

УДК 551.43(476)

М.А. Богдасаров¹, Н.Ф. Гречаник², Ю.Д. Кожанов³, Е.А. Кухарик⁴

¹д-р геол.-минерал. наук, проф., чл.-корр. НАН Беларуси,

зав. каф. географии и природопользования

Брестского государственного университета имени А.С. Пушкина

²канд. геогр. наук, доц., доц. каф. географии и природопользования

Брестского государственного университета имени А.С. Пушкина

³магистр геогр. наук, аспирант каф. географии и природопользования

Брестского государственного университета имени А.С. Пушкина

⁴магистр геогр. наук, аспирант лаб. геодинамики и палеогеографии

Института природопользования НАН Беларуси

e-mail: geobel@brsu.brest.by

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ ПОДЛЯССКО-БРЕСТСКОЙ ВПАДИНЫ

Работа посвящена установлению особенностей геологического строения и формирования палеогеновых отложений, распространенных в пределах территории восточной (белорусской) части Подляско-Брестской впадины как минерагенической толщи, обладающей практическим потенциалом для освоения, детализации состава и генезиса отложений.

Введение

Подляско-Брестская впадина расположена на территории Республики Польша и Республики Беларусь. На тектонической карте СССР, изданной в 1956 г., белорусская часть этой единой тектонической структуры носила название Брестский прогиб, но в более поздних работах [1; 2] она именуется Брестской впадиной, в то время как польская ее часть известна под названием Подляской впадины [3; 4].

Подляско-Брестская впадина вытянута в субширотном направлении и имеет вид структурного залива, центриклинально замыкающегося на востоке и открывающегося к западу [5; 6]. На севере она граничит с Белорусской антеклизой, от которой отделяется Свислочским разломом, на юге – с Луковско-Ратновским горстом, от которого отделяется Северо-Ратновским разломом. Восточная граница впадины условная и проведена по изогипсе – 0,5 км. Восточнее этой условной границы расположена Полесская седловина. Длина впадины в пределах Беларуси составляет 160 км, ширина – от 80 до 130 км. Поверхность кристаллического фундамента впадины погружается в западном направлении от –0,5 до –1,8 км.

Подляско-Брестская впадина как самостоятельная структура сформировалась в силуре и раннем девоне; от среднего девона до раннепермской эпохи здесь происходили процессы денудации. В позднепермское время начался новый этап опускания, проявились интенсивные движения по субширотным разломам, и впадина приобрела современные границы [6]. Затем опускание территории продолжалось с перерывами в мезозое, палеогене и неогене, что обусловило накопление значительной толщи мезозойско-кайнозойских пород.

Материалы и методы исследования

Информационную базу исследования составили данные описания скважин, пробуренных в пределах рассматриваемой территории в разное время специалистами РУП «Белгеология». В связи с этим получена информация о вещественном составе отложений и их принадлежности к определенным стратиграфическим подразделениям. Авто-

рами также использовались литературные источники и серии опубликованных карт (тектонические, геологические, дочетвертичных отложений).

Результаты и их обсуждение

Палеогеновые отложения в пределах данной территории занимают значительные площади, залегая на меловых отложениях и подстилая неогеновые, а в некоторых случаях – непосредственно четвертичные. Однако на границе мела и палеогена существует значительный стратиграфический перерыв, охватывающий верхний маастрихт, палеоцен, нижний эоцен и нижнюю часть среднего эоцена. На основании данных спорово-пыльцевого анализа в палеогеновой толще здесь выделены лишь отложения верхней части среднего эоцена, верхнего эоцена и олигоцена (таблица).

Таблица. – Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Беларуси (2010) [7]

Международная стратиграфическая шкала				Региональные стратиграфические подразделения		Возраст, млн лет
Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Надгоризонт, горизонт		
Палеогеновая	Олигоцен	Верхний	Хаттский	Бриневский (нижняя часть) (E ₃ -N ₁ br)	Крупейский (E ₃ krp)	23,03
				Страдубский (E ₃ st)		28,4
		Нижний	Рюпельский	Харьковский (E ₂₋₃ hr)		33,9
	Верхний	Приабонский	37,2			
	Эоцен	Средний	Бартонский	Киевский (E ₂ kv)		40,4
			Лютетский			Бучакский (E ₂ bč)
		Нижний	Ипрский	Каневский (E ₂ kn)		55,8
	Палеоцен	Верхний	Танетский	Сумской (E ₁ sm)		58,7
			Зеландский			61,7
		Нижний	Датский			65,6

Отложения *киевского горизонта* в пределах впадины имеют повсеместное распространение, они не обнаружены лишь в районе г. Малориты, возможно, это связано с размывом и экзарацией на неотектоническом этапе. Киевские отложения представлены зеленовато-серыми мелкозернистыми глауконитово-кварцевыми песками, бескар-

бонатными зеленовато-серыми алевритами, светло-серыми мергелями. Отложения киевского горизонта подстилают четвертичную толщу на юге впадины – у деревень Повитье, Леликово, Новоселки, Меленково Кобринского р-на, на юге Жабинковского р-на и южнее г. Бреста. В западной части впадины эти аккумуляции подстилают четвертичные отложения в виде узких, линейно вытянутых полос в направлении городов Высокое – Каменец – Брест; г. Каменец – д. Линово – г. Пружаны – г. п. Шерешево – д. Тиховоля.

Среднеэоценовый возраст киевского горизонта определен на основании изучения палинокомплексов и альгофлоры. Кроме того, в нем установлено достаточно представительное сообщество фораминифер [8–10], которое по систематическому составу соответствует зонам P 12 (*Acarinina rotundimarginata*) и P 14 (*Globigerina turcmenica*).

В отложениях киевского горизонта обнаружен многочисленный и разнообразный (более 100 видов) известковый нанопланктон, в составе которого также найдены ключевые таксоны, позволяющие отнести эти отложения к нанопланктонным зонам *Chiphragmalithus alatus* и *Discoaster tani nodifer* (NP 15–NP 16). Совместное перекрытие стратиграфических диапазонов зон P 12–P 14 и NP 15–NP 16 свидетельствует о среднеэоценовом (вторая половина лютета – бартон) возрасте отложений киевского горизонта, который подтвержден калий-аргоновым методом по аутигенному глаукониту и составляет 38,5–45,0 млн лет [11]. Состав микрофауны отложений, развитых в нижней части киевского горизонта, позволил при независимом определении их возраста [12] отнести их к позднему лютету, что подтвердили и исследования нанопланктона, результаты которых указали на зону M.IN. 16, и исследования динофлагеллят, результаты которых указали на зону D 9. Средняя мощность отложений киевского горизонта около 15 м [7].

В киевское время впервые в палеогене произошло соединение водоемов, располагавшихся в Припятско-Днепровском регионе и на западе Беларуси. Северная береговая линия морского бассейна достигала широты г. Минска, на юге берег далеко зашел на склоны Украинского щита, оставив полуостровом свободный от воды участок Овручского кряжа [13]. Большая часть этой территории хотя и была покрыта морем, но оставалась относительно приподнятой, о чем говорит мощность отложений киевского горизонта. В столь значительном по величине бассейне четко проявилась площадная дифференциация материала (пески – пески глинистые – алевриты – мергели), отражающая переход от береговых областей и участков сингенетических поднятий к наиболее углубленным частям шельфа. Этот порядок нарушался морскими течениями, которые, вероятно, носили циркуляционный характер, подобный современным вдольбереговым течениям внутренних морей, а также палеореками. Например, дельтовые песчано-галечные отложения крупной палеореки, текущей с Украинского щита, вытеснили из разреза морские мергели и алевриты на северном склоне Ратновского выступа [14].

Следует отметить, что киевское море было достаточно глубоким. На наиболее опущенных участках при глубинах до 300 м [15] накапливались мергели, глинистые глауконитово-кварцевые известковистые алевриты. Но все же основная часть моря была значительно мелководнее (100–150 м). Здесь отлагались в основном песчаные алевриты и алевритистые пески, глауконитово-кварцевые, слюдистые, некарбонатные. По периферии моря накапливались мелководные отложения – разнородные мономинальные кварцевые пески. В наиболее полных разрезах киевский горизонт представлен всеми группами фаций: трансгрессивной, инундационной, регрессивной. Суша, окружавшая киевское море, представляла собой, скорее всего, низменную равнину, незначительно приподнятую над его уровнем и слабо расчлененную.

Отложения *харьковского горизонта*, представленные толщей мелкозернистых глауконитово-кварцевых песков, местами глинистых, ожелезненных, иногда слабосце-

ментированных глинисто-кремнистым цементом, также широко распространены в пределах впадины. Несмотря на широкое распространение харьковского горизонта в пределах впадины, в основании четвертичной толщи они встречаются на ограниченных участках. Наиболее крупный из них находится возле деревень Городец – Большой и Малый Рудец – Онисковичи – Стародубцы Кобринского р-на.

Возраст харьковского горизонта определен на основании изучения спор и пыльцы, альгофлоры, фауны моллюсков, губок и подтвержден данными изотопной геохронологии. В отложениях установлено два палинокомплекса. Первый из них характерен для нижней части горизонта и по своему таксономическому составу весьма близок к обуховскому горизонту Украины. Позднеэоценовый (приабонский) возраст отложенной нижней части харьковского горизонта подтвержден составом микрофитопланктона, диатомей и силикофлагеллят [10], губок. Изотопный возраст по аутигенному глаукониту – 37,0; 37,5; 38 ± 2 млн лет [11].

Второй палинокомплекс по систематическому составу пыльцы покрыто- и голосеменных растений близок к комплексам межигорского горизонта Украины. Таким образом, палеонтологические данные позволяют обозначить возраст харьковского горизонта как поздний эоцен – ранний олигоцен (приабон – рюпель). Средняя мощность харьковского горизонта составляет 20–25 м, уменьшаясь к краевым частям области распространения до 5–10 м [7]. На юго-восточной окраине рассматриваемой нами территории на кристаллических породах Украинского щита развиты лишь отложения межигорского горизонта (рюпель), по биостратиграфическим данным относящиеся к диоцистовой зоне D 13 [12]. Эти образования представлены зелеными алевритами и алевритовыми глинами с глауконитом и большим количеством янтаря и залегают непосредственно на выветрелых магматических породах, перекрываясь тонким слоем четвертичных отложений.

В харьковское время рассматриваемая территория была охвачена последним и самым обширным из палеогеновых харьковским морем, появлению которого предшествовал непродолжительный перерыв в осадконакоплении. О последнем свидетельствует характер контакта между породами киевского и харьковского горизонтов – резкая ровная слегка волнистая плоскость между алевритами киевского горизонта и разнозернистым, кварцево-глауконитовым песчаником харьковского горизонта. Отсутствие углов несогласий, следов значительного размыва и абразии позволяет говорить о развитии характерной для платформенных территорий с равнинным низменным рельефом ингрессии. Харьковское море представляло крупный «пролив», связывающий бассейны Днепровско-Донецкой впадины и Западной Европы. Морской бассейн имел максимальную площадь в позднем эоцене. На юге харьковское море заходило далеко в пределы Украинского щита. В конце эоцена море сильно обмелело, но не ушло с территории Беларуси. В раннем олигоцене (рюпеле) оно стало значительно мелководнее. Его площадь постепенно сокращалась. Процесс этот прерывался во время кратковременных ингрессий, что подтверждается формированием в ряде случаев ритмически-переслоенной песчано-алевритовой толщи осадков (районы у городов Кобрин и Каменец) [16]. Несмотря на это, связь между бассейнами Днепровско-Донецкой впадины и Балтийской синеклизы через Полесскую седловину и Подляско-Брестскую впадину не нарушалась вплоть до конца раннего олигоцена.

Харьковское море, занимая большую площадь, чем киевское, было значительно мелководнее (средняя глубина бассейна составляла 60–100 м) [15]. На смену морской карбонатной относительно глубоководной формации среднего эоцена в нем начали формироваться мелководные отложения терригенно-регрессивной формации. Акватория харьковского моря изобиловала отмелями и банками. Над уровнем моря в районе Луковско-Ратновского горста выступал крупный остров. Мелкие острова и подводные

поднятия с превышением 40–50 м возникли в местах развития локальных структур. В рельефе поверхности дна харьковского моря отсутствовали какие-либо значительные переуглубления, столь характерные для среднеэоценового киевского водоема, что может быть связано с тем, что на рубеже среднего – позднего эоцена эти районы испытали определенное поднятие. Постепенное обмеление и сокращение площади моря в раннем олигоцене, прерываемое ингрессиями, обусловило непрерывную миграцию береговой линии. Ее многочисленные подвижки привели к активизации деятельности глубинных течений, русла которых наследовали опущенные зоны сочленения тектонических структур. О принадлежности раннеолигоценного моря на территории Беларуси зоне мелководного шельфа свидетельствуют не только мощность и состав пород, но и характер палеоальгофлоры, включающей виды, способные существовать на небольшой глубине [10].

Отложения верхнего олигоцене формировались в восточной и северо-западной части впадины и представлены лиманно-дельтовыми песками и глинами *страдубского горизонта* и аллювиальными угленосными отложениями *крупейского горизонта* [17]. В позднем олигоцене существовали условия для развития карстовых процессов, связанных с подземным выщелачиванием карбонатной толщи мела. Образовавшиеся при этом котловины и западины заполнялись песчано-алевритовым материалом, а в возникших заболоченных водоемах происходило накопление бурого угля [18]. В разрезах скважин, пробуренных в районе г. Кобрин и г. п. Антополя, в основании угленосных неогеновых отложений вскрыты зеленовато-серые разнородные глауконитово-кварцевые пески с включением углистого материала. Мощность подугленосной толщи составляет 12–14 м, изменяясь от двух до нескольких десятков метров. Максимальные значения установлены в скважинах, которые пронизывают карстовые полости. На основании данных спорово-пыльцевого анализа вышеописанные отложения отнесены к верхнеолигоценным [19]. Верхнеолигоценные комплексы подстилают четвертичные образования в центральной части Пружанского р-на.

Палеогеографический рубеж между эпохами морского и континентального осадконакопления на территории Беларуси проявился во всех процессах и явлениях природной среды того переходного времени. Под воздействием комплекса экзогенных и эндогенных факторов произошли кардинальные изменения в рельефе, составе отложений, климате, растительности, в обновлении ландшафтов в целом. В конце раннего олигоцене море, которое покрывало огромные пространства на юге Восточно-Европейской платформы, достигавшие на востоке через Тургайский прогиб Западной Сибири и соединявшиеся через Припятский прогиб с морем Западной Европы, окончательно регрессировало с территории Беларуси. На оставленной морем низменности еще длительное время существовали реликтовые солоноватоводные озерные водоемы, которые располагались в прибортовых частях Подляско-Брестской впадины, вдоль границ сочленения положительных и отрицательных тектонических структур. В позднем олигоцене активизация тектонических процессов вызвала значительный подъем южной части территории Беларуси. Постепенно воздымались и осушались площади, некогда покрывавшиеся харьковским морем. На их месте формировались озерно-аллювиальные равнины с плоским рельефом и малыми амплитудами высот. Поверхность суши была слегка наклонена от Белорусского массива и Полесской седловины, по которым проходил основной водораздел, в сторону Подляско-Брестской впадины. В этом направлении вытягивались формирующиеся долины крупнейших рек [14].

Заключение

Морские отложения палеогена в пределах Подляско-Брестской впадины представлены зеленовато-серыми мелкозернистыми глауконитово-кварцевыми песками,

бескарбонатными зеленовато-серыми алевритами, светло-серыми мергелями киевского горизонта и мелкозернистыми глауконитово-кварцевыми песками, местами глинистыми, ожелезненными, иногда слабосцементированными глинисто-кремнистым цементом харьковского горизонта. Континентальные отложения палеогена представлены лиманно-дельтовыми песками и глинами страдубского горизонта и аллювиальными угленосными отложениями крупейского горизонта.

Основными палеогеографическими событиями, произошедшими в палеогене на рассматриваемой территории были регрессия последнего морского бассейна и окончательное повсеместное установление геократической обстановки, похолодание климата от тропического до умеренного и изменение его от морского до континентального. Наиболее резкое похолодание, связанное с глобальными климатическими процессами, совпало с началом олигоцена и отразилось в смене характера как наземной растительности, так и морских биоценозов, а также прекращении глауконитообразования в морской среде.

Следует отметить определенную независимость климатической ситуации палеогена от существования и регрессии морей ввиду их мелководности, малой массы вод, быстрой прогреваемости, а следовательно, и близости их физических характеристик с таковыми окружающей суши. В середине олигоцена на месте обширной и довольно однообразной области морской седиментации возникли значительно меньшие по площади и гораздо более дифференцированные по типам осадконакопления континентальные бассейны, продолжившие свое развитие в неогене.

С отложениями палеогеновой системы связан ряд полезных ископаемых, многие из которых еще недостаточно освоены, по достоинству оценены и требуют дальнейшего изучения: глауконит, фосфориты, янтарь (морские глауконитово-кварцевые пески и алевриты), бурый уголь (угленосные континентальные отложения).

Авторы благодарят Л.И. Мурашко, Т.Б. Рылову и Т.В. Якубовскую за предоставленные материалы и научные консультации.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондаренко, Б. В. Основные черты тектонического строения Брестской впадины / Б. В. Бондаренко, Ж. В. Хотько // Тр. ИГН АН БССР. – 1961. – Вып. 3. – С. 93–107.
2. Тектоника Белоруссии / под ред. Р. Г. Гарецкого. – Минск, 1976. – С. 117–126.
3. Pożaryski, W. Południowo-zachodnia krawędź Fenno–Sarmacji / W. Pożaryski // Kwar. Geol. – 1957. – № 3–4. – S. 386.
4. Pożaryski, W. Jednostki geologiczne Polski / W. Pożaryski // Przegl. Geol. – 1963. – № 1. – S. 5.
5. Кустинская опорная скважина Брестской впадины / А. М. Синичка [и др.]. – М. : Недра, 1970. – 144 с.
6. Зиновенко, Г. В. Подляско-Брестская впадина: строение, история развития и полезные ископаемые / Г. В. Зиновенко, Р. Г. Гарецкий. – Минск : Беларус. навука, 2009. – 142 с.
7. Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси : объясн. зап. / С. А. Кручек [и др.]. – Минск : БелНИГРИ, 2010. – 282 с.
8. Фурсенко, А. В. О палеогеографическом и стратиграфическом значении находок фораминифер в верхнеэоценовых отложениях Белоруссии и Литвы / А. В. Фурсенко, К. Б. Фурсенко // Науч. сообщ. Ин-та геологии и географии АН ЛитССР. – 1960. – Т. 12. – С. 17–32.

9. Фурсенко, А. В. Фораминиферы верхнего эоцена Белоруссии и их стратиграфическое значение / А. В. Фурсенко, К. Б. Фурсенко // Палеонтология и стратиграфия БССР : сборник. – Минск, 1961. – Вып. 3. – С. 246–347.
10. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии палеогеновых отложений запада европейской части СССР / А. А. Григялис [и др.] // Совет. геология. – 1988. – № 12. – С. 43–54.
11. Мурашко, Л. И. Изотопный возраст глауконитово-кварцевых пород палеогена Беларуси / Л. И. Мурашко // Літасфера. – 1994. – № 1. – С. 183–184.
12. Проблемные вопросы стратиграфии янтареносных отложений Украинского Полесья / В. Ю. Зосимович [и др.] // Український бурштиновий світ : I міжнар. конф., Київ, 17–21 жовт. 2007 р. : тез. доп. / редкол.: П. Ф. Гожик [та ін.]. – Київ, 2007. – С. 20–23.
13. Палеотектоника Белоруссии / под ред. Р. Г. Гарецкого. – Минск : Наука и техника, 1983. – 182 с.
14. Палеогеография кайнозоя Беларуси / под ред. А. В. Матвеева. – Минск : ИГН НАН Беларуси, 2002. – 228 с.
15. Катинас, В. И. Янтареносная терригенно-глауконитовая формация палеогена Прибалтики и Белоруссии / В. И. Катинас // Тектоника, фации и формации запада Восточно-Европейской платформы / под ред. Р. Г. Гарецкого. – Минск, 1987. – С. 184–189.
16. Богомолова, Л. Н., Условия образования отложений киевской свиты Белоруссии / Л. Н. Богомолова, Р. А. Зинова, З. М. Клименко // Геологическое строение и развитие платформенного чехла Белоруссии : сб. науч. тр. / редкол.: А. М. Синичка (отв. ред.) [и др.]. – Минск, 1992. – С. 127–133.
17. Мурашко, Л. И. Поздний олигоцен Беларуси / Л. И. Мурашко, Т. Б. Рылова, Т. В. Якубовская // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1998. – Т. 6, № 4. – С. 67–80.
18. Геология Беларуси / под ред. А. С. Махнача, Р. Г. Гарецкого, А. В. Матвеева. – Минск : ИГН НАН Беларуси, 2001. – 815 с.
19. Бурлак, А. Ф. Новые литологические данные к стратиграфии и корреляции палеогеновых отложений запада СССР / А. Ф. Бурлак // Флора и фауна кайнозоя Беларуси. – Минск, 1992. – С. 105–107.

Рукапіс паступіў у рэдакцыю 23.11.2017

Bogdasarov M.A., Grechanik N.F., Kozhanov Y.D., Kukharik Ye.A. Geological Structure and Peculiarities of Formation of Paleogene Deposits of the Territory of the Podlass-Brest Depression

The work is devoted to the establishment of features of the geological structure and features of the formation of Paleogene deposits, distributed within the territory of the eastern (Belorussian) part of the Podlasie-Brest depression as a mineragenic sequence, which has practical potential for mastering, detailing the composition and genesis of sediments.