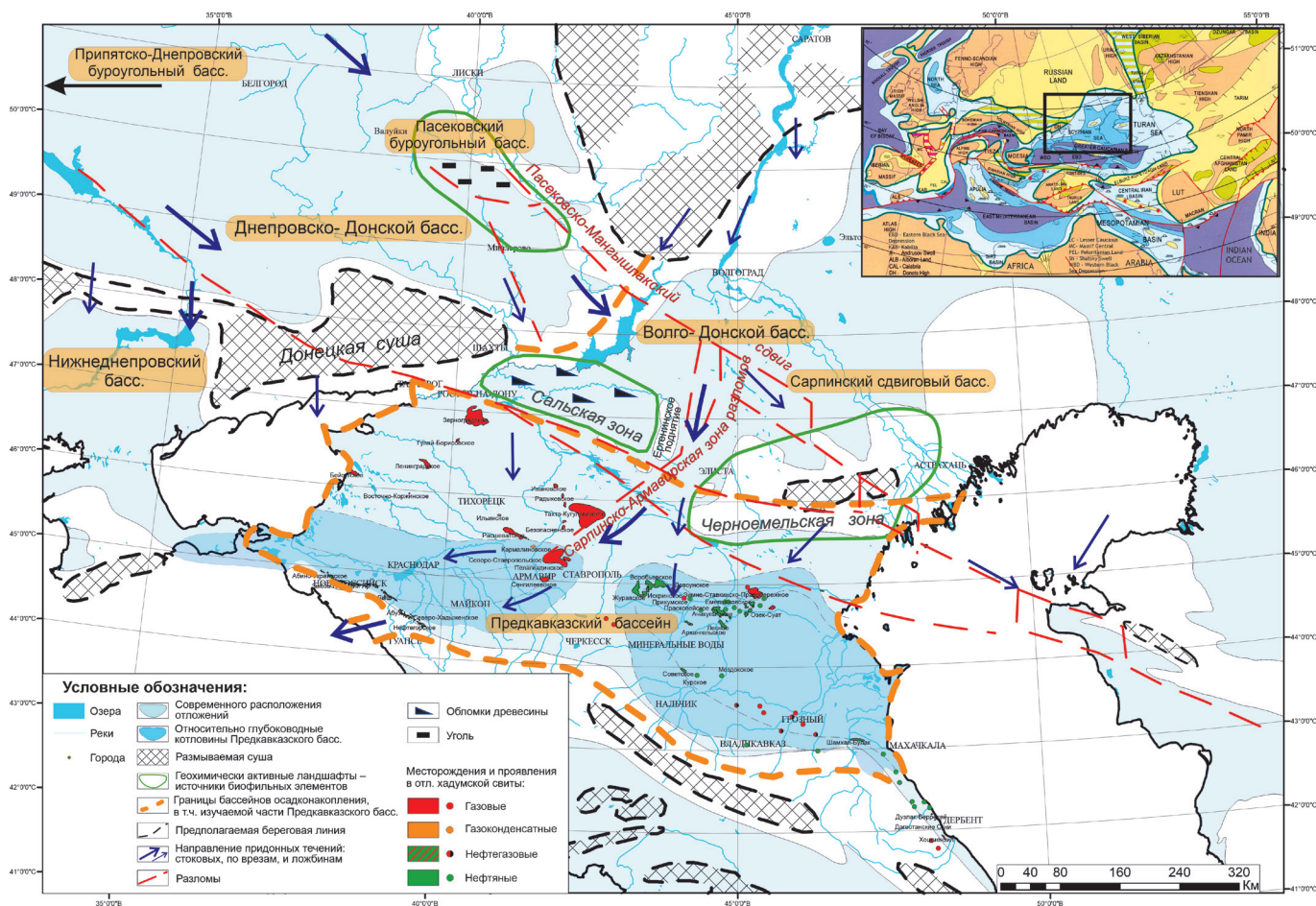


Рис. 1. Палеогеографическая схема раннего олигоцена Предкавказья и смежных территорий (по (Попов и др., 1993; Столяров, 1991, 1999; Столяров, Ивлева, 2004; Харин, Лукашина, 2010)). Положение района исследований показано на литолого-палеогеографической карте Паратетиса, ранний олигоцен (ранний рюпель, пихеско-цимлянская свита) (Popov et al., 2004)

терригенных осадках Калининградской области встречаются зубы акул, наннопланктон и редкие бореальные планктонные фораминиферы (Харин, Лукашина, 2010).

О перемещении водных масс вдоль пролива на юго-восток говорит разнос обломков янтаря из размываемых осадков Калининградской области, эти обломки находят в верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложениях Беларуси и Украины (Харин, Лукашина, 2010). В этих отложениях много глауконита, встречаются горизонты желваковых фосфоритов, что может свидетельствовать о поступлении океанических водных масс и/или о размыве, обогащенных фосфатами континентальных кор выветривания (Сеньковский и др., 1989; Александрова и др., 2020).

На картину распределения фаций и типов ОВ хадумского горизонта Предкавказья оказывали влияние расположенные севернее Волго-Донской и Днепровско-Донской мелководные бассейны, разделенные между собой и с бассейном Предкавказья периодическими осушаемыми(?) относительными поднятиями, расчлененными неглубокими врезами, по которым шел межбассейновый сток (рис. 1).

На отдельных участках Днепровско-Донского бассейна нижнеолигоценовые кварц-глауконитовые отложения замещаются буроугольной толщей, относящейся к пасековской свите. Буроугольная толща заполняет сеть эрозионных долин (окрестности г. Кантемировка). Накопление материала в Пасековском суббассейне (рис. 1), вероятно, происходило автохтонным путем в обводненном болоте за счет травянистых растений и в меньшей степени стволов хвойных деревьев (Наумова, 1939). Этот суббассейн можно рассматривать в качестве раннеолигоценового торфяного бассейна (геохимически активного ландшафта) – источника биофильных элементов и кремнезема, которые через проточный Волго-Донской бассейн поступали в Предкавказский бассейн. Геохимически активные ландшафты периодически могли возникать также на низких заболоченных островах и в лагунах Днепровско-Донского бассейна. Об этом свидетельствует наличие среди глауконитовых песчаных отложений линзовидных прослоев темноокрашенных, иногда гумусированных глин (Наумова, 1939).

Проточный Волго-Донской бассейн улавливал обломочный и частично глинистый материал. В его пределах, в междуречье Дона и Маныча располагалась застойная мелководно-шельфовая геохимически активная Сальская зона. С запада ее ограничивала Донецкая суша, с юга – цепочка островов, а с востока – Ергенинское поднятие. Здесь накапливались песчано-глинистые отложения с тонкими углистыми прослойками и древесными остатками (Попов и др., 1993). Сальская геохимически активная область формировалась за счет близко расположенной Донецкой суши и переноса растительного детрита (и водорослевой массы?) течениями со стороны Пасековского торфяного бассейна. Западнее города Элиста располагался Черноземельский периодически заливаемый морем лагунно-островной геохимически-активный район. Он представлял собой низкую островную сушу, мог поставлять глинистый материал, биофильные элементы и некоторое количество гумусового ОВ.

Одним из важных элементов рельефа дна Волго-Донского бассейна являлся Сарпинский сдвиговый бассейн. Северо-западный сегмент Пасековско-Мангышлакской

сдвига контролировал главное русло придонного стока между Пасековским и Сарпинским бассейнами. Далее основной сток следовал в Предкавказье по Сарпинско-Армавирской зоне разломов СВ-ЮЗ простирания, разделяя две главные (западную и восточную) фациальные области Предкавказья.

Обзор палеогеографических условий образования смежных территорий, особенно систем проточных бассейнов, показывает, что межбассейновые течения несут минеральные вещества из океана, пополняются БЭ с геохимически активных ландшафтов, частично сбрасывают твердый материал в проточных бассейнах и выносят в черносланцевый бассейн определенный набор минеральных и органических компонентов, которые обеспечивают формирование высокоуглеродистых отложений.

Литолого-стратиграфическая характеристика хадумского горизонта Предкавказья

Хадумский горизонт в Предкавказье представлен темно-серыми и коричневыми алевритистыми глинами, содержащими прослой и линзы алевролитов и мергелей. На Кавказе горизонт (свита) разделяется на три подсвиты: 1) пшехская (цимлянская) – глины, иногда с прослоями и линзами алевролитов (10–150 м, редко более); 2) полбинская (остракодовый пласт) – светлые алевритистые мергели и известковистые глины (0,2–10 м); 3) подсвита Морозкиной балки (Ики-бурульская + виргулиненло-вые слои) – глины с прослоями и линзами алевролитов (20–90 м) (рис. 2).

Наиболее грубые фации хадумского горизонта развиты в Сарпинско-Армавирской фациальной зоне, в которой действовали активные придонные стоковые течения (рис. 1). В разрезе (мощность 175 м) скв. № 1 Кармалиновская можно выделить два главных литологических типа (рис. 3).

1. Алевролиты зеленовато-серые с коричневым оттенком крупно-мелкозернистые неравномерно сортированные кварц-полевошпатовые с округлыми зернами глауконита и пиритом с беспорядочной текстурой, биотурбированные, с глинистым поровым цементом, с единичными угловатыми межзерновыми порами диаметром 0,015–0,03 мм (рис. 4).

2. Глинисто-алевритовые породы буровато-серые линзовидно-слоистые с прослоями (2,0–4,5 мм) мелкозернистых алевролитов, биотурбированные, с глауконитом и пиритом (рис. 5). Обломки (50–55%) представлены угловатыми зернами кварца (75%) и полевого шпата (25%). Сортировка неравномерная. В алевролитах встречаются открытые межзерновые поры диаметром 0,015–0,05 мм. Выделяются скопления рассеянного органического вещества (РОВ).

Северо-восточнее Кармалиновской, на Пелагиадинской площади (скв. 17) также в зоне активного стока терригенного материала хадумский горизонт представлен толщей (90 м) зеленовато-серых алевролитов кварц-полевошпатовых слюдястых с глауконитом (6–8%) песчанистых неравномерно глинистых, с пелитоморфным сидеритом, с тонкими прослоями серовато-зеленых глин и пропластками сидеритовых глин. (Мельникова, Бабай, 1958). В основании разреза (25 м) алевролиты глинистые микро- и тонкослоистые, в кровле залегает пачка (5 м)

Система	Отдел	Ярус	Серия	Западное Предкавказье	Центральное Предкавказье	Восточное Предкавказье	Временные интервалы по А.С. Столярову	Литологическая характеристика		
Палеогеновая	Оligоцен	Хаттский	Майкопская	Баталпащинская		Баталпащинская	Баталпащинская	Баталпащинское	глины тёмные, некарбонатные, мергели зеленоватого серые	
				Хадумский горизонт	Хадумский горизонт	Хадумский горизонт	Морозкиной балки	Верхнемороз-кинская	Виргуленелловое	известковистые тёмно-серые глины
		Нижнемороз-кинская								Позднесолёновское (Ики-бурульское)
								Полбинский горизонт	Полбинская «остракодовый пласт»	
		Пшехская								Пшехская
		Эоцен		Приабон-Бартон	Белоглинская	Белоглинская	Белоглинская	Белоглинское	мергели и глин известковистые и неизвестковистые	
	Бартон									

Палеогеновая система

Эоценовый отдел (бартонский, приабонский ярусы)

Рюпельский ярус

Хаттский ярус

Палеогеновая система
 Эоценовый отдел (бартонский, приабонский ярусы)
 Рюпельский ярус
 Хаттский ярус

Рис. 2. Сводная стратиграфическая схема строения хадумского горизонта Предкавказья с литологической характеристикой отложений (по (Попов и др., 1993; Столяров 1991, 1999; Столяров, Ивлева, 2004))

темных, шоколадно-серых битуминозных глин, которая подстилается слоем (несколько см) глауконитовых песчаных алевритов. В средней части толщи (мощностью 60 м) снизу вверх по разрезу текстура пород переходит от горизонтально-слоистой к линзовидно-петельчатой, в единичных случаях наблюдаются косослоистая и оползневая текстуры.

Глины в нижней части разреза бейделлитово-гидрослюдистые, в средней и верхней частях гидрослюдисто-бейделлитовые, в примеси присутствует каолинит (Мельникова, Бабай, 1958). Микротекстура глин средней части разреза беспорядочно взмученная, в подошве и кровле оптически ориентированная. Глины в кровле содержат много тонкого растительного детрита и пирита.

Сарпинско-Армавирская фациальная зона не содержит линзы битуминозных глин. Кроме повышенного содержания обломочного материала, наличия косослоистых и оползневых текстур, характерным для этой зоны являются небольшие содержания сидерита, низкие содержания пирита, округлые зерна глауконита, форма которых свидетельствуют об их переотложении. Реже встречаются крупные зерна аутигенного глауконита, микростяжения пирита, иногда – фрамбоидальный пирит – показатель биогенной сульфат редукции. Судя по текстурам и минеральному составу, породы накапливались в относительно мелководных обстановках под влиянием довольно активных блуждающих течений, в случае затухания которых возникали застойные условия, вплоть до анаэробных.

Глинистые углеродистые породы были изучены в разрезах р. Белой, на Журавском месторождении и в районе Чиркейской ГЭС в Дагестане.

Отложения хадумского горизонта в долине р. Белой сложены двумя типами известковистых глин: либо со слоистой, либо с пятнистой текстурой – за счет неравномерного распределения оксидов железа. Текстура слоистых темно-серых глин обусловлена переслаиванием глинистого (70%) и битумного вещества. Известковая примесь составляет 5–10%, сидерит и пирит – 15%. Алевритовая примесь (5%) выполнена окатанными зернами кварца (рис. 6).

В глинах выявлено присутствие смектита, гидрослюды, смешанослойных образований, каолинита и хлорита (Ступакова и др., 2022). Преобладают гидрослюда, смектит и каолинит. Общая мощность хадумского горизонта в разрезе р. Белой – 150 м (рис. 3).

Различия в скоростях седиментации, как было описано в (Столяров 1993, 1999), и наличие в парагенезах аутигенных вторичных соединений железа (оксиды, сидерит, пирит) показывают на изменчивость режимов седиментации от окислительных обстановок через слабоокислительные до бескислородных и слабовосстановительных. Количество O_2 менялось от более 2 мл/л до 0, аналогично разрезам с периодическим изменением окислительно-восстановительных условий (Tyson, Pearson, 1991). В разрезе наблюдается существенные колебания в аэрировании донного осадка, но в целом вверх по разрезу наблюдается тенденция к развитию условий стагнации придонных вод.

Отложения хадумского горизонта Журавско-Воробьевской площади представлены глинисто-известковыми породами с прослоями алевритовых пачек, с прослоями мергеля в средней и кровельной частях (рис. 3). Мощности свиты колеблются от 30 до 100 м. Обособляются два основных литологических типа пород. Это темно-серые с коричневатым оттенком известковистые тонкошелушчатые глины, отличающиеся наличием пятнистой или слоистой текстур (рис. 7).

В породах преобладает глинистое вещество (60–70%), Известковистая примесь составляет не более 5–15%. Терригенная примесь представлена среднеокатанными и неокатанными алевритовыми зернами кварца (5%). Вторичные соединения представлены оксидами железа (5–10%), зернами сидерита алевритовой размерности (5–7%), глобулярным пиритом (10–15%). Глобулярную и фрамбоидальную формы пирита связывают с особенностью окислительно-восстановительных условий осадконакопления и деятельностью сульфатредуцирующих бактерий (Скрипченко, 1980; Suits, Wilkin, 1998; Wignail, Newton, 1998; Shen et al., 2007). Встречаются единичные зерна глауконита, вероятно, переотложенного.

В шлифах выявлена микрослоистость (0,035–0,05 мм), она характерна не для всего разреза, есть интервалы с неупорядоченной текстурой взмучивания осадка.

Хадумский горизонт на правом берегу Чиркейского водохранилища (Республика Дагестан) сложен темно-серыми тонкослоистыми глинисто-известковыми породами с прослоями мергелей, с конкрециями сидерита и гипса в верхней части разреза, с редкими прослоями песчаников в основании и прослоями мергелей в центральной и кровельной частях, мощность разреза около 100 м (рис. 3).

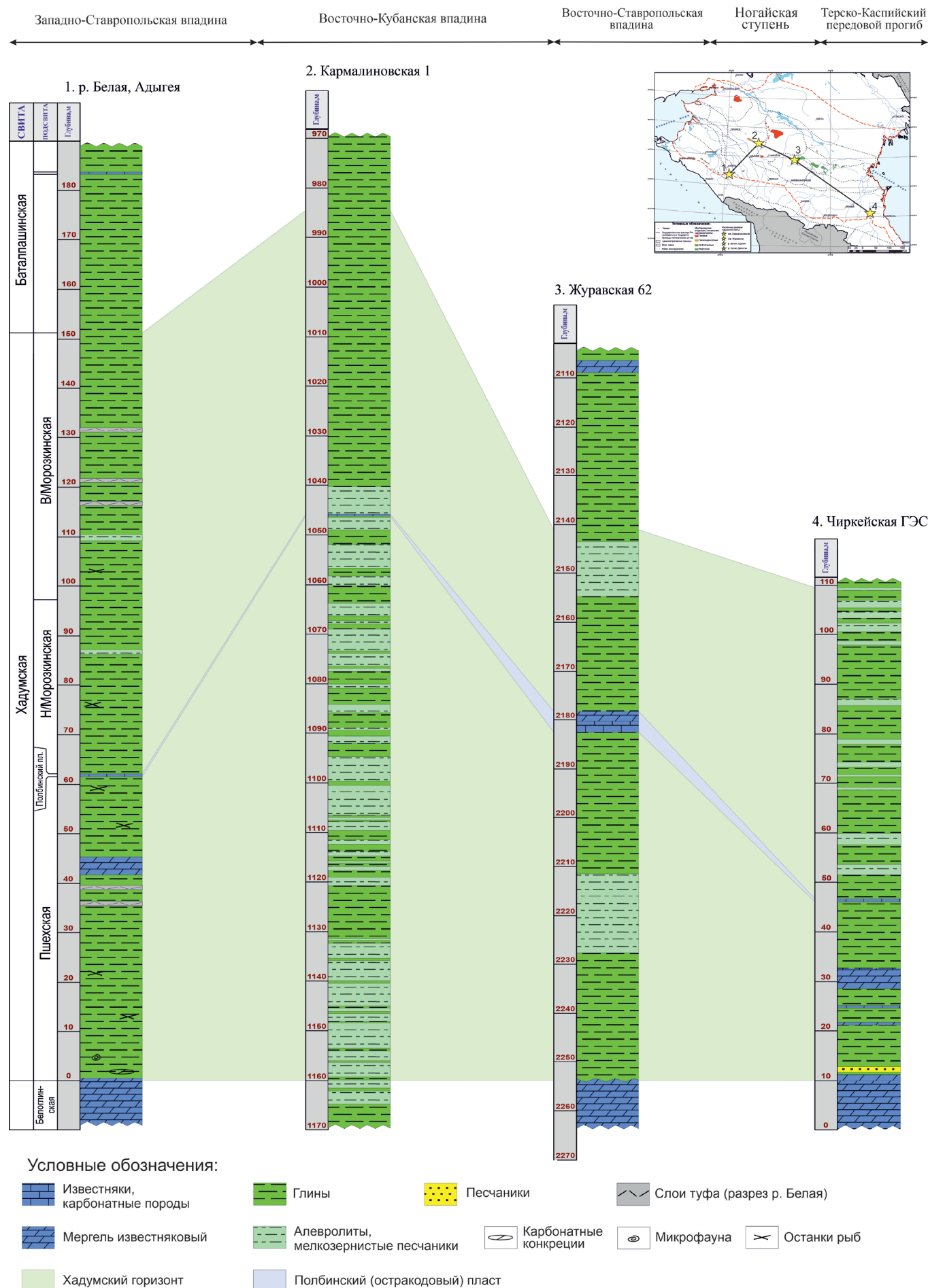


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов хадумского горизонта Предкавказья (по (Попов и др., 2019; Гаврилов и др., 2017; Краснова и др., 2021)). На врезке показан корреляционный профиль представленных скважин, звездочками обозначены скважины

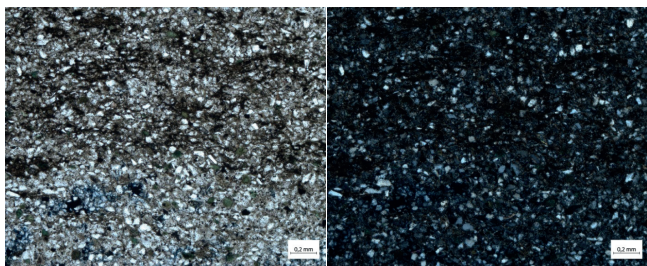


Рис. 4. Микрофотография образца № 14 с глубины 1045,88 м (слева – без анализатора, справа – с анализатором). Алевролит крупно-мелкозернистый (скв. № 1 Кармалиновская) (Сарпинско-Армавирская зона стоковых донных течений)

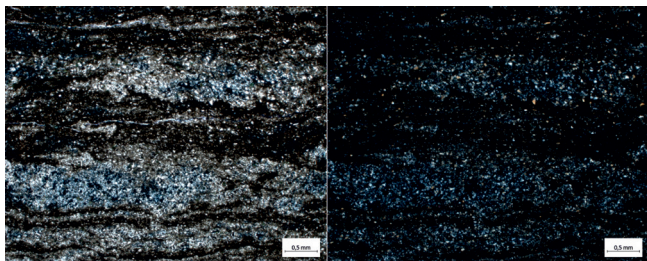


Рис. 5. Микрофотография образца № 9 с глубины 1057,55 м (слева – без анализатора, справа – с анализатором). Глинисто-алевритовая линзовидно-слоистая порода (скв. № 1 Кармалиновская) (Сарпинско-Армавирская зона стоковых донных течений)

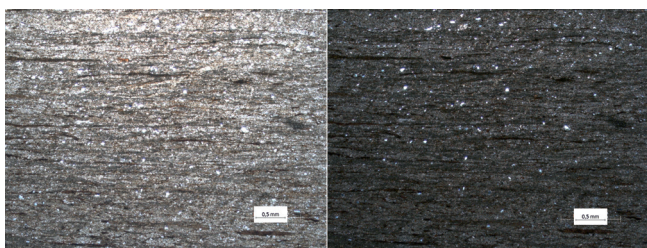


Рис. 6. Микрофотография образца BE238 (слева – без анализатора, справа – с анализатором). Глина известковистая углеродистая тонкослоистая (разрез р. Белой)

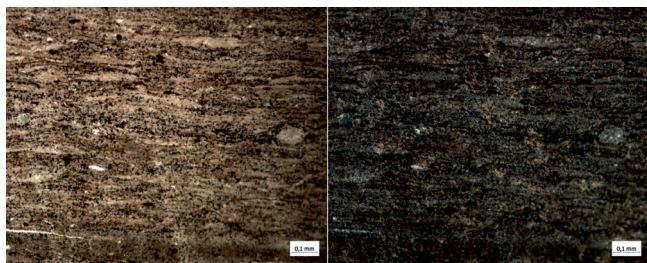


Рис. 7. Микрофотография образца 83252 (слева – без анализатора, справа – с анализатором). Глина известковистая углеродистая линзовидно- и микрослоистая (Журавская площадь)

Среди пород распространены два основных литологических типа – обломочные (алевролиты, редко песчаники) и в разной степени известковистые глинистые разности, различающиеся по количеству алевритовой примеси и текстуре: слоистые и пятнистые.

В составе глинистого вещества выявлено присутствие смектита, гидрослюда, смешанослойных слюда-смектит, каолинита и хлорита (Ступакова и др., 2022). Выделяются две ассоциации глинистых минералов: 1) с заметным содержанием смектитовой составляющей в нижней части разреза, 2) с преобладанием гидрослюда в верхней.

По соотношению геохимических редокс-индексов в работе (Ступакова и др., 2022) установлены обстановки ухудшения газового режима придонных вод. Редокс-индексы U/Th (до 2,21) и V/Cr (до 2,41) свидетельствуют об уменьшении в водах концентрации кислорода и наличии окислительно-восстановительного геохимического барьера, редокс-индекс Ni/Co (до 11,67) отражает присутствие сероводорода (Маслов, 2005; Старцев, 2017). В работах (Столяров 1991, 1999; Попов и др., 1993) описан активный гидродинамический режим, видимо, стагнация вод в раннехадумское время была более многостадийной, чем в позднехадумское. Предполагаемое поведение аэрации наддонных вод может говорить о колебаниях уровня термоклина вследствие усиления/уменьшения придонного стока или тектонических процессов.

Осадочный материал поступал в Предкавказье с обширных водосборных пространств, прилегающих к побережьям цепочки бассейнов от Норвежско-Гренландского до Восточного Паратетиса. Песчаный материал осаждался в проточных бассейнах, формируя кварц-глауконитовые толщи, а преимущественно глинистый – сносился в Предкавказский бассейн.

Восточно-Европейская платформа, вероятно, была главным источником сноса. Местные источники, включая Украинский щит и Астраханское палеоподнятия, играли второстепенную роль.

Палеогеографические условия

Комплексная обработка и интерпретация материалов геофизических исследований скважин (ГИС), сейсмических профилей 2D, литологического изучения образцов горных пород; опубликованных данных, в первую очередь – детальных (на уровне свит и подсвит) литолого-фациальных карт (Столяров и др., 1999, 2001), позволили уточнить структурно-фациальную схему, а в некоторых аспектах дать новую интерпретацию палеогеографических условий осадконакопления хадумского горизонта Предкавказья (рис. 8).

Черные сланцы хадумского горизонта залегают на относительно маломощной содержащей глауконит толще, которая, как и сами сланцы, накапливалась в относительно спокойной тектонической обстановке одновременно с формированием кор выветривания на суше. Перекрыты ЧС мощным клиноформным комплексом (рис. 9), который свидетельствует о быстром тектоническом погружении Предкавказского бассейна и начале нового тектонического цикла.

В Предкавказском сегменте Восточного Паратетиса обособлены собственно Предкавказский относительно глубоководный и Волго-Донской мелководный бассейны, разделенные цепочкой относительных и островных(?) поднятий. В Волго-Донском бассейне в улавливающих западинах мелководного шельфа и в сдвиговых бассейнах локализуются конусы выноса песчано-алевритового материала. Осаждение более тонкого глинисто-алевритового материала, переносимого межбассейновым стоком со стороны Волго-Донского бассейна, происходило в конусах выноса на северном пологом склоне Предкавказского бассейна (рис. 8).

Фациальный рисунок Предкавказского бассейна позволяет разделить его приблизительно по линии

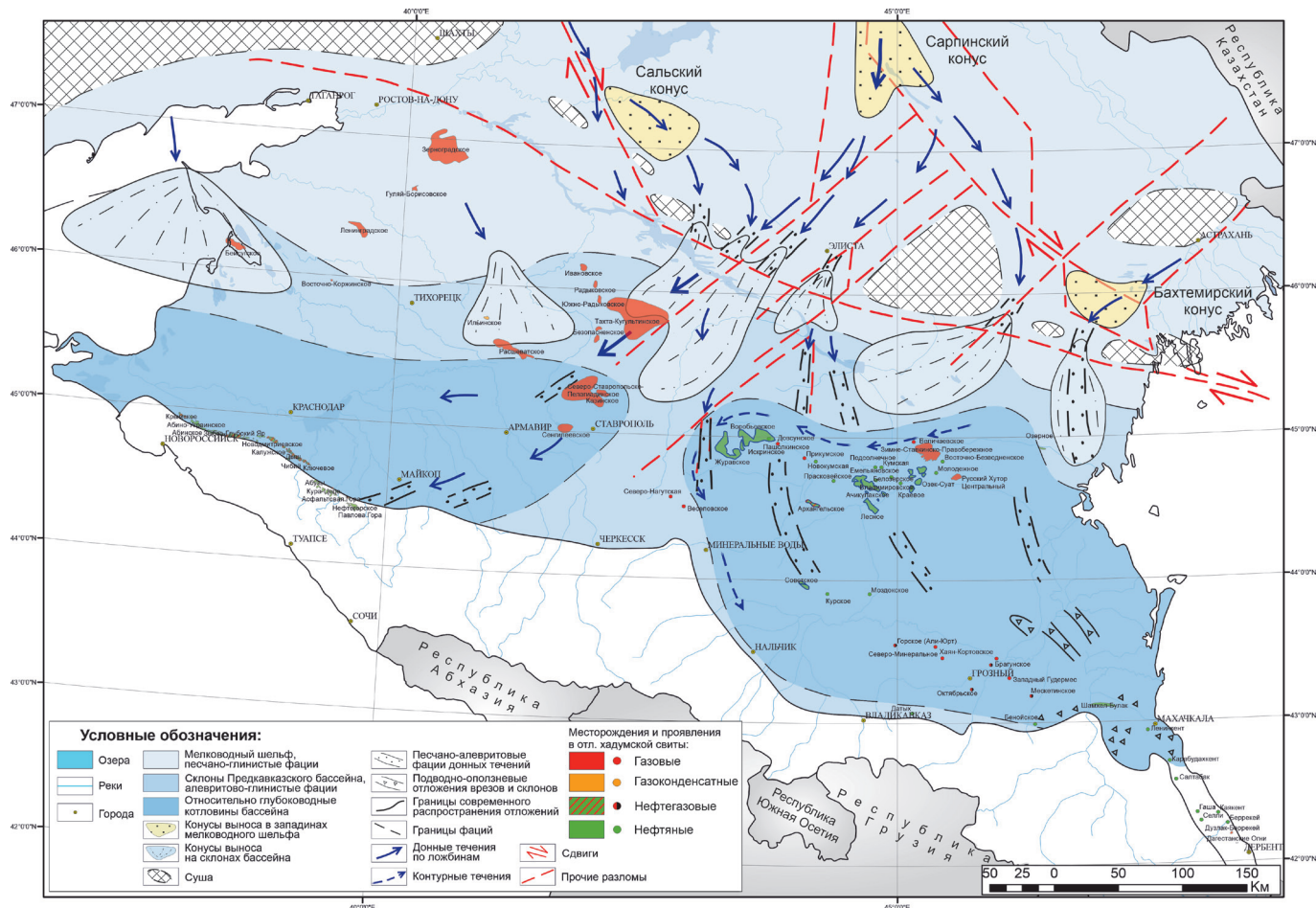


Рис. 8. Структурно-фациальная схема раннего олигоцена Предкавказья (по (Попов и др., 1993; Столяров, 1991, 1999; Столяров, Ивлева, 2004; Яндарбиев и др., 2017))

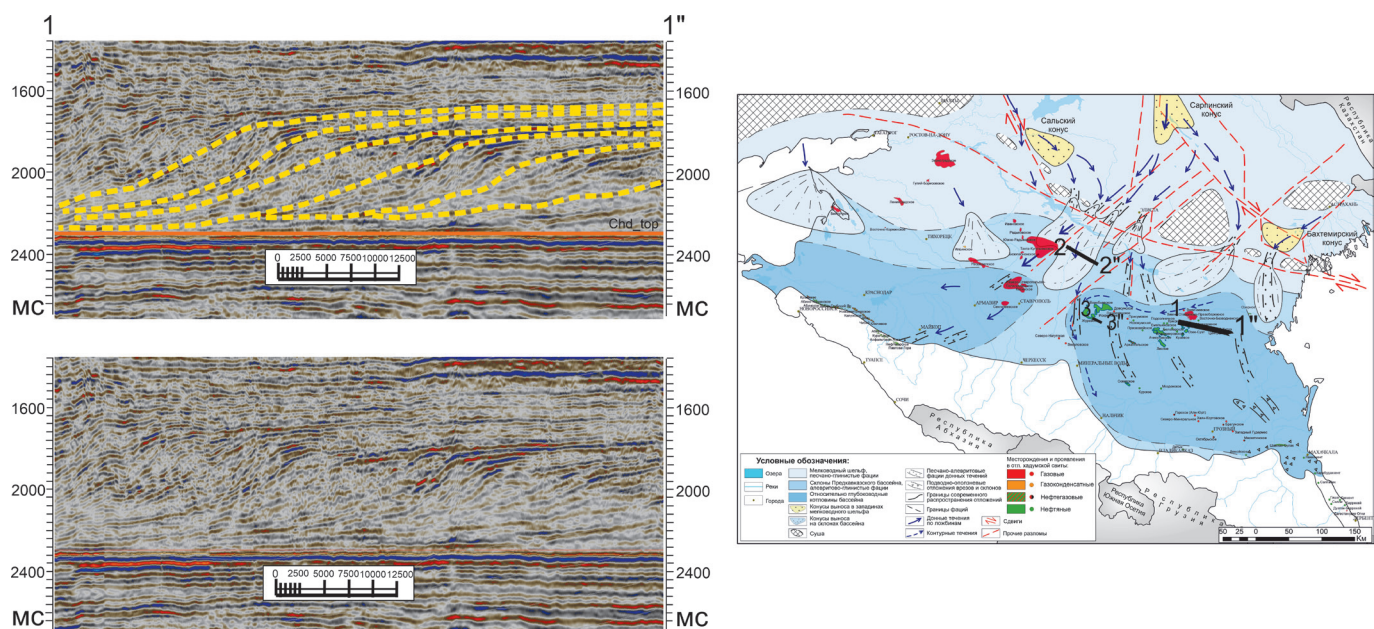


Рис. 9. Фрагмент сейсмического профиля с клиноформами верхнего олигоцена Восточного Предкавказья.

Элиста – Черкесск на Западно- и Восточно-Предкавказскую относительно глубоководные котловины. От Западно-Предкавказской котловины на северо-восток прослеживается Сарпинско-Армавирская переходная фациальная зона шириной до 100 км, которая заложилась на рубеже эоцена и олигоцена вдоль разломов северо-восточной ориентировки (Столяров, 1991). В этой зоне Предкавказья,

по мнению авторов (Столяров, 1991, 1999; Попов 1993), наблюдается развитие относительно грубых песчано-алевритовых неравномерно глинистых, иногда с косолоистыми и оползневыми текстурами фаций хадумского горизонта, которые формировались под воздействием сосредоточенных во врезе и блуждающих по ложбинам донных течений. На сейсмическом 2D профиле в ложбине

дна фиксируются повышенные мощности нижнего олигоцена и смещение осадконакопления с востока на запад (рис. 10).

Сарпинско-Армавирская зона с транзитным стоком осадочного материала разделяет Предкавказский бассейн на две фациальные области: а) Западное Предкавказье с повышенными песчанистостью и мощностями хадумского горизонта до 150 м и более), б) Восточное Предкавказье с низкими мощностями (30–60 м, редко до 150 м) и несколько повышенной карбонатностью. В район Восточного Предкавказья существенные объемы песчано-алевритового материала поступали только по рассредоточенным по площади узким каналам, один из которых отчетливо распознается по большим вариациям мощностей в скважинах и характерной сейсмической записи на профилях ОГТ (рис. 11) В породах хадумского горизонта наблюдается некоторое повышение кремнистой компоненты в переходной фациальной зоне и западной части Восточного Предкавказья. Это связано с поступлением кремнезема из Пасековского торфяного бассейна по главному питающему каналу – Сарпинско-Армавирскому.

Постоянный межбассейновый сток, вероятно, инициировал на уровне термоклина контурные течения, которые могли участвовать в транспортировке биофильных элементов и тонкого материала, что подтверждается некоторым увеличением мощностей вдоль уровня термоклина. Оптимальные глубины уровня термоклина (и аноксии) не должны были превышать определенных величин, предположительно 50–70 м, чтобы редкие сильные штормы имели возможность извлекать биофильные элементы и доставлять их к поверхности вод бассейна, чтобы обеспечить «цветение» фитопланктона.

Следует отметить, что уровень термоклина в Предкавказском бассейне не отличался стабильностью и имел

довольно значительные колебания на протяжении рюпельского века. Об этом свидетельствуют частые и довольно существенные, отмеченные выше вариации газового режима придонных вод (от нормально окислительного до бескислородного или с устойчивым присутствием H_2S), отмеченные в разрезах и северного и южного склонов бассейна. Это было связано как с неравномерным (импульсным) погружением дна бассейна, так и с пульсационным придонным стоком. Последний часто ослабевал или прекращался. Кроме того, в силу относительно низкой плотности он практически вырождался на уровне термоклина и мог давать лишь узкие ветви слабых контурных течений. Поэтому повышенные концентрации БЭ, вероятно, были характерны преимущественно для кромки «жидкого дна» на уровне термоклина.

Относительно благоприятная обстановка повышенной первичной биопродуктивности для всей акватории

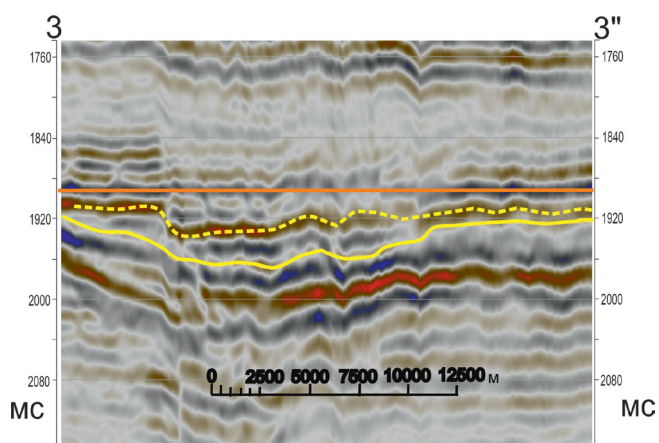


Рис. 11. Фрагмент сейсмического профиля, иллюстрирующий аномальные мощности хадума в канале донного течения (Журавская площадь) (положение разреза см. на рис. 9)

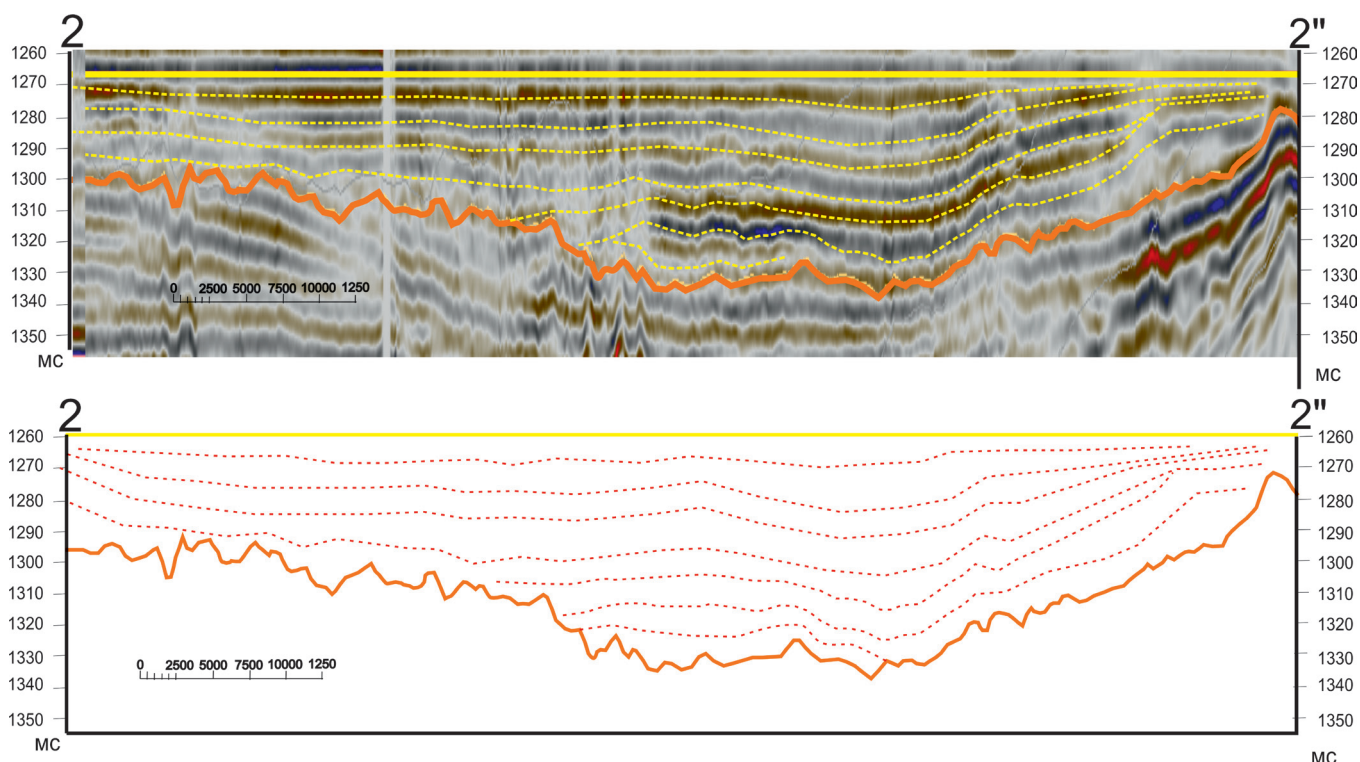


Рис. 10. Фрагмент сейсмического профиля (вверху) и его интерпретация (внизу) с выделением слоев хадумского горизонта (Сарпинско-Армавирская зона стоковых течений) (положение разреза см. на рис. 9)

Предкавказского ЧС-бассейна могла сохраняться до конца рюпельского века. На рубеже рюпельского и хаттского веков начинает активно расти подводное поднятие Кавказа, Терско-Каспийский прогиб испытывает погружение, с его склонов сходят олистостромы (Шарафутдинов, 2001). Связи Днепровско-Донского и Предкавказского бассейнов были нарушены поднятиями на территории Волго-Донского бассейна, и последний испытал регрессию за счет поднятий Украинского кристаллического массива и кряжа Карпинского (Шарафутдинов, 2001). Сарпинско-Армавирское течение прекратилось, в его зоне (район Пелагиадинской площади) начали накапливаться ЧС (5-метровая пачка битуминозных глин в кровле хадума). Стоковые течения были переориентированы в Восточное Предкавказье, о чем свидетельствует появление пачек алевролитов в кровле хадума Журавской и ряда других площадей. Прорывы стока со стороны транзитного Сарпинско-Армавирского донного течения происходили и в начале хадумского времени, на что указывает появление алевролитовых пачек и в нижней части хадумского горизонта Журавской площади (рис. 3).

В хаттский век за счет быстрого погружения дна Терско-Каспийского прогиба уровень термоклина в Предкавказском бассейне резко понизился. Начиная с этого времени повышенная первичная биопродуктивность могла возникать не на всей акватории, а только над относительно поднятиями северного склона Предкавказского бассейна – в Воробьевско-Прикумской зоне за счет цунамигенного подъема придонных вод, который инициировался подводными оползнями с крутого южного склона бассейна (Шарафутдинов, 2001). В более слабой форме этот своеобразный апвеллинг проявлялся и на кромке Ногайской ступени над невысокими относительно поднятиями Советско-Курской зоны, для которой также характерно аквагенное ОВ (Попов и др., 1993). Со стороны Западного Кавказа вызванный подводными оползнями нагон мог идти по ложбине Сарпинско-Армавирской зоны, только уже в обратном первоначальному стоку направлении – к южному склону Ставропольского относительного поднятия – в район Северо-Ставропольской и Пелагиадинской площадей.

Иными словами, непосредственные причины, оказавшие значительное влияние на относительно низкий (в сравнении с доманиковым и баженовским горизонтами) УВ-потенциал хадумского горизонта Предкавказья, заключаются в более слабом, часто прерывающемся межбассейновом стоке БЭ, пониженном уровне термоклина и более значительном твердом стоке, которые резко понижали первичную биопродуктивность и концентрацию ОВ в ЧС. Главные же причины заключаются в относительно активном тектоническом режиме и очень большой удаленности хадумского бассейна от Океана.

Нефтегазоносность хадумского горизонта

Немногочисленные данные по типам ОВ пород хадумского горизонта, значительные и быстрые вариации его состава в разрезе и на площади (иногда в соседних скважинах) не позволяют на основе интерпретации только этих материалов создать кондиционную карту распределения типов ОВ в породах хадумского горизонта для всего Предкавказья. Однако даже отрывочные сведения

по типам ОВ в породах хадумского горизонта (террагенное, аквагенное или смешанное) хорошо коррелируются с особенностями распределения литофаций. Совместный учет этих данных позволит провести более точную детализацию как фациального рисунка, так и распределения по площади ОВ различного типа в породах хадумского горизонта, а в конечном итоге дать оценку генерационного потенциала хадумского горизонта.

Снизу вверх по разрезу хадумского горизонта установлена тенденция увеличения в составе ОВ террагенной компоненты. Одной из возможных причин может быть усиление во времени стока из Волго-Донского бассейна, что отражается в увеличении размера обломков вверх по разрезу. Это наиболее характерно для области развития переходных фаций Центрального Предкавказья – в зоне транзитного стока в глинисто-алевритовых разрезах Пелагиадинской площади от подошвы к кровле растет песчаность, появляются линзы алевролитов и песчаников, увеличивается содержание углефицированного растительного детрита (Мельникова, Бабай, 1958). Начиная с хаттского века сток еще более активизировался, но уже с Украинского массива и главным образом со стороны Северного Прикаспия, возможно, с Южного Урала(?) (Столяров 1991, 1999).

По результатам пиролиза в скважинах Северо-Ставропольского месторождения в верхней части хадумского горизонта наблюдаются интервалы, характеризующиеся УВ-насыщением (значение параметров $S1 > 20$ мг УВ/г породы, $OSI > 100$, $T_{max} < 300$ °C), а к нижней части разреза приурочены образцы, относящиеся к потенциальным нефтегазоматеринским породам, причем отмечается как ОВ II (аквагенного) типа, так и ОВ III типа с большим влиянием гумусовой компоненты (террагенное) (рис. 12).

Эта закономерность вертикальной смены типов ОВ прослеживается и при движении на восток, по данным пиролиза наиболее ярко она проявляется в пределах Восточно-Ставропольской впадины, далее к востоку (Озек-Суатская площадь) и юго-востоку (Курская, Моздокская площади) она становится менее явной. При этом стоит отметить, что коррелятивная связь наблюдается и в латеральном распределении фаций и типов ОВ Восточного Предкавказья. Так, в районе Журавской и Советской площадей, в скважинах которых установлено ОВ с большой долей террагенной компоненты (рис. 13), по результатам бурения и интерпретации геофизических профилей прослеживаются субмеридионально вытянутые песчано-алевритовые тела русловых фаций донных течений. Они могли формироваться сгонными течениями из Волго-Донского бассейна после цунамигенного нагона со стороны Предкавказского бассейна. В отличие от стоковых, эти течения были более высоко плотностными, формировали врезы, несли более грубый материал, они проникали ниже термоклина.

Иными словами, террагенная компонента ОВ поступала в Восточное и Центральное Предкавказье из Волго-Донского и Днепровско-Донского бассейнов по каналам придонных течений. Происхождение этого ОВ, вероятно, было связано с размывом торфяников и переносом уже частично разложившегося ОВ высших растений. В Сарпинско-Армавирской зоне главного транзита материала усиливающийся сток приносил террагенную

Северо-Ставропольская 2

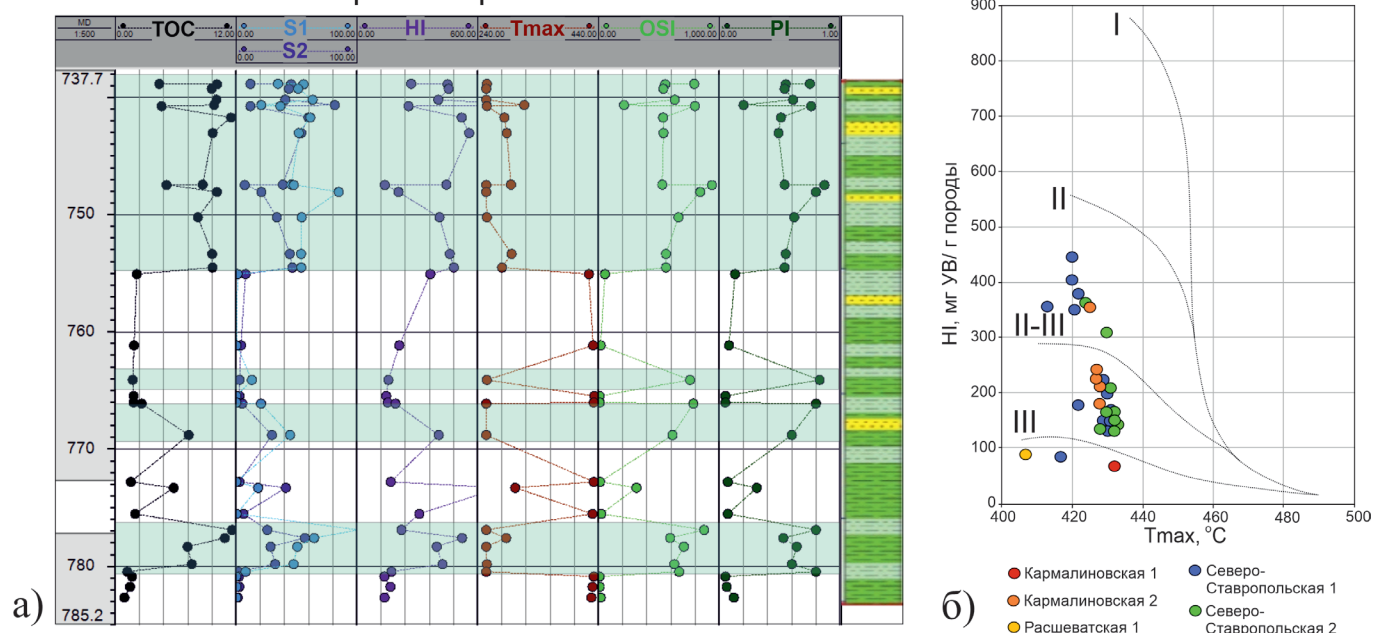


Рис. 12. а) Пиролизический планшет по скважине Северо-Ставропольская 2 для интервала хадума, зеленым подсвечены УВ-насыщенные интервалы; б) модифицированная диаграмма Ван Кревелена для скважин Центрального Предкавказья

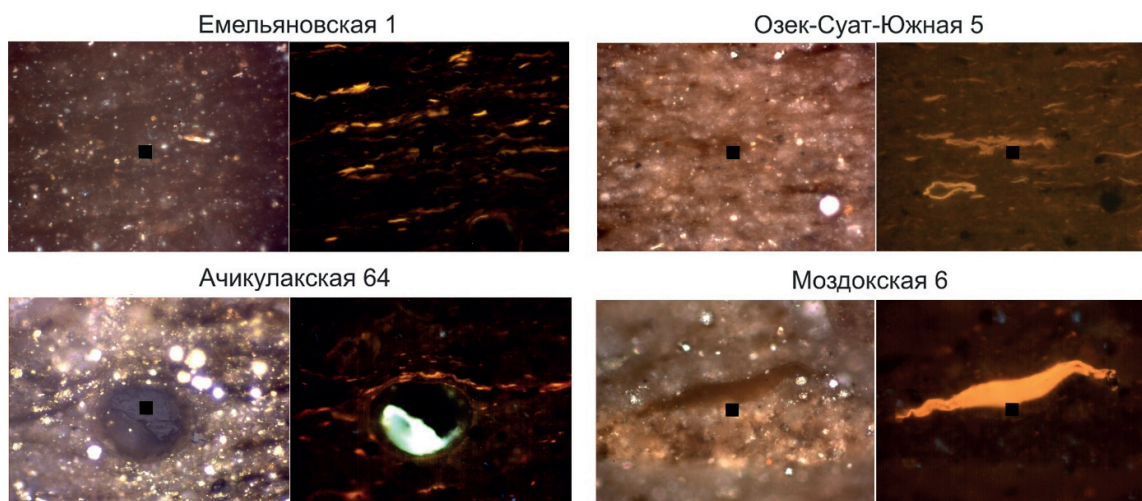


Рис. 13. Пиролизическая характеристика типа ОБ пород хадумского горизонта на модифицированной диаграмме Ван Кревелена

компоненту, ослабевающий – биофильные элементы, которые обеспечивали планктон и осаждение аквагенного ОБ. Именно в этой зоне (Северо-Ставропольская площадь) в основании разреза установлено контрастное чередование террагенного и аквагенного типов ОБ при отсутствии ОБ переходного типа.

Воробьевско-Прикумская субширотная зона распространения преимущественно морского ОБ (рис. 13) совпадает с предполагаемой зоной цунамигенного апвеллинга и высокой первичной биопродуктивности над одноименной зоной относительных палеоподнятий Предкавказского бассейна. Наличие сапропелевого ОБ подтверждается присутствием только липтинитовых мацералов (преимущественно битуминита) в образцах из скважин Прикумской системы поднятий (Емельяновская 1, Ачикулакская 64, Озек-Суат-Южная 5) (рис. 14). В Восточно-Ставропольской впадине эта зона разобрана меридиональной полосой развития фаций донных течений. Здесь (восточная часть Воробьевской площади,

Довсунская площадь) наблюдается сильное влияние гумусовой компоненты террагенного ОБ (рис. 13, 15).

Аналогично сапропелевое ОБ по характеристикам мацерального состава отмечено на северном борту Терско-Каспийского прогиба (скв. Моздокская 6).

Единичные замеры показателя отражения витринита на Журавской площади составляют 0,66% (R_o), на Воробьевской – 0,58%. В образце из Емельяновской площади витринит не встречен, но частицы битуминита зачастую окрашены в коричневый цвет, что является признаком начавшейся трансформации. Показатель отражения битуминита BR_t составляет 0,25% (в пересчете на эквивалентный показатель отражения витринита VR_{eq} – 0,57%), что согласуется со зрелостью по пиролизу (T_{max}) (рис. 13), наибольшие температуры выхода максимума УВ отмечаются также в районе Журавской, Воробьевской, Искринской и Довсунской площадей (T_{max} до 440–445 °C) и соответствуют середине главной зоне нефтеобразования (ГЗН) (Вассоевич, 1976).

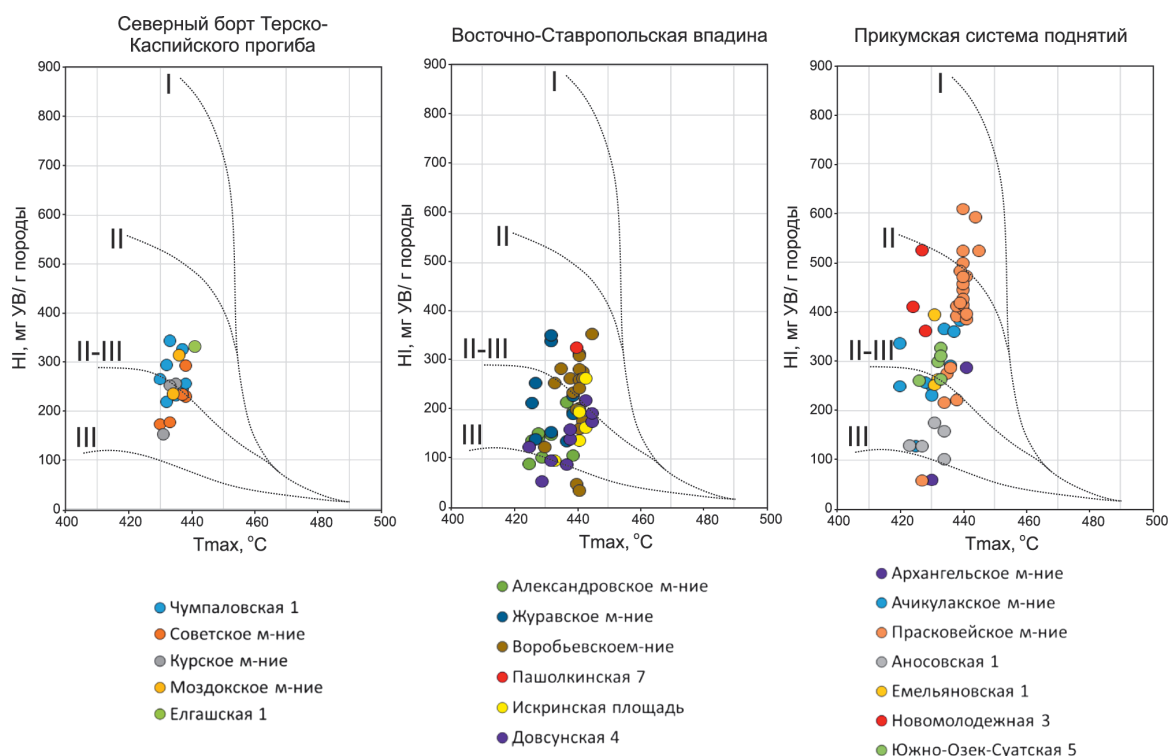


Рис. 14. Микрофотографии образцов пород хадумского горизонта. Битуминиты в ассоциации с битумами в дневном (слева) и ультрафиолетовом (справа) свете. Битуминит – в виде мелких комочков, часто уже коричневого цвета, что является признаком начавшейся трансформации, или в виде крупных фрагментов. Битумные пленки, люминесцирующие в УФ-свете, окрашивают породу в коричневый цвет

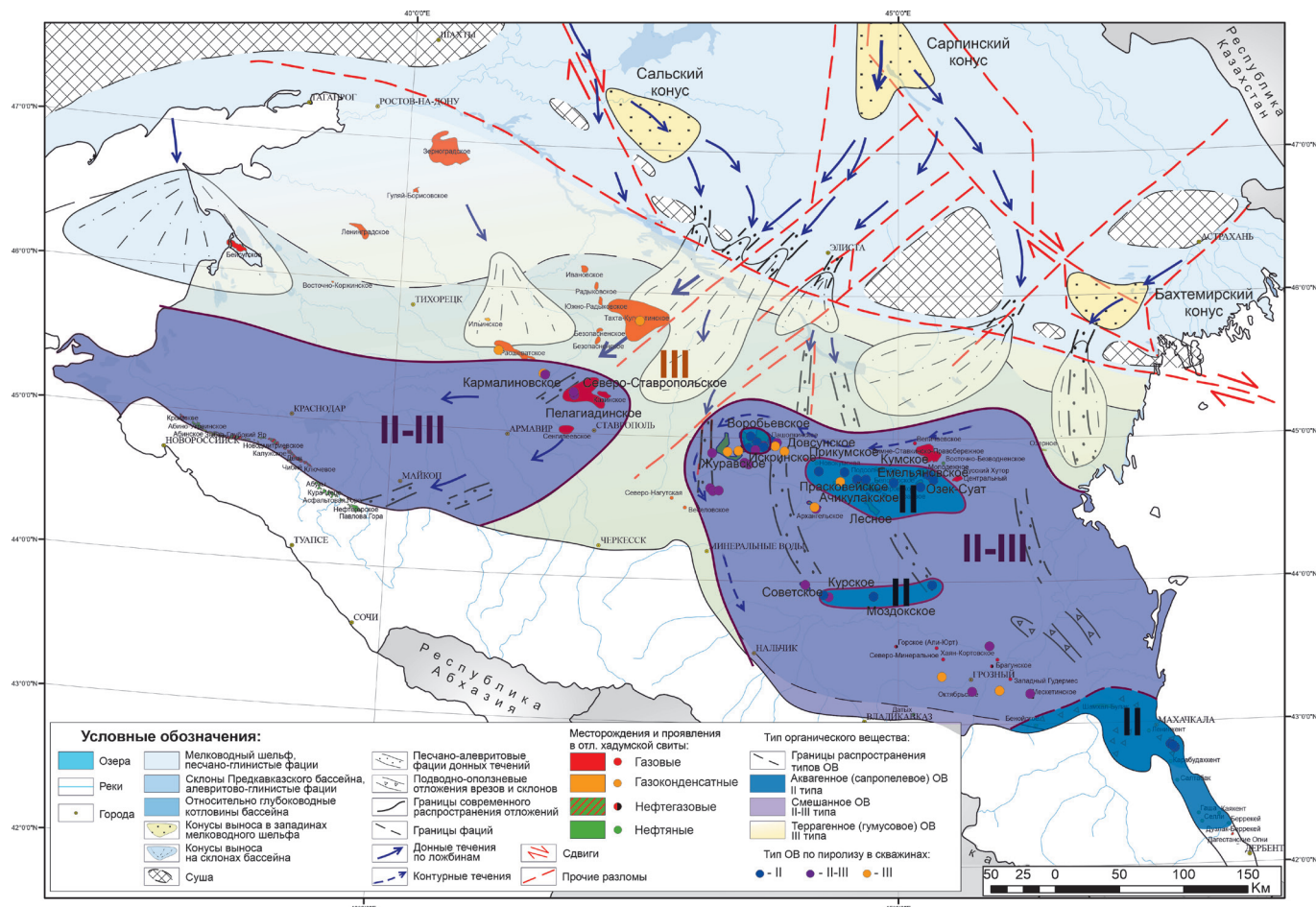


Рис. 15. Карта-схема распространения типов ОБ в хадумском горизонте с учетом структурно-фациальной схемы рис. 8

На остальных площадях хадумские породы преимущественно отвечают стадиям от протокатагенеза до начала катагенеза.

На зрелость пород также указывает состав глинистых минералов. Так, в районе Журавско-Воробьевской площади смектит переходит в смешанослойное образование гидрослюда – смектит с 70–75%-ной гидрослюдистой компоненты (Рыжков, 2016). Показатель преобразованности ОВ в породах указывает на нахождение пород в ГЗН. В разрезах, представленных на рис. 3, в составе глин содержится смектит, иногда в значительных количествах, что свидетельствует о их нахождении в зоне не выше начального катагенеза. Кроме наличия смектита, в разрезе хадумского горизонта на Кармалиновской площади коррозия зерен кварца, пелитизация и серицитизация полевых шпатов могут говорить о нахождении пород в подзоне начального катагенеза.

В целом в пределах Предкавказья с запада на восток преимущественно террагенный состав ОВ сменяется на аквагенный. Для переходной Сарпинско-Майкопской зоны характерен смешанный тип ОВ или чередование в разрезе разных типов. Эти данные хорошо коррелируются с распределением залежей УВ разного фазового состава.

Для северной части Западного Предкавказья и переходной фациальной зоны характерны газовые залежи, для северной части Восточного Предкавказья – нефтяные. ОВ южного склона Предкавказского бассейна, вероятно, имеет свои независимые источники, связанные с локальными зонами повышенной биопродуктивности планктона над относительными поднятиями, в направлении которых действовал апвеллинг. Залежи нефти располагаются здесь близко к участкам развития подводных оползней (Чепак и др., 1983).

Стоковые и сгонные придонные течения со стороны Волго-Донского бассейна формировали врезы и протяженные осадочные тела (Столяров, 1991, 1999). Они выполнены относительно более грубым песчано-алевритовым материалом, в прошлом могли служить путями миграции УВ, а в настоящее время могут содержать газовые и газоконденсатные залежи УВ. Такие протяженные фации каналов в дистальных участках формировали конусы выноса, фронтальные части которых, вероятно, контролировались уровнем термоклина и которые также могут служить резервуарами УВ. Согласно (Столяров, 1991, 1999), донные течения, достигая уровня термоклина, инициировали контурные течения, которые могли переносить терригенный материал и формировать валлообразные протяженные осадочные тела, окаймляющие котловины шельфа. Указанные тела могут обладать некоторыми перспективами, однако этот вопрос требует детальной разработки.

Контурные течения разносили вдоль склона вещества, создавая здесь область повышенных концентраций БЭ. Возможно, именно поэтому хадумский горизонт Восточного Предкавказья наиболее перспективен для поисков нефти в областях палеосклонов относительных поднятий и западин шельфа. В Западном Предкавказье перспективы могут быть связаны с «шнурковыми» телами переходной фациальной зоны в участках их выклинивания или пересечения зон поднятий.

Установленная для северного склона Предкавказского раннеолигоценового бассейна тесная корреляционная

связь фациального рисунка и распределения ОВ разных типов позволит создать наиболее достоверную модель осадконакопления ЧС хадумского горизонта и определить перспективы поисков нефти и газа.

В отличие от многих ЧС, содержащих в значительных количествах кремнистую и карбонатную компоненты, в сланцах хадумского горизонта явно доминируют глины. Не имея сколько-нибудь жесткого «каркаса», глинистые коллекторы могут содержать залежи нефти только в условиях повышенных значений аномально высокого пластового давления. Неслучайно значительные промышленные притоки нефти из глинистых коллекторов получены в районах (Журавско-Воробьевской площадь), в которых хадумский горизонт изолирован мощными флюидоупорами (свыше 500 м) как сверху, так и снизу (рис. 16). В восточном направлении толщина палеоцен-эоценового флюидоупора снижается до 200–100 м, здесь нефть эмигрировала из хадумского горизонта в нижележащие коллекторы палеогена, верхнего мела и верхнего альба (Чепак и др., 1983). Предположение о том, что уплотняющиеся нижнеолигоценовые глины формируют нисходящий элизионный поток, который пронизывает толщу эоцена, палеоцена, верхнего мела, переносит нефть в истинном водном растворе и достигает первого песчаного пласта альба, высказывалось и ранее (Чепак и др., 1983). Однако этот поток исходит не из нижнего олигоцена, а от расположенного выше барьера давления в верхнем олигоцене. Данный барьер связан с лавинообразным переходом смектита в смешанослойные минералы слюда – смектит с потерей до 65% связанной воды при температуре около 105°C (Котельников, Зинчук, 2003). Начало потока проявляется в резком снижении градиентов температур на 30% (рис. 16). Элизионный поток в зоне пика эмиграции микро-нефти при температуре около 125°C (рис. 16) захватывает ее и переносит в нижележащие коллекторы в виде водных эмульсий. Наглядным свидетельством этого процесса, протекающего и в настоящее время, являются молодые «висячие» водоземulsionные залежи палеогена и верхнего мела, имеющие наклонные водонефтяные контакты на склоне Прасковейской антиклинали (Рыжков, 2016).

Приведенные данные по Журавско-Воробьевской группе молодых (продолжающих формироваться) залежей показывают возможность привлечения дополнительных критериев (геотермических, минералогических, толщин подстилающих флюидоупоров и др.) для оценки перспектив нефтеносности и выбора первоочередных объектов для заложения скважин. Так, в Журавско-Воробьевском районе нефтеносность хадумского горизонта с северо-запада, вероятно, будет ограничена изотермой 125 °C, а с юго-востока – низкими мощностями (менее 200 м) палеоцен-эоценовых толщ. При более низких мощностях последних залежи нефти можно прогнозировать в коллекторах, подстилающих хадумский горизонт.

Заключение

Проведенный анализ палеогеографических условий осадконакопления в раннеолигоценовое (хадумское) время для Предкавказского региона и смежных территорий позволил выявить их гидродинамические связи и закономерные формационные переходы. Установившийся в это время режим переноса и осаждения осадочного материала

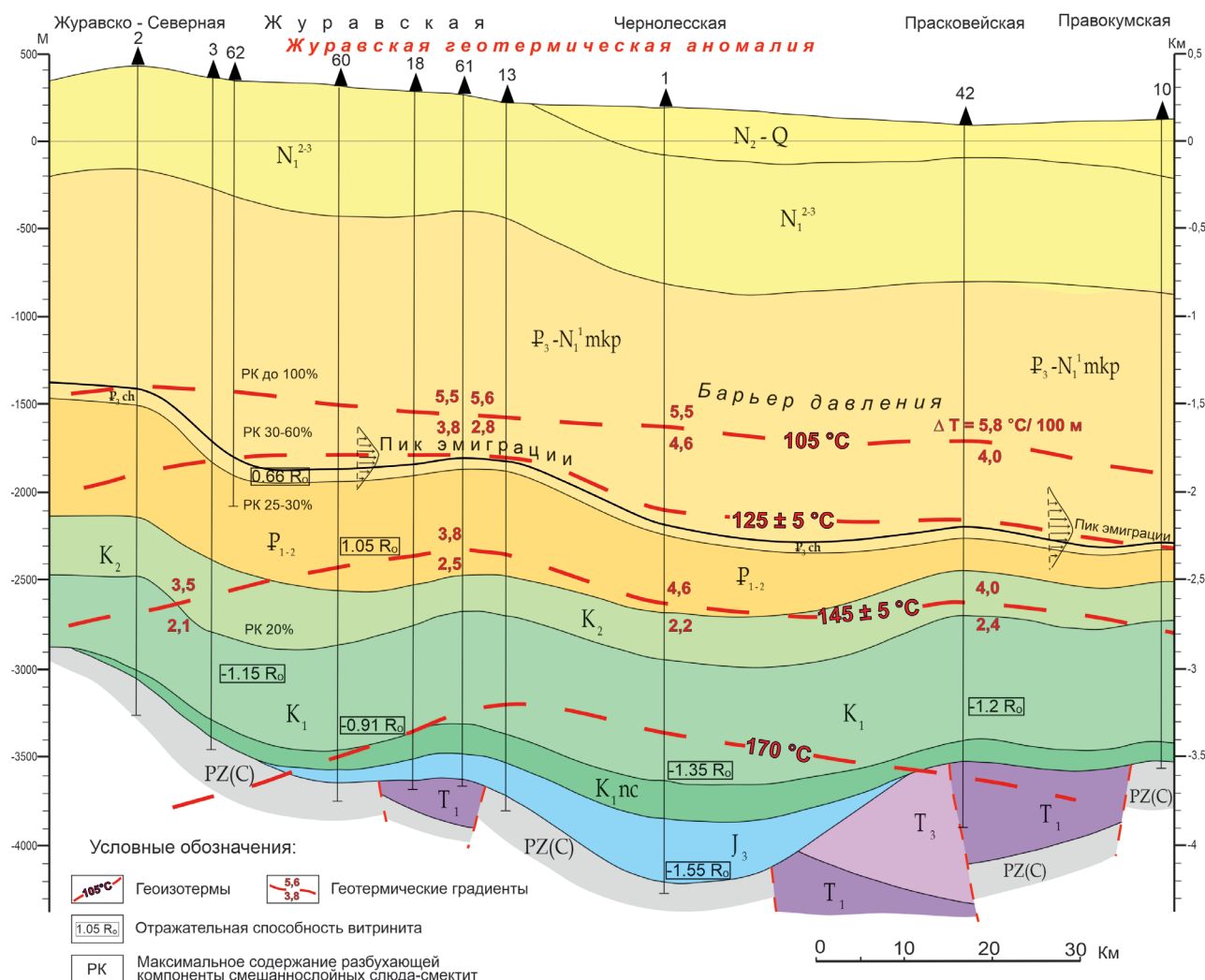


Рис. 16. Геологический разрез и катагенез района Журавской геотермической аномалии (с использованием материалов по геотермии (Корценштейн, 1968))

с периодическим подъемом глубинных вод, выносящих большое количество биофильных элементов к поверхности, обеспечивал периодическое массовое цветение и массовую гибель планктона – главного источника аквагенного ОВ. Аквагенное сапропелевое ОВ хадумского горизонта накапливалось в зонах, слабо доступных для распределения терригенного осадочного материала течениями. Наиболее благоприятными ландшафтами накопления черных сланцев, богатых аквагенным ОВ, являются подводные плато и их склоны или склоны бассейнов в случае их глубоководности. Такие зоны существовали главным образом в пределах восточной части Предкавказья. На остальной акватории накапливалось ОВ смешанного состава. Особенности распределения ОВ разного типа определяют соответствующее распределение залежей углеводородов разного фазового состава.

Стоковые и сгонные придонные течения со стороны бассейнов, расположенных на севере, в пределах Восточно-Европейской платформы, формировали врезы и протяженные осадочные тела. Они выполнены относительно более грубым песчано-алевритовым материалом, в прошлом могли служить путями миграции УВ, а в настоящее время могут содержать газовые и газоконденсатные залежи УВ.

Несмотря на существенные отличия в тектоническом, гидродинамическом и гидрологическом режимах,

обстановки накопления черных сланцев хадумского горизонта не противоречат главному параметру модели формирования черных сланцев – относительной мелководности. Принимая во внимание различия в деталях обстановок и условий накопления черных сланцев, в каждом конкретном бассейне при оценке их генерационного потенциала необходимо учитывать особенности рельефа и глубин дна, гидрологии и гидродинамики, тектонических и эвстатических событий, режима стока. В связи с большим сходством палеогеографических условий и обстановок накопления разновозрастных черносланцевых пород Северной Евразии предлагаемая нами методика общего палеогеографического анализа цепочек проточных бассейнов, включающих ЧС-бассейн, может быть использована для прогноза и локализации высокоуглеродистых бассейнов, что особенно актуально для прогноза нефтегазоносности труднодоступных морских акваторий.

Литература

Александрова Г.Н., Ерофеева К.Г., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шешуков В.С., Дубенский А.С., Ляпунов С.М., Яковлева А.И., Паньков В.Н. (2020). Первые результаты $u-rb$ датирования зерен детритового циркона из олигоцен юго-востока Воронежской антеклизы и их значение для палеогеографии. Доклады Российской академии наук. Науки о Земле, 494(1), с. 14–19. <https://doi.org/10.31857/S2686739720090042>

- Вассоевич Н.Б. (1976). Международный геологический конгресс. 25 сессия. Доклады советских геологов. Горючие ископаемые. Проблемы геологии и геохимии нафтидов и битуминозных пород. М.: Наука, 153 с.
- Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Щербинина Е. А., Голованова О. В., Недумов Р.И., Покровский Б.Г. (2017). Обстановка седиментации и геохимия верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений Северо-восточного Кавказа. *Литология и полезные ископаемые*, (6), с. 23–46. <https://doi.org/10.7868/S0024497X17060040>
- Гурари Ф.Г. (1981). Доманикиты и их нефтегазоносность. *Советская геология*, (11), с. 3–12.
- Корценштейн В.Н. (1968). Журавская геотермическая аномалия. *Доклады АН СССР*, 181(1), с. 175–176.
- Котельник Д.Д., Зинчук Н.Н. (2003). Об аномалиях общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратосферу. *Вестник Воронежского университета. Серия: Геология*, (2), с. 57–68.
- Краснова Е.А., Ступакова А.В., Стафеев А.Н., Фадеева Н.П., Яндарбиев Н.Ш., Сусллова А.А., Сауткин Р.С., Воронин М.Е., Степанов П.Б., Книппер А.А., Шитова Я.А. (2021). Геологическое строение и палеогеографическая зональность хадумского горизонта Предкавказского региона. *Георесурсы*, 23(2), с. 99–109. <https://doi.org/10.18599/grs.2021.2.9>
- Маслов А.В. (2005). Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 289 с.
- Мельникова Ю.С., Бабай В.С. (1958). Литологические особенности и физические параметры продуктивной толщи хадумской свиты Пелагиадинской площади Ставрополя. *Геология нефти*. Приложение к № 8, с. 111–122.
- Наумова С.Н. Споры и пыльца углей СССР. (1939). *Труды XVII сессии Международного геологического конгресса в СССР в 1937 г.* М.: Гостеоиздат, т. 1, с. 355–366.
- Попов С.В., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Воронина А.А., Столяров А.С. (1993). История Восточного Паратетиса в позднем эоцене – раннем миоцене. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 1(6), с. 10–39.
- Попов С.В., Табачникова И.П., Банников А.Ф., Сычевская Е.К., Пинчук Т.Н., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., ван дер Боон А., Крайшман В., Столяров А.С., Крховски Я. (2019). Лектостратотип майкопской серии по р. Белая выше г. Майкопа (Западное Предкавказье) в его олигоценовой части. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 27(3), с. 70–92. <https://doi.org/10.31857/S0869-592X27370-92>
- Рыжков В.И. (2016). Сейсморазведочные работы на хадумскую свиту Северо-Кавказской НПП. Отчет по гос. контракту № 5/14-ГК от 30.10.2014. Москва.
- Сеньковский Ю.Н., Глушко В.В., Сеньковский А.Ю. (1989). Фосфориты Западной Украины. Киев: Наукова думка, 132 с.
- Скрипченко Н.С. (1980). Гидротермально-осадочные полиметаллические руды известковосланцевых формаций. М.: Недра, 215 с.
- Старцев А.Н. (2017). Сероводород как источник получения водорода, *Известия Академии наук. Серия химическая*, (8), с. 1378–1397.
- Стафеев А.Н., Ступакова А.В., Сусллова А.А., Краснова Е.А., Сауткин Р.С., Гатовский Ю.А. (2023). Тектонические условия и эволюция обстановок накопления черных сланцев фанерозоя Северной Евразии. *Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы – 2023: Материалы LIV Тектонического совещания*, М.: ГЕОС, т. 2, с. 210–214.
- Столяров А.С. (1991). Палеогеография Предкавказья, Волго-Дона и Мангышлака. (сообщение 2). *Бюллетень Московского общества испытателей природы*, (4), с. 64–78.
- Столяров А.С. (1999). Солёновские отложения Нижнего Олигоцена Предкавказья, Волго-Дона и Мангышлака. (сообщение 2). *Литология и полезные ископаемые*, (4), с. 420–431. <https://doi.org/10.1023/B:LIMI.0000027608.49563.9b>
- Столяров А.С., Ивлева Е.И. (2004). Верхнеолигоценовые отложения Предкавказья, Волго-Дона и Мангышлака в позднем Эоцене и раннем Олигоцене. *Литология и полезные ископаемые*, (3), с. 359–368.
- Ступакова А.В., Стафеев А.Н., Сусллова А.А., Гиалаев Р.М. (2016). Палеогеографические условия Западно-Сибирского бассейна в титоне – раннем берриасе. *Вестник Московского университета. Серия 4. Геология*, (6), с. 10–19. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2016-6-10-19>
- Чепак Г.Н., Шапошников В.М., Нарыжный П.С., Марков В.Ф., Гошюков Х.И. (1983). Особенности нефтеносности глинистой толщи олигоцена Восточного Предкавказья. *Геология нефти и газа*, (8), с. 36–40.
- Шарафутдинов В.Ф. (2001). Геологическое строение и условия формирования миатлинской олигостромовой толщи Северо-Восточного Кавказа. Уфа: Изд-во УГНТУ, 105 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (1988). Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 272 с.
- Яндарбиев Н.Ш., Фадеева Н.П., Козлова Е.В., Наумчев Ю.В. (2017). Геология и геохимия хадумской свиты Предкавказья – как потенциального источника «сланцевых» углеводородов. *Георесурсы*, Спецвыпуск, с. 208–226. <https://doi.org/10.18599/grs.19.21>
- Kharin G.S., Lukashina N.P. (2010). Paleogeography of the Norwegian-Greenland and Northwestern European Sea Basins in the Paleogene. *Oceanology*, 50(2), pp. 226–239. <https://doi.org/10.1134/S0001437010020086>
- Popov S.V., Rögl F., Rozanov A.Y., Steininger F.F., Shcherba I.G., Kovac M. (Eds.) (2004). Lithological-Palaeogeographic maps of the Paratethys. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 73 p.
- Shen W., Lin Y., Xu L., Li J., Wu Y., Sun Y. (2007). Pyrite framboids in the Permian–Triassic boundary section at Meishan, China: Evidence for dysoxic deposition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 253(3–4), pp. 323–331. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.06.005>
- Suits N.S., Wilkin R.T. (1998). Pyrite formation in the water column and sediments of meromictic lake. *Geology*, 26(12), pp. 1099–1102. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<1099:PFITWC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<1099:PFITWC>2.3.CO;2)
- Tyson R.V., Pearson T.H. (1991). Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia. *Geological Society, London, Special Publications*, 58(1), pp. 1–24. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.058.01.01>
- Wignall P.B., Newton R. (1998). Pyrite framboid diameter as a measure of oxygen deficiency in ancient mudrocks. *American Journal of Science*, 298, pp. 537–552. <https://doi.org/10.2475/ajs.298.7.537>

Сведения об авторах

Александр Николаевич Стафеев – кандидат геол.-мин. наук, доцент кафедры динамической геологии, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1
e-mail: anstafeev@rambler.ru

Антонина Васильевна Ступакова – доктор геол.-мин. наук, заведующий кафедрой геологии и геохимии горючих ископаемых, директор Института перспективных исследований нефти и газа, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1

Елизавета Андреевна Краснова – кандидат геол.-мин. наук, старший научный сотрудник, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; старший научный сотрудник, Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН

Россия, 119234, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1

Анна Анатольевна Сусллова – кандидат геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1

Роман Сергеевич Сауткин – кандидат геол.-мин. наук, старший научный сотрудник, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1

Яна Айратовна Шитова – аспирант кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1

Мария Леонидовна Махнутина – студент магистратуры кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д.1

Михаил Евгеньевич Воронин – научный сотрудник кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д.1

Статья поступила в редакцию 06.04.2023;

Принята к публикации 19.06.2023; Опубликована 30.06.2023

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Paleogeographic approach for the oil and gas potential assessment of the Khadum Formation (Lower Oligocene) in Pre-Caucasus basin

A.N. Stafeev^{1*}, A.V. Stoupakova¹, E.A. Krasnova^{1,2}, A.A. Suslova¹, R.S. Sautkin¹, Ya.A. Shitova¹, M.L. Makhnutina¹, M.E. Voronin¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation

²Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

*Corresponding author: Alexander N. Stafeev, e-mail: anstafeev@rambler.ru

Abstract. Authors used the paleogeographic approach to identify the different facies generation potential, mark out the areas with the highest organic matter and its types, analyse the reservoir quality for oil and gas potential assessment of the Pre-Caucasus basin Khadum formation. The greatest prospects in the Western and Central parts of the basin characterized by terrestrial and partly mixed organic matter types and are associated with the facies of the Sarpinsk-Armavir channel where discharge currents from the Volga-Don basin occurred. The same organic matter types can be related to clastic fans drawn from the north. In the Eastern part the main prospects are associated with unconventional black shale reservoirs with the predominantly aquatic organic matter, isolated on the top and base by the thick series of seal rock.

Keywords: paleogeography, hydrology, bottom currents, biophile elements, organic matter, high-carbon shales, unconventional reservoirs, oil and gas prospects

Recommended citation: Stafeev A.N., Stoupakova A.V., Krasnova E.A., Suslova A.A., Sautkin R.S., Shitova Ya.A., Makhnutina M.L., Voronin M.E. (2023). Paleogeographic approach for the oil and gas potential assessment of the Khadum Formation (Lower Oligocene) in Pre-Caucasus basin. *Georesursy = Georesources*, 25(2), pp. 89–104. <https://doi.org/10.18599/grs.2023.2.7>

References

- Aleksandrova G.N., Erofeeva K.G., Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Sheshukov V.S., Dubensky A.S., Lyapunov S.M., Iakovleva A.I., Pankov V.N. (2020). The first results of u-pb dating of detrital zircons from the Oligocene of the south-east of the Voronezh anticline and their constraints for palaeogeography. *Doklady Earth Sciences*, 494(1), pp. 675–679. DOI: 10.31857/S2686739720090042
- Chepak G.N., Shaposhnikov V.M., Naryzhny P.S. (1983). Peculiarities of oil and gas content in the clay thickness of the Oligocene of the Eastern Ciscaucasia. *Geologiya nefii i gaza*, 8, pp. 36–40. (In Russ.)
- Gavrilov, Yu.O., Shchepetova, E.V., Shcherbinina, E.A., Golovanova, O.V., Nedumov, R.I., Pokrovsky B.G. (2017). Sedimentary environments and Geochemistry of Upper Eocene and Lower Oligocene rocks in the Northeastern Caucasus. *Lithology and Mineral Resources*, 6, pp. 23–46. (In Russ.). <https://doi.org/10.7868/S0024497X17060040>
- Gurari F.G. (1981). Domanic sediments and its oil and gas potential. *Sovetskaya geologiya*, 11, pp. 3–12. (In Russ.)

Kharin, G.S., Lukashina, N.P. (2010). Paleogeography of the Norwegian-Greenland and Northwestern European Sea Basins in the Paleogene. *Oceanology*, 50(2), pp. 226–239. <https://doi.org/10.1134/S0001437010020086>

Kortsenshtein V.N. (1968). Zhuravskaya geothermal anomaly. *Dokl. AN SSSR*, 181(1), pp. 175–176. (In Russ.)

Kotelnikov D.D., Zinchuk N.N. (2006). About anomalies of the general scheme of transformation of swelling clay minerals during the immersion of deposits containing them into the stratosphere. *Vestnik Voronezhskogo universiteta. Seriya: Geologiya*, (2), pp. 57–68. (In Russ.)

Krasnova E.A., Stoupakova A.V., Stafeev A.N., Fadeeva N.P., Yandarbiev N.Sh., Suslova A.A., Sautkin R.S., Voronin M.E., Stepanov P.B., Knipper A.A., Shitova Ya.A. (2021). Geological structure and paleogeographic zoning of the Khadum formation in Pre-Caucasus. *Georesursy = Georesources*, 24(2), pp. 192–208. <https://doi.org/10.18599/grs.2021.2.9>

Maslov A.V. Sedimentary rocks: methods for studying and interpreting the data obtained. (2005). Ekaterinburg: USMU, pp. 289. (In Russ.)

Melnikova Yu.S., Babai V.S. (1958). Lithological features and physical parameters of the productive strata of the Khadum Formation of the Pelagiadinskaya area of the Stavropol Territory. *Geologiya nefii*, 8, Gostoptekhizdat, pp. 111–122. (In Russ.)

Naumova S.N. (1939). Spores and pollen of coals of the USSR. *Proc. XVII session of the International Geological Congress in the USSR in 1937*. Moscow: Gosgeolizdat, vol. 1, pp. 355–366. (In Russ.)

Popov S.V., Rögl F., Rozanov A.Y., Steininger F.F., Shcherba I.G., Kovac M. (Eds.) (2004). Lithological-Palaeogeographic maps of the Paratethys. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 73 p.

Popov S.V., Tabachnikova I.P., Bannikov A.F., Sychevskaya E.K., Pinchuk T.N., Akhmetiev M.A., Zaporozhets N.I., van den Boon A., Kraishman V., Stolyarov A.S., Krhovsky J. (2019). Lectostratotype of the Maikopian Group in the Belaya River Section Upstream of the Town of Maikop (Western Ciscaucasia) in the Oligocene Part. *Stratigr. Geol. Correl.*, 27, pp. 339–360. <https://doi.org/10.1134/S0869593819030043>

Popov, S. V., Akhmetiev, M. A., Zaporozhets, N. I., Voronina, A. A. and Stolyarov, A. S. (1993). Evolution of Eastern Paratethys in the Late Eocene-Early Miocene. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 1(6), 572–599.

Ryzhkov V.I. (2016). Seismic exploration work on the Khadum suite of the North Caucasian oil and gas province. Report. Moscow. (In Russ.)

Senkovsky Yu.N., Glushko V.V., Senkovsky A.Yu. (1989). Phosphorites of Western Ukraine. Kyiv: Naukova Dumka, 132 p. (In Russ.)

Sharafutdinov V.F. (2001). Geological structure and formation conditions of the Miatlinskaya olisto-strome sequence of the North-Eastern Caucasus. Ufa: USSTU Publishing, p. 105.

Shen W., Lin Y., Xu L., Li J., Wu Y., Sun Y. (2007). Pyrite framboids in the Permian-Triassic boundary section at Meishan, China: Evidence for dysoxic deposition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 253(3–4), pp. 323–331. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.06.005>

Skipchenko N.S. (1980). Hydrothermal-sedimentary polymetallic ores of limestale formations. Moscow: Nedra, 215 p. (In Russ.)

Stafeev A.N., Stupakova A.V., Suslova A.A., Krasnova E.A., Sautkin R.S., Gatovsky Yu.A. (2023). Tectonic conditions and evolution of Phanerozoic black shale accumulation environments in Northern Eurasia. *Tectonics and geodynamics of the Earth's crust and mantle: fundamental problems–2023. Proc. LIV Tectonic Conf.*, vol. 2. Moscow: GEOS, pp. 210–214. (In Russ.)

Startsev, A.N. (2017). Hydrogen sulfide as a source of hydrogen production. *Russ Chem Bull* (66), pp. 1378–1397. <https://doi.org/10.1007/s11172-017-1900-y>

Stolyarov A.S. (1999). Solonchaks deposits of the Lower Oligocene of the Ciscaucasia, Volgo-Dona and Mangyshlak region. *Bulletin of Moscow society of naturalists, biological series*, 4. pp. 420–431. (In Russ.)

Stolyarov A.S. (1991). Paleogeography of the Ciscaucasia, Volgo-Dona and Mangyshlak region. *Byulleten' Moskovskogo obshchestva ispytateley prirody*, 4, pp. 64–78. (In Russ.)

Stolyarov A.S., Ivleva E.I. (2004). Upper Oligocene sediments of the Ciscaucasia, Volgo-Dona and Mangyshlak region in the late Eocene and early Oligocene. *Lithology and Mineral Resources*, 39(3), pp. 318–335. (In Russ.)

Stupakova A.V., Stafeev A.N., Suslova A.A., Gilaev R.M. (2016). Paleogeographic conditions of the West Siberian basin in Tithonian-early Berriasian age. *Moscow University Bulletin. Series 4. Geology*, (6), pp. 10–19. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2016-6-10-19>

Suits N.S., Wilkin R.T. (1998). Pyrite formation in the water column and sediments of meromictic lake. *Geology*, 26(12), pp. 1099–1102. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<1099:PFITWC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<1099:PFITWC>2.3.CO;2)

Tyson R.V., Pearson T.H. (1991). Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia. *Geological Society, London, Special Publications*, 58(1), pp. 1–24. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.058.01.01>

Vassoevich N.B. (1976). International Geological Congress. 25 session. Reports of Soviet geologists. Combustible minerals. Problems of geology and geochemistry of naftides and bituminous rocks. Moscow: Nauka, 153 p. (In Russ.)

Wignall P.B., Newton R. (1998). Pyrite framboid diameter as a measure of oxygen deficiency in ancient mudrocks. *American Journal of Science*, 298, pp. 537–552. <https://doi.org/10.2475/ajs.298.7.537>

Yandarbiev N. Sh., Fadeeva N. P., Kozlova E. V., Naumchev Yu. V. (2017). Khadum formation of Pre-Caucasus region as potential source of oil shales: geology and geochemistry. *Georesursy = Georesources*. Special issue, pp. 208–226. (In Russ.) <https://doi.org/10.18599/grs.19.21>

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (1988). Geochemistry of black shale. Leningrad: Nauka, pp. 272. (In Russ.)

About the Authors

Aleksander N. Stafeev – PhD (Geology and Mineralogy), Associate Professor of Dynamic Geology Department, Lomonosov Moscow State University

1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation
e-mail: anstafeev@rambler.ru

Antonina V. Stoupakova – DSc (Geology and Mineralogy), Professor, Head of the Petroleum Geology Department, Head of the Petroleum Research Institute, Lomonosov Moscow State University

1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Elizaveta A. Krasnova – PhD (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University; Senior Researcher, Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the Russian Academy of Sciences

1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Anna A. Suslova – PhD (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University

1, Leninskiye Gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Roman S. Sautkin – PhD (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University

1, Leninskiye Gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Yana A. Shitova – PhD student, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University

1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Maria L. Makhnutina – Graduate student of the Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University

1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Mikhail E. Voronin – Researcher, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University

1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Manuscript received 6 April 2023;

Accepted 19 June 2023;

Published 30 June 2023