
<https://doi.org/10.15407/gpimo2019.02.052>

О.Д. Науменко¹, П.М. Коржнев¹, В.П. Стрижак², М.О. Дезес³

¹ Інститут геологічних наук НАН України, Київ

² ТОВ «ІОНІСЛАЙН», Київ

³ Університет Ніци – Софія Антиполіс, Ніцца, Франція

ПРОГНОЗ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ СЕРЕДНЬО-ТА ВЕРХНЬОЮРСЬКИХ КАРБОНАТНИХ ТОВЩ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ЧОРНОГО МОРЯ ТА ПРИЛЕГЛОГО СУХОДОЛУ ЗА СЕДИМЕНТАЦІЙНО-ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГІЧНИМИ КРИТЕРІЯМИ

Проведеними дослідженнями у Переддобрузькому прогині встановлена можливість широкого розповсюдження різних морфогенетичних типів пасток вуглеводнів, що пов'язані з карбонатно-породними тілами. Тут прогноуються не тільки різноманітні за розмірами, формою, фільтраційно-ємнісними параметрами органогенні побудови, але й бар'єрні рифи і карбонатні вали, з якими мають бути пов'язані крупні зони та ареали нафтогазонакопичення.

Міграція ВВ до резервуарів середньо- та верхньоюрського віку могла відбуватися з глибини через нижньодевонський стратиграфічний рівень, верхньовізейський і нижньосерпухівський яруси карбону, а також середньоюрські відклади. Це підтверджується складом хлороформного екстракту і даними текстурно-бітумінологічних (макро- і мікроскопічних) досліджень.

З юрськими рифогенно-карбонатними комплексами, в межах фундаменту Скіфської плити, пов'язані значні перспективи нафтогазонасності. Добрим прикладом може слугувати Амудар'їнський нафтогазонасний басейн.

Ключові слова: північно-західна частина Чорного моря, Скіфська плита, Переддобрузький прогин, середньо- та верхньоюрський час, карбонатні відклади, рифові фації, колектори, міграція вуглеводнів, нафтогазонакопичення.

Вступ

Переддобрузький прогин є найбільш західним прогином у системі, що облямовує з півдня Східноєвропейську платформу, входячи до складу Скіфської плити. Південно-західною межею прогину є зона Аджуд-Болград-Георгіївських тектонічних порушень (рис. 1). На заході ця межа простягається з північного заходу на південний схід через м. Аджуд по системі кулісних тектонічних порушень. На сході — по Одеському глибинному тектонічному порушенню. На півдні, по тектонічному порушенню Георгіївського гирла, прогин межує з герцинідами Північної Добруджі. А на

© О.Д. НАУМЕНКО, П.М. КОРЖНЕВ, В.П. СТРИЖАК, М.О. ДЕЗЕС, 2019

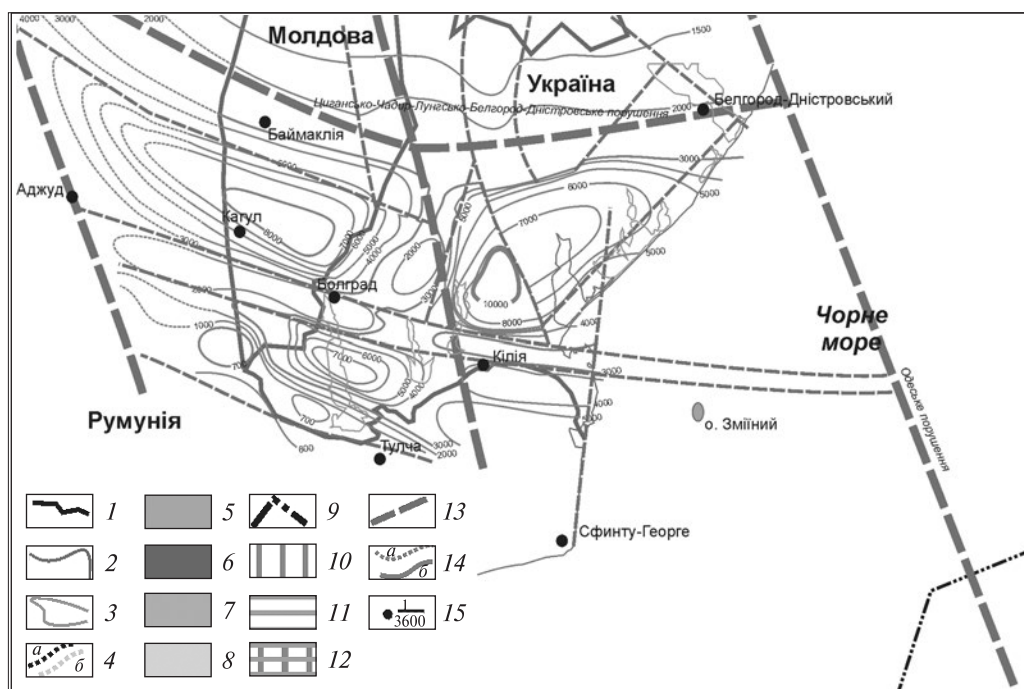


Рис. 1. Схематична карта фундаменту юрського Переддобрузького прогину: 1 — державний кордон; 2 — берег моря; 3 — границі акваторій лиманів; 4 — ізопахіти рифів (*a* — наявні, *b* — уявні); 5 — бар’єрні рифи; 6 — передрифові фації, зарифові; 7 — алювіально-дельтові; 8 — зарифів (лагунно-євапоритові та лагунно-континентальні (верхній кімеридж-титон)); 9 — південно-східна межа сучасного шельфу; 10 — зона найбільших градієнтів прогинання у середньоярський час; 11 — зона найбільших градієнтів прогинання у верхньоярський час; 12 — зона перетинання максимальних градієнтів прогинання; 13 — тектонічні порушення; 14 — ізогіпси поверхні домезозойського фундаменту (*a* — уявні, *b* — наявні); 15 — свердловини (номер/глибина)

півночі він відокремлюється від Молдовського схилу системою Цигансько-Чадир-Лунгсько-Белгород-Дністровських глибинних тектонічних порушень. Більша частина прогину розташована в Україні, між річками Дністер і Дунай, та Молдові, а його північно-західна частина поширюється на Румунію (див. рис. 1).

Історія дослідження

Перші данні про юрські відклади Переддобрузького прогину з’явилися після пробуреної у 1953 році поблизу с. Глибоке свердловини, глибина якої сягала 1223 м. Буріння було завершено в доюрських ефузивах. Далі пробурено ще кілька свердловин, що відображено у працях П.М. Сухаревича (1955, 1956 рр.) [24]. Автор зробив детальний опис розрізів пошукових та структурних свердловин та вперше провів розчленування юрських відкладів району дослідження. За отриманими результатами П.К. Іванчука (1957, 1962 рр., [9]) дослідив питання, що стосуються геологічної будови і перспектив нафтогазоносності.

Протягом 1965—1968 рр. літологічними та стратиграфічними дослідженнями юрських відкладів Переддобрузького прогину займалися М.М. Даніч, Л.Ф. Романов [5], що надало можливість більш детально дослідити історію геологічного роз-

витку прогину за літологічними та палеонтологічними даними. У 1963 р. Б.М. Полухтович дослідив стратиграфію юрських відкладів Переддобрузького прогину на предмет їхньої нафтогазоносності [13].

Перші узагальнення геофізичних матеріалів провів Б.Л. Гуревич [4], надалі В.Б. Соллогуб в працях [22, 21] уточнив будову і межі Переддобрузького прогину.

У 70-х роках минулого століття на території наших досліджень було виконано низку проектів щодо комплексної геологічної державної зйомки масштабу 1:200000. Результатами цих робіт були публікації праць про юрські відклади північно-західного Причорномор'я [17, 20]. Вказані праці надали можливість скласти уявлення про геологічну історію району в юрський час, на підґрунті стратифікації різних за генетичними ознаками фаціальних різновидів відкладів.

У 80-х роках проведено геолого-геофізичне дослідження Переддобрузького прогину за основними нафтогазоперспективними комплексами з метою розробки напрямків геологопошукових робіт [14, 15, 25]. Але незважаючи на позитивні перспективи від геологів щодо відкриття вуглеводневих родовищ у юрських відкладах Переддобрузького прогину, ні одного родовища так і не було знайдено.

Тому у 90-ті, а також перше десятиліття 2000-х років постала необхідність більш детального вивчення фаціальних закономірностей, яке проводилось на фармаційно-геодинамічних принципах [3, 6, 7, 8, 10, 11, 12, 27].

В другій декаді 2000-х вийшла низка робіт, що узагальнюють стратиграфічні, геотектонічні та палеогеографічні уявлення про геологічну будову і літолого-фаціальні закономірності юрських відкладів Переддобрузького прогину [23, 26].

Наша робота є також узагальнювальною. Ми розглядаємо юрську рифогенно-карбонатну формацію Переддобрузького прогину України як частину єдиного поясу, що висвітлює палеогеографічні умови седиментації на південно-західному краї Східноєвропейської платформи у юрський час.

Поширення юрських рифогенних комплексів в Україні

На початку юрського періоду більша частина України являла собою суходіл. Морські утворення поширені лише на території ДДЗ, Карпатського та Кримського регіонів (рис. 2).

Але згодом морські води Тетіса проникають з південного заходу на територію ДДЗ аж до Полтави, утворюючи велику затоку, де формувалися морські піщано-глинисті породи. У Кримському регіоні продовжують накопичуватися піщано-глинисті відклади як континентального, так і морського генезису. В області Карпат формувалися відклади різного типу: карбонатні, поширені на Закарпатті (у зонах Скель та на Мармароському масиві) та піщано-глинисті — на Прикарпатті. На понижених ділянках Львівсько-Волинської западини формувались континентальні утворення — річкові, озерно-болотні, елювіальні та делювіальні, місцями вуглисті піщано-глинисті.

Відмічається декілька піків розвитку рифів у юрський період — синемюр-плінсбах, байос-бат, оксфорд-кімеридж. На початку пізньої юри внаслідок кліматичних змін та значного підняття рівня моря відповідно океанографічної реорганізації відбулося утворення спільного басейну та поширення рифових споруд. У пізню юру вздовж північної окраїни океану Тетіс сформувалась система епіконтинентальних морів з островами та мілководними шельфами, на яких відбувалось

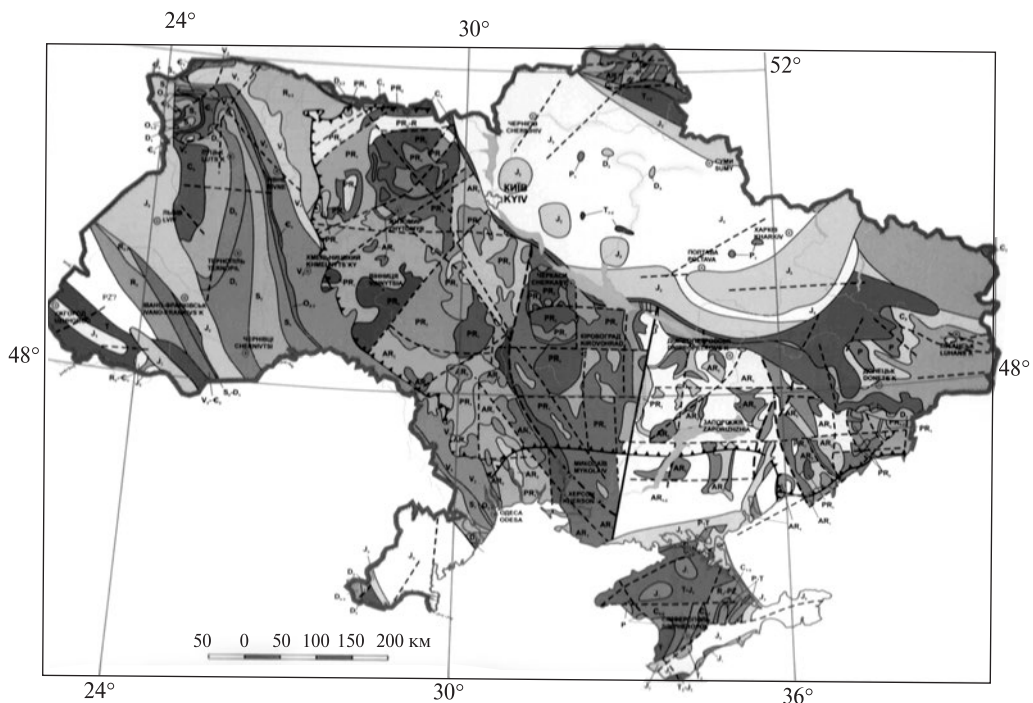


Рис. 2. Поширення юрських відкладів в Україні [1]

переважно карбонатне осадконакопичення, пов'язане з процесами рифобудування. Частина цього рифового поясу представлена на заході та півдні України — у Передкарпатті, північно-західному Причорномор'ї, Криму та Донецькому басейні (рис. 3).

У Передкарпатті та Північному Причорномор'ї відклади верхньої юри представлені переважно карбонатними рифовими та генетично пов'язаними з ними утвореннями. Питання їхньої будови, стратиграфії та кореляції висвітлені у багатьох наукових працях. Проте, оскільки з верхньоярськими карбонатними відкладами пов'язані значні поклади вуглеводнів у різних регіонах, їх детальне вивчення різними методами та кореляція залишаються актуальними.

Відклади верхньої юри тягнуть до західної та південно-західної окраїн Східноєвропейської платформи. Її край маркує рифовий пояс, що пов'язаний із системами крайових розломів, які утворилися при наросуванні Євразійської літосферної плити більш молодими утвореннями (рис. 3, 4).

Українське Передкарпаття. У структурно-тектонічному плані район поширення верхньоярських відкладів охоплює фундамент Більче-Волицької (Зовнішньої) зони Передкарпатського прогину та прилеглу окраїну Східноєвропейської платформи. Юрські відклади тут утворюють самостійний структурний поверх (Стрийський юрський прогин). Відклади нижньої та середньої юри представлені переважно теригенними утвореннями, верхньої юри разом з відкладами беріасу — потужним карбонатним комплексом. Східною межею сучасного поширення верхньої юри у Передкарпатті є Краковецький розлом. Верхньоярські відклади залягають на утвореннях келовею, а на платформі — на еродованій поверхні палеозойського фундаменту.

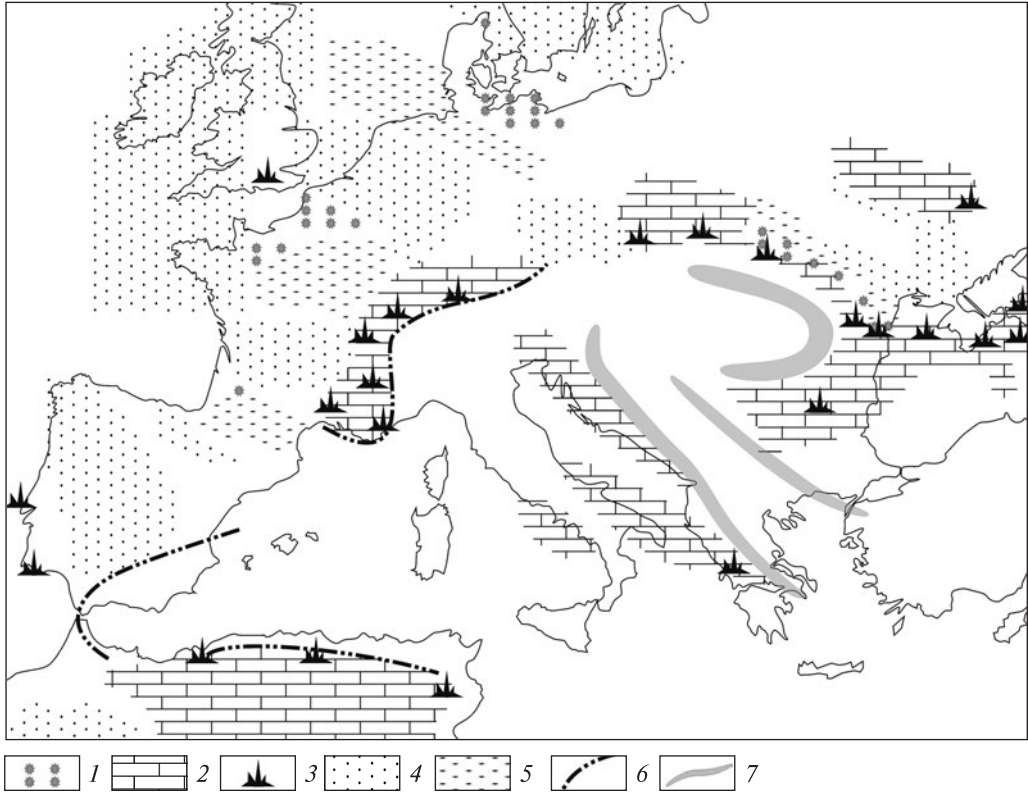


Рис. 3. Європейська частина периферії Тетису в пізньоюрський час (за J.L. Wilson, 1975, з доповненнями О.Д. Науменко, 2019): 1 — мілководдя (утворення грейнстоунів та оолітів); 2 — шельфи (накопичення потужних товщ шельфових вапняків з тонкими рифовими проверстками); 3 — рифи; 4 — мілководні шельфи з ділянками суходолу; 5 — евапоритові та соляні лагуни; 6 — лінія, що відділяє глибоководні радіоляритові фації від шельфових; 7 — границі рухливих блоків

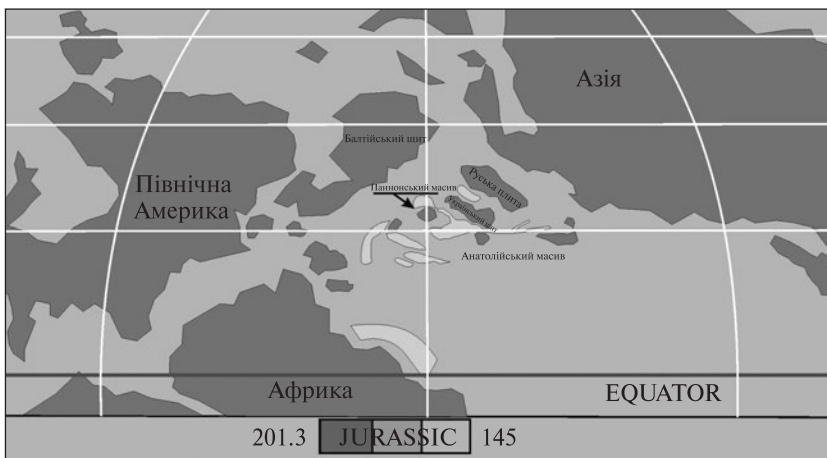


Рис. 4. Схематична карта розміщення континентів у верхньоюрський час



Рис. 5. Верхньогорські вапняки, Кам'янка. Фото В.В. Огаря, 2015

Північне Причорномор'я. Тут відклади юри утворюють Переддобрудзький юрський прогин з рифовим поясом. Ця структура у тектонічному плані приурочена до Цигансько-Чадир-Лунзько-Білгород-Дністровської зони розломів. Рифові споруди та пов'язані з ними передрифові та зарифові фації присутні у регіоні лише на рівні оксфорду та, частково, нижнього кімериджу, а відклади верхнього кімериджу й титону представлені лагунно-евапоритовими та континентальними утвореннями. Відклади рифового поясу простягаються дугою з північного заходу на південний схід, фаціальні заміщення від глибоководних до прибережних відбуваються з південного заходу на північний схід. На відміну від Передкарпаття, де оксфордські біогерми являють собою окремі куполоподібні тіла однотипної будови, у Переддобрудзькому регіоні присутні два морфологічні різновиди — бар'єрний риф у західній частині та окремі біогермні тіла у південно-східній.

На сході басейн Переддобрудзького юрського прогину примикає до басейну Північнокримської юрської западини (рис. 6). Два басейни утворили єдиний басейн до часів олігоцену, і їх мезо-кайнозойська стратиграфічна будова схожа. Починаючи з олігоцену, Переддобрудзько-Північнокримський басейн був деформований зсувом, на північ по Одеському регіональному тектонічному порушенню, Кримським блоком. Внаслідок стиснення виникла серія піднять та прогинів, що мають переважно широтне простягання. Синклінорії наповнені олігоценіоценовими глинистими відкладами доманікоїдного типу потужність яких сягає до декількох кілометрів. Стиснення не поширюється в басейні Переддобрудзького юрського прогину, тому що на заході структури Північнокримської юрської западини обрізані Одеським регіональним тектонічним порушенням, що відокремлює їх від Переддобрудзького юрського прогину. Таким чином межа між басейнами простягається вздовж Одеського тектонічного порушення (див. рис. 6).

Крим. Наприкінці келовею — початку оксфорду тут, навколо острівних піднять, з'явилися перші коралові рифи утворені гіллястими колоніальними коралами *Calamophyllia*, *Thecosmilia*, *Stylosmilia*, а також строматопороїдеями, водоростями. Більш широкого розповсюдження процеси рифоутворення набули в Південному Криму вже у пізньому оксфорді — ранньому кімериджі. Рифи продовжували зростання, нарощуючи попередні споруди, і в той же час з'являлися в нових місцях. Одночасно відбувалось зміщення ареалу розповсюдження органігенних споруд у північному напрямку внаслідок формування на півдні системи кордельєр.

Донецький басейн. У межах тектонічної структури Дніпровсько-Донецького прогину біля м. Ізюм, а також селищ Протопопівка та Кам'янка відомі виходи



Рис. 6. Схематична карта поширення фаціальних зон відкладів верхньої юри у Північно-Західному Причорномор'ї. Використані матеріали [2, 3, 10, 11, 12, 14, 15, 17, 20] з доповненнями О.Д. Науменко. Умовні позначення див. на рис 1.

шарів, що представлені перешаруванням органогенно-уламкових, глинистих, місцями оолітових вапняків і мергелів серед яких трапляються нешаруваті біогерми і біостроми висотою від 1,5 до 6,5 м та шириною від 1,5 до 3—4 м (рис. 6). Головними будівельниками органогенних споруд були корали і синьо-зелені водорості. Ці відклади уособлюють типовий приклад платформних коралових фацій пізньооксфордського віку, що виникли на антиклінальних підняттях в мілководній зоні верхньоюрського моря Дніпровсько-Донецького прогину. Середня Антикліналь, що позначається у рельєфі згаданими виходами шарів коралових фацій, на той час була підняттям у рельєфі дна моря, що простягалось на відстань близько 65 км. Також, за матеріалами буріння, рифові тіла відомі на крилах Дружковсько-Костянтинівської та Мечebilівської брахіантикліналей.

Фаціальна модель Переддобрузького пізньоюрського басейну

За результатами комплексних мікропалеонтологічних та мікрофаціальних досліджень верхньоюрських відкладів Переддобрузького прогину виділено карбонатний комплекс, у складі якого присутні рифогенні фації середнього оксфорду — нижнього кімериджу і теригенні лагунно-континентальні утвореннями верхнього кімериджу — титону [2].

На підставі аналізу літературних джерел і дослідження шліфів зразків керну свердловин вдалося уточнити межі розповсюдження трьох фаціальних зон: пердрифової, рифової та зарифової (рис. 6). Визначений фаціальний склад пород-

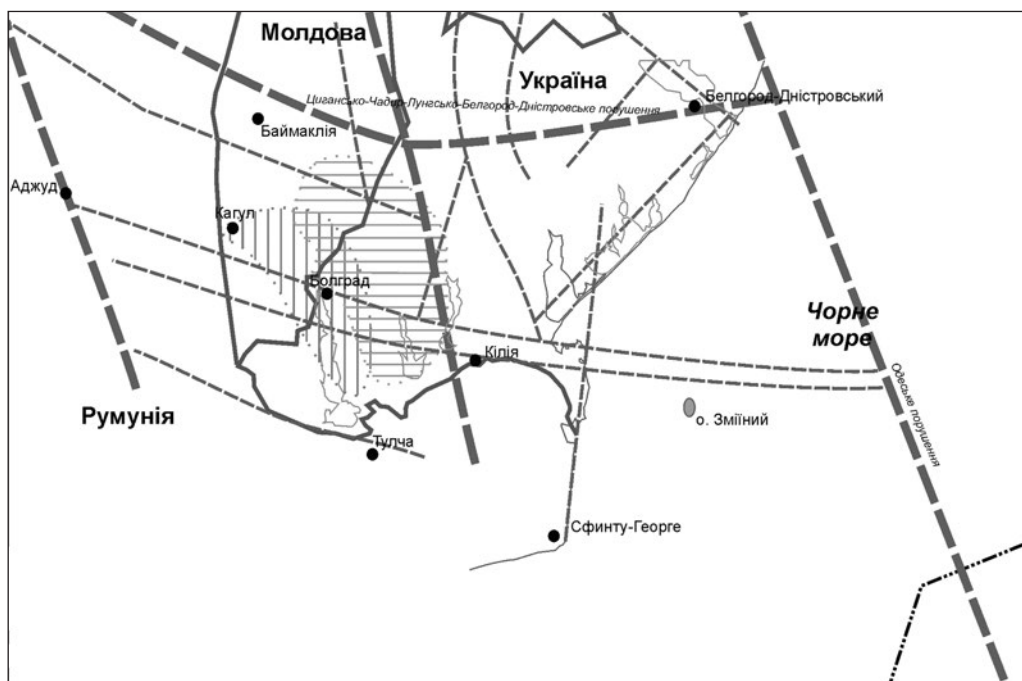


Рис. 7. Схематична карта зон максимальних градієнтів прогинання середньої та верхньої юри у Північно-Західному Причорномор'ї. Умовні позначення див. на рис. 1

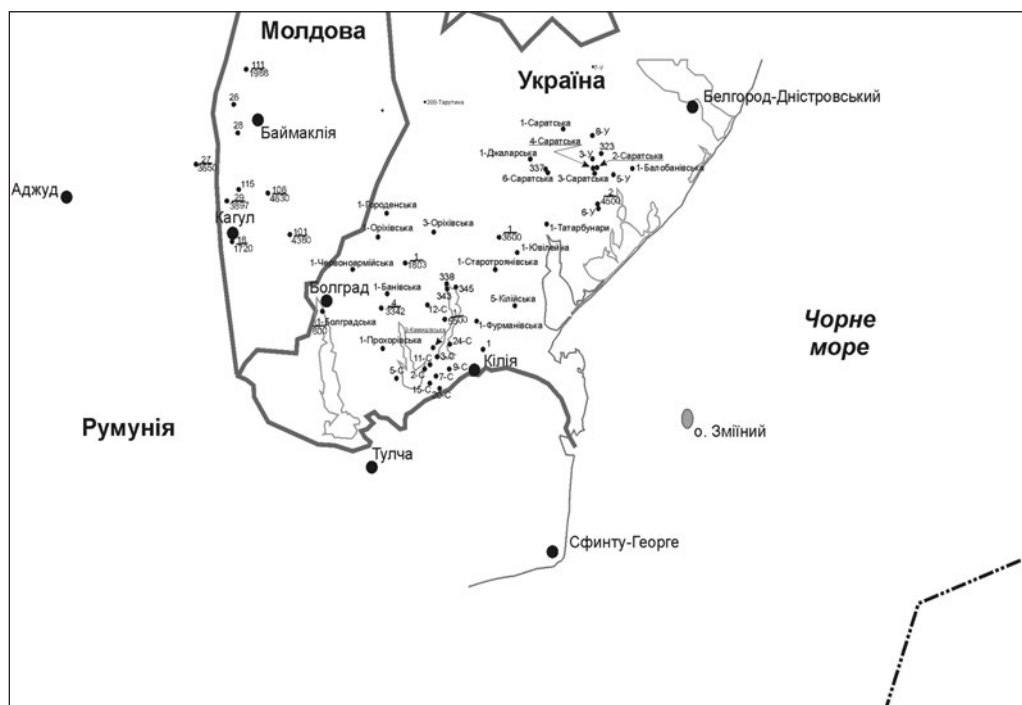


Рис. 8. Схематична карта розташування свердловин, дані з яких використовувалися для побудови ізопахіт відкладів верхньоюрського рифогенного комплексу. Умовні позначення див. на рис. 1

ного комплексу характеризується наступним чином: в оксфордї сформувалися — передрифова, рифова, зарифова фації, у кімериджі — зарифова та лагунна, у титоні — передрифова, зарифова і лагунна фації.

Середньо- та верхньоюрські відкладення прогину повсюдно незгідно залягають на породах, що виникли в більш ранній час. У північній частині на нижньо- та середньопалеозойських породах чохла Східноєвропейської платформи, у центрі — на строкатих породах верхнього палеозою, а у південній частині западини — на дислокованих відкладах тріасу та юри.

Можливо розрізнити три стадії розвитку Переддобрузького прогину: байобатську, келловей — ранньокімеріджську, пізньокімеріджсько-титонську. В першу стадію, починаючи з пізньобайоського і в ранньобатський час, в прогині накопичується потужна товща (до 1500 м) теригенних, глинистих і алевритових порід. Вісь прогину простягається паралельно складчастій споруді Добруджі (рис. 7). У пізньобатський час відклади у прогині стають більш грубими. Поряд з алевролітами з'являються пісковики та гравеліти, збагачені рослинним детритом. Перша стадія розвитку прогину завершується компенсацією прогину, а також можливо і зменшенням його ширини.

Під час другої стадії розвитку прогину, що починається зі середньокелловейського часу, спостерігається трансгресивне розташування шарів відкладів. Вісь прогину у цей час зміщується на північний схід, до платформи, але зміни напрямку простягання всієї структури не спостерігається. В оксфордський час вздовж північно-східного краю прогину зростали водоростево-коралові рифи (рис. 6—8). В кінці раннього кімериджу прогин зазнав короткочасне підняття після чого починається стадія замикання Переддобрузького прогину.

На початку пізнього кімериджу накопичуються доломіти та доломітизовані глини, а пізніше на місці прогину утворюється лагуна з карбонатно-сульфатним типом осадконакопичення. В титонський час лагуна заповнюється червоноколірними глинисто-піщаними відкладами. Максимальна потужність відкладів, що накопичувалися у третю стадію, досягає 790 м (свердловина Р-42 сел. Ново-Іванівка). Вісь кімеридж-титонського прогину ще більше змістилася на північний схід. Наприкінці третьої стадії вся область прогину зазнала підняття.

Таким чином, у Переддобрузькому прогині після середньоюрської регресії спочатку відкладалися піщано-конгломератові відклади, пізніше — рифогенні. На підвищених прибережних ділянках утворювалися піски та конгломерати. У кімериджі та титоні накопичувалися лагунно-євапоритова фація, що складена перешаруванням строкатоколірних аргілітів, гіпсів та кам'яної солі. Потужність цієї товщі до 790 м, з якої 60 м складає кам'яна сіль. Континентальні відклади, що з'явилися у третю стадію (наприкінці титону) перекриті звичайно-морськими сіроколірними карбонатно-теригенними породами ранньої крейди та палеогену. У наслідок підняття, що сталось в передкрейдовий час, і ерозії потужність строкатокольорових порід дуже мінлива. У свердловині № 5-С вона має 337 м, а в свердловині 3-С — 734 м.

Розподіл мікрофацій карбонатних порід пізньої юри Переддобрузького прогину можна співставити зі стандартною схемою Дж. Увілсона. За його моделлю існує тільки одна проста система звичайних карбонатних фацій. Вони формуються за рахунок накопичення біохімічно відкладеного матеріалу. В цю систему входять внутрішня мілководна зона низької гідродинамічної енергії (шельф) і

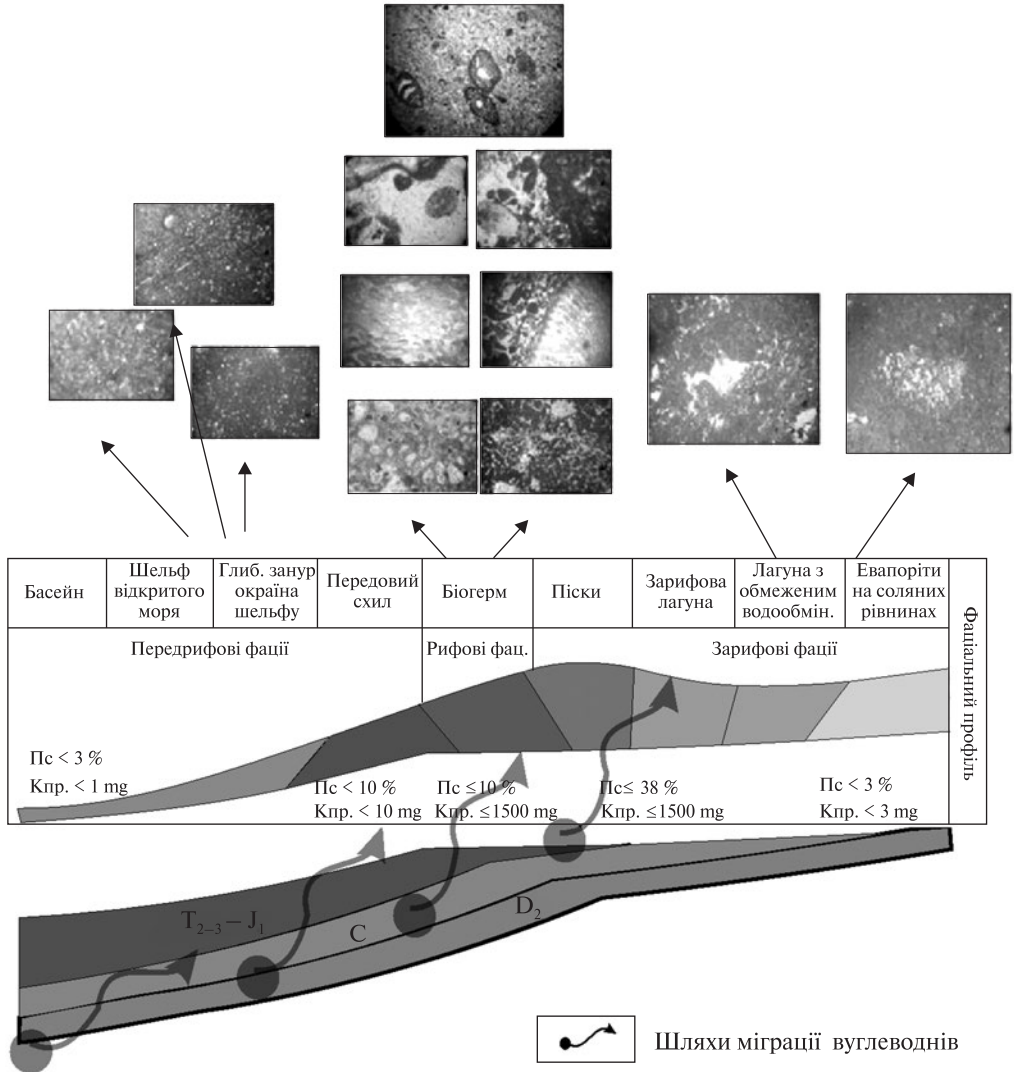


Рис. 9. Розподіл мікрофацій карбонатних порід пізньої юри Переддобрузького прогину та їхні узагальнені показники пористості і проникності

зовнішня, більш глибоководна зона низької гідродинамічної енергії (басейн), які розділені мілководною зоною з високою енергією (окраїна шельфу).

Така модель відображає природній розвиток нарощування потужності відкладів карбонатів в напрямку збільшення глибини по схилу відносно позитивного тектонічного елемента та його периферії. На початкових стадіях розвитку карбонатного схилу, після морської трансресії і затоплення шельфу, високоенергетична зона може бути поблизу берегової лінії. Проте внаслідок формування карбонатної платформи з окраїною, вона незабаром відсувається від берега у бік моря, що спричиняє виникнення трьох головних груп фацій: передрифові, рифові та зарифові фації. У залежності від тектонічної будови окраїни платформи на якій формується тіло рифу, в середині груп фацій з'являються фаціальні поя-

са, що мають різні риси. У середині такого загального фаціального плану за ознаками умов утворення виділяються щонайменше дев'ять типових (стандартних) поясів фацій: басейновий, шельфу відкритого моря, глибоко зануреної окраїни шельфу, передового схилу, біогерму (рифове ядро), зарифової мілини (піски), зарифової лагуни, лагуни з обмеженим водообміном та фації поясу евапоритів на соляних рівнинах. Вони більш вузькі однорідні на вузькому шельфі і великі та мінливі на широкому.

На підставі аналізу літературних джерел, дослідження шліфів зразків керну і узагальнених геофізичних показників каратожу свердловин, вдалося створити узагальнену схему розповсюдження мікрофацій карбонатних порід пізньої юри Переддобрузького прогину (рис. 9). На побудовану нами схему було накладено прогнозні показники пористості і проникності, та дані мікрофаціального аналізу, що обґрунтували рифові, зарифові і передрифові відклади пізньої юри Переддобрузького прогину (рис. 9).

Перспективи нафтогазоносності верхньоюрських відкладів

Переддобрузький юрський прогин. Як наголошувалось раніше, верхньоюрські відклади залягають на утвореннях келовею, а на платформі — на еродованій поверхні палеозойського фундаменту. Рифовий пояс, у тектонічному плані, є приуроченим до Цигансько-Чадир-Лунзько-Кілійської зони розломів. Згідно з нашими даними, за комплексом характерних ознак (структурні і текстурні особливості порід, склад породоутворюючих організмів, характер співвідношення з одновіковими утвореннями, форма залягання та ін.) бар'єрний риф, був сформований в зоні різкого переходу шельфу у відносно прогнуту котловину приосьової частини Переддобрузького прогину.

Характерною рисою середньо-верхньоюрських відкладів Переддобрузького прогину (рис. 6) є їх фаціальна зональність. Вона чітко відображує систему середньо-верхньоюрських депресій, де кожна зона відповідає стадії компенсації прогину згідно глибини басейну. Знизу вверх фації змінюються від алювіально-дельтових, передрифових до бар'єрних рифів і зарифових (лагунно-евапоритові та лагунно-континентальні).

Тут широко розповсюдженні мілководно-морські (шельфові) сірі вапняки з теригенними і сульфатними прошарками. Численні стилітоподібні поверхні, кавернозні зони, поява роздоломічення та інші ознаки як гіпогенного карсту так і субаерального вивітрювання в розрізах свердловин свідчать про трансгресивно-поліциклічну будову, типову для карбонатних формацій платформного шельфу. При переході від шельфових розрізів до депресійних, істотним чином змінюється склад органічних залишків: появляются представники більш глибоководних остракод, форамініфер, брахіопод та молюсків, зменшується роль бентосних організмів (коралів, криноїдей (*Crinoidea*), колоніальних водоростей). В лагунно-евапоритових та лагунно-континентальних відкладах на схилах палеодепресії, за зразками шліфів керну свердловин, визначена наявність тонкошаруватих осадків з текстурою зминання, а також спорадичних включень в мікрозернистих вапняках уламків криноїдей, клубків синьо-зелених водоростей та ін. Бітумінозність (і пов'язана з нею темнobarвність порід), вміст сульфатної сірки та бору, що зростають із збільшенням потужності лагунно-евапоритових та лагунно-континентальних відкладів.

тальних відкладів, підтверджує депресійний характер циклічності відкладів. Межі розповсюдження зон переходу від депресійних фацій до шельфових не завжди збігаються. Систему депресій оксфорд-раньокімериджського віку можна розглядати як низку виникаючих палеозападин, на периферії яких в зоні переходу до шельфу існували палеоекологічні умови, сприятливі для рифоутворення. Різкі локальні збільшення потужностей вапняків тяжіють до зони перетину максимальних градієнтів поглиблення середньої та верхньої юри. Там де зберігалися найкращі умови вільного водообміну з відкритим морем. Так, на рис. 6 видно, що ізопакіти рифових утворень на північному заході і південному сході витягуються в напрямку перетину зон максимального поглиблення басейну келовеїського та оксфордського часу. У ряді пунктів в карбонатних горизонтах встановлені коралово-криноїдні калькареніти, брекчієвидні водоростеві вапняки та інші утворення, які супроводжують рифи.

Породи рифового «ядра» інтенсивно доломітизовані, присутні пористо-кавернозні доломіти з порожнинами вилуговування крустифікаційного кальциту, черепашок гастропод, форамініфер та інших органічних залишків. В той же час зарифові сульфатно-карбонатні відклади значно більш щільні й малопроникні. Вони вверх за розрізом переходять в різнокольорові глини, алевроліти та пісковики. Сумарна потужність цих відкладів досягає 800 м. Цей типовий регресивний комплекс є товщею, яка захоронила та знівельовала палеорельєф створений оксфорд — раньокімериджськими рифами. Таким чином, у сприятливих структурно-геологічних умовах верхньоюрські рифові колектори можуть бути достатньо надійним резервуаром для ВВ.

Щільність їх досягає 2,20—2,40 г/см³. Відкрита пористість змінюється від 4,5 до 30,26 %. Міжзернова проникність досягає $254,42 \times 10^{-3}$ мкм². Зустрічаються різнобічноорієнтовані відкриті тріщини шириною до 0,1—0,3 мм. Зумовлена ними проникність змінюється в межах $41,8 \times 10^{-3}$ — $645,5 \times 10^{-3}$ мкм².

Екраном оксфордських колекторів є глинисто-карбонатно-сульфатні відклади кімеридж-титонського віку. Верхньоюрські карбонатні породи характеризуються щільністю в межах 2510—2690 кг/м³. Відкрита пористість змінюється від 0,25 до 6,17 %. Газопроникність складає від 0,01 до $11,4 \times 10^{-3}$ мкм². Вміст залишкової водонасиченості змінюється в широких межах — від 27,4 до 69,9 %. За даними геофізичних досліджень свердловин (ГДС), пористість верхньоюрських карбонатних відкладів досягає за бічним каротажем зондуванням (БКЗ) — 30—65 %, за мікробічним каротажем (БМК) — 2—13 %, за акустичним каротажем (АК) — 4—14 та за нейтронним гамма каротажем (НГК) — 5—18,2 %. Коефіцієнт загальної глинистості змінюється від 1 до 19 %.

Вищенаведені закономірності щодо рифогенно-карбонатного облямування палеозападин повною мірою стосуються Переддобрузького прогину, де існували всі відповідні палеогеографічні, палеокліматичні, палеоекологічні та палеотектонічні передумови формування значних за латеральними розмірами органогенних побудов з ознаками суттєвої фаціальної мінливості рифового типу. Саме механізм латерального (бокового) нарощування у сполученні з палеогідрохімічними особливостями басейну обумовлював утворення пластоподібних інтенсивно доломітизованих кавернозно-вториннопорових резервуарів (постлітифікаційна метасоматична доломітизація є головним чинником утворення вторинно-порових карбонатних колекторів), які за структурою порожнинного простору набли-

жаються до гранулярних колекторів. В той же час, невеликі товщини та морфологічна невиразність створюють ускладнення при їх виявленні та картуванні сейсмічними методами.

Наведені результати палеотектонічних і літолого-фаціальних досліджень свідчать про те, що басейн середньо-пізньоюрської седиментації характеризувався інтенсивною та різноманітною конседиментаційною тектонікою, обумовленою притискуванням складчастої споруди Добруджі до Східноєвропейської платформи. Внаслідок цього, окрім рифових зон, які облямовують палеозападни, існували палеотектонічні і палеогеоморфологічні передумови формування карбонатних органогенних побудов на локальних ділянках: на схилах і периклиналях локальних піднять і валів, в склепінних частинах та на крилах міжкупольних антиклінальних структур. Вивчення потужностей та літолого-фаціальних особливостей середньо-пізньоюрської карбонатної споруди підтверджує їх присутність. Тому основні перспективи треба пов'язувати не тільки з відкриттям родовищ в пластоподібних інтенсивно доломітизованих кавернозно-вториннопорових резервуарах, а також і з наявністю у розрізі середньо-пізньоюрських відкладів родовищ, що є літологічно екранованими пластовими резервуарами, приуроченими до окремих карбонатних прошарків, що може істотно розширити перспективи верхньоюрського рифогенно-карбонатно-евапоритового комплексу.

Наявність, поряд з різноманітними локальними і зональними потенційними колекторами, зональної покришки у вигляді зарифового комплексу осадових порід (лагунно-евапоритова фація), що представлені потужними відкладами кімеріджу і титону (до 400 м), які складені перешаруванням строкатоколірних аргілітів, гіпсів, ангідритів та кам'яної солі (потужність 60 м), що мають достатні екрануючі властивості, дозволяє припускати тут наявність різноманітних пластових покладів нафти поруч з масивними — самозапечатаними нафтогазовими резервуарами.

Висновки

1. У складі карбонатних фацій юрського віку Переддобрудзького прогину слід очікувати не тільки різноманітні за розмірами, формою, морфологією та фільтраційно-ємкісними властивостями органогенні побудови, з якими пов'язані угруповання переважно дрібних покладів ВВ, але й бар'єрні рифи і карбонатні вали, з якими мають бути пов'язані крупні зони та ареали нафтогазонакопичення.

2. До найбільш перспективних зон (ареалів) нафтогазонакопичення належать: — рифогенно-карбонатне облямування пізньоюрських соленосних депресій; — вторинно-карбонатні пластові тіла високопористих травертинів в передрифовій та зарифовій зонах збільшеної потужності рифів, що тяжіють до ділянок перетину зон максимального прогинання середньо- та верхньоюрського часу.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Атлас «Літосфера України». За ред. П.Ф. Гожики. Київ: Географіка, 2005. 67 с.
2. Бойчук Г.В., Бурова М.И., Дулуб В.Г., Лещух Р.И., Полухтович Б.М., Туркевич Е.В. О верхнеюрских отложениях придунайской части Преддобруджского прогиба. *Геология и геохимия горючих ископаемых*. Киев: Наук. думка, Вип. 77. 1999.
3. Газизова С.А. К сравнительному анализу прогибов, обрамляющих Восточно-Европейскую платформу. Преддобруджский передовой прогин. *Геол. сборник*. Институт геологии Уфимского научного центра РАН. 2009. № 8. С. 88—93.

- Гуревич Б.Л. Деякі риси геологічної будови південної частини Дністровсько-Прутського межиріччя (за даними геофізичних досліджень). *Геол. журн. АН УРСР*. 1958, т. 18, вып. 5.
- Даніч М.М., Романов Л.Ф. О возрасте глин, перекрывающих платформный силур в районе Саратской и Каушанской опорных скважин Днестровско-Прутского междуречья. Изд. АН Молдавской ССР, 1965. № 8.
- Жабіна Н.М. Оксфордські рифогенні відклади у Передкарпатті. Теоретичні та прикладні аспекти сучасної біостратиграфії фанерозою України. Київ, 2003. С. 84—86.
- Жабіна Н.М., Анікеєва О.В. Еволюція поясів верхньоюрського карбонатного шельфу на території Українського Передкарпаття *Доповіді НАН України*, 8, 2003. С. 118—122.
- Жабіна Н.М., Анікеєва О.В. Оновлена стратиграфічна схема верхньої юри-неокому Українського Передкарпаття. *Зб. наук. праць УкрДГРІ*. 2007. № 3. С. 46—56.
- Іванчук П.К. Геологическое строение юго-западного и южного Причерноморья. *Тр. ВНИГРИ*, 1957.
- Круглов С.С. Формационно-геодинамическая корреляция юры и раннего мела юго-западного обрамления евразийской литосферной плиты. *Геодинамика*. 1999. 1(2). С. 70—82.
- Лещух Р.Й., Пермяков В.В., Полухтович Б.М. Юрські відклади півдня України. Львів: Євровіт, 1999. 336 с.
- Мельниченко Т.А., Шафранська Н.В. Тектоніка і структурний план Переддобрудзького прогину. *Геол. и полезн. ископ. Мирового океана*. 2010. № 3. С. 76—84.
- Полухтович Б.М. Юрские отложения западной части Преддобруджского прогиба (стратиграфия и нефтегазоносность). *Изв. АН МССР*. 1963. № 8. С. 30—37.
- Полухтович Б.М., Самарская Е.В., Самарский А.Д. Особенности строения верхнеюрских рифов Юга Украины. Геология рифов и их нефтегазоносность: Тез. докл. Всесоюз. совещ. 16—18 апр. 1985 г., г. Карши УзССР, 1985. С. 134—136.
- Полухтович Б.М., Самарский А.Д., Хныкин В.И. Верхнеюрские рифогенные постройки юго-запада СССР. Геология советских Карпат: Докл. советских геологов на XII конгрессе КБГА. Киев: Наук. думка, 1984. С. 156—163.
- Полухтович Б.М., Шпак П.Ф., Самарский А.Д. и др. Геологическое строение Западного Причерноморья. Киев, 1990.
- Романов Л.Ф. Мезозойские пестроцветы Днестровско-Прутского междуречья. Кишинев: Штиинца, 1976. 208 с.
- Романов Л.Ф., Славин В.И. Тектоническое положение и происхождение юрського Преддобруджинского прогиба. *Вест. Моск.универс.* 1970. № 5.
- Сандулеску М., Шлезингер А.Е. Преддобруджинский прогиб. Тектоника Европы и смежных областей. Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. М. 1978. С. 236—238.
- Слюсарь Б.С. Юрские отложения северо-западного Причерноморья. Кишинев: Штиинца, 1971. 246 с.
- Соллогуб В.Б. К вопросу о тектоническом строении Преддобруджинского прогиба и юго-западной границы Русской платформы по данным геофизических исследований. *Тр. ИГН УССР*, сер. геофиз., 1958, вып. 2.
- Соллогуб В.Б. Тектоника передовых прогибов Альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов Европейской части СССР. Киев. 1960.
- Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України: у двох томах. Т. 1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України. Відп. ред. П.Ф. Гожик. Київ: Логос, 2014. 636 с.
- Сухаревич П.М. Новые данные по стратиграфии юрских отложений юго-восточной части Причерноморской впадины. *ДАН СССР*. 1956. 3.
- Тюреева В.Г., Хмелевская Е.В. Литолого-геохимические и палеогеографические условия образования верхнеюрской эвапоритовой толщи Преддобруджского прогиба: препринт АН УССР Ин-т геологии и геохимии горючих ископаемых. Львов, 1990. 47 с.
- Anikeyeva O., Zhabina N. Ukrainian part of the Upper Jurassic reef belt of Europe and correlation with adjacent regions. *Buletini i Shkencave Gjeologjike 1/2014 Special Iss. Proceedings of XX CBGA Congress, Tirana, Albania*, 24—26 Sept. 2014, 191—194.
- Leinfelder R.R., Schmid D.U., Nose M., Werner W. Jurassic reef patterns — the expression of a changing globe. *Phanerozoic Reef Patterns — SEPM Special Publication*, 2002, 72, 465—520.

Стаття надійшла 12.05.2019

О.Д. Науменко, П.М. Коржнев, В.П. Стрижак, М.О. Дезес

ПРОГНОЗ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СРЕДНЕ- И ВЕРХНЕЮРСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ СУШИ ПО СЕДИМЕНТАЦИОННО-ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМ КРИТЕРИЯМ

Выполненными исследованиями в Передобружском прогибе установлена возможность широкого распространения различных морфогенетических типов ловушек углеводородов, связанных с карбонатно-породными телами. Здесь прогнозируются не только различные по размерам, форме, фильтрационно-емкостным параметрами органогенные постройки, но и барьерные рифы и карбонатные валы, с которыми должны быть связаны крупные зоны и ареалы нефтегазоаккумуляции. Миграция ВВ в резервуары средне- и верхнеюрского возраста могла происходить из глубины сквозь нижнедевонский стратиграфический уровень, верхневизейский и нижнесерпуховский яруса карбона, а также среднеюрские отложения. Что подтверждается составом хлороформного экстракта, а также данными текстурно-битуминологических (макро- и микроскопических) исследований. С юрскими рифогенно-карбонатными комплексами, в пределах фундамента Скифской плиты, связаны значительные перспективы нефтегазоносности. Хорошим примером может служить Амударьинский нефтегазоносный бассейн.

Ключевые слова: *северо-западная часть Черного моря, Скифская плита, Передобружский прогиб, средне- и верхнеюрское время, карбонатные отложения, рифовые фации, коллекторы, миграция углеводородов, нефтегазоаккумуляция.*

Oleksii Naumenko, Peter Korzhnev, Vasily Strizhak, Mariia Deżes

OIL AND GAS PROGNOSIS OF THE OF MIDDLE- AND UPPER JURASSIC CARBONATE STRATA OF THE NORTHWESTERN PART BLACK SEA AND ADJACENT AREA ACCORDING TO THE SEDIMENTARY-PALEOGEOMORPHOLOGICAL CRITERIA

The studies carried out in the revealed the possibility of wide spread of various morphogenetic types of hydrocarbon traps associated with the carbonate rock bodies. Here, not only organogenic structures with different sizes, shapes and filter-volume parameters are expected, but also barrier reefs and carbonate ramparts, with which large zones and areas of oil and gas accumulation can be associated. The migration of hydrocarbons into the reservoirs of Middle- and Upper Jurassic age could occur from the depths through the Lower Devonian stratigraphic level, the Upper Visevian and Lower Serpukhovian stages of Carboniferous deposits, as well as the Middle Jurassic deposits. This is confirmed by a composition of chloroform extract, as also by the data of texture-bituminological (macro- and microscopic) studies. Significant prospects of oil and gas bearing capacity are associated with the Jurassic reef-carbonate complexes within the Scythian Plate basement. An example of such a structure is the Amudarya oil and gas bearing basin.

Keywords: *North-Western part of the Black Sea, Scythian plate, Pre-Dobruja oil and gas bearing region, Scythian plate, Middle and Upper Jurassic, carbonate sediments, reef facies, reservoirs, hydrocarbon migration, oil and gas accumulation.*