

БІОФАЦІАЛЬНА ЦИКЛІЧНІСТЬ ВЕРХНЬОКРЕЙДОВИХ ВІДКЛАДІВ КАРКІНІТСЬКО- ПІВНІЧНОКРИМСЬКОГО ПРОГИНУ

На основі літмологічного аналізу встановлено біофаціальну¹ циклічність верхньокрейдових відкладів Каркінітсько-Північнокримського прогину. Ці результати сумісно з біостратиграфічними даними сприятимуть достовірнішому розчленуванню відкладів.

Всебічне вивчення карбонатних нашарувань має не тільки теоретичне, але й прикладне значення для пошуково-розвідувальних робіт на нафту й газ, оскільки дозволяє аргументованіше підходити до оцінки морфології резервуарів і колекторських властивостей порід, які зумовлюють запаси та інші параметри приурочених до них покладів.

З'ясування обстановок осадоагромадження відіграє при цьому вирішальну роль, оскільки власне на цій стадії літогенезу закладаються передумови, що визначають, чи стане осад нафтоматеринською породою, колектором чи флюїдоупором. Усе це уособлює фундаментальне поняття „сидиментаційна трансляція”: успадкованість породою вихідного матеріалу, певних ознак та особливостей [1].

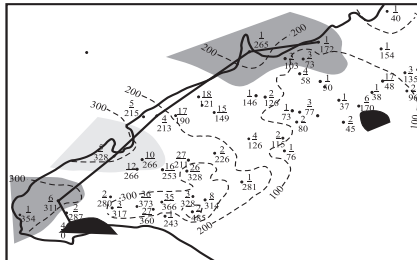
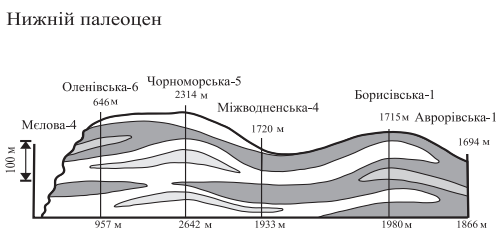
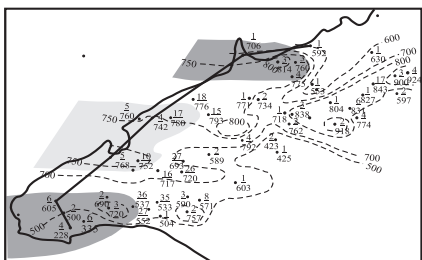
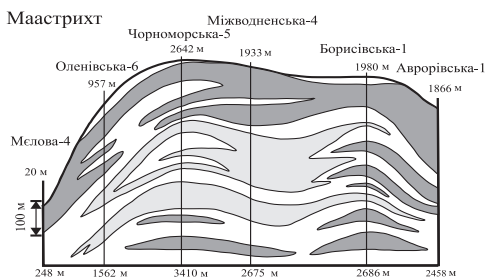
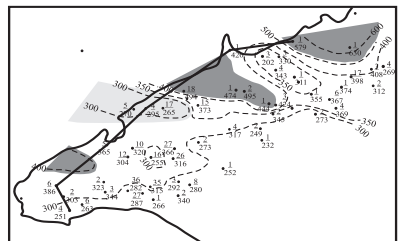
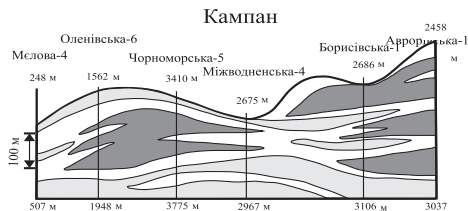
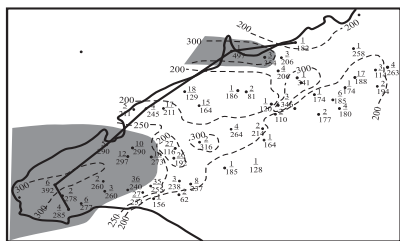
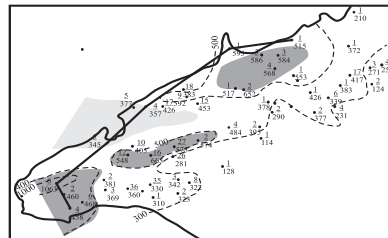
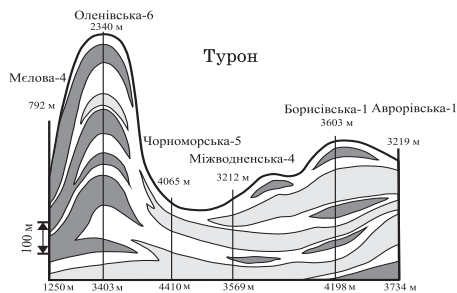
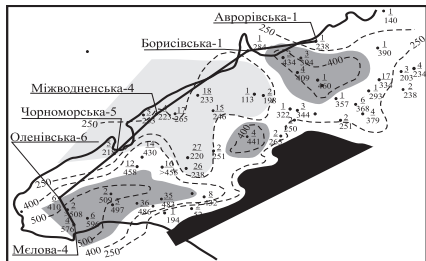
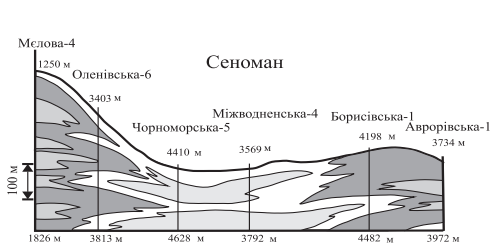
Ділянки лавинної карбонатної сидиментації, за термінологією О. П. Лісци-на [7], – найцікавіші з погляду практики, оскільки тут формуються карбонатні акумулятивні тіла (біогерми, банки, рифи) – потенційні резервуари вуглеводнів.

У регіональному плані локалізація таких утворень (т.з. бар'єрна зона) у межах Чорноморсько-Кримської континентальної окраїни океану Тетіс була спрогнозована нами для окремих віків пізньої крейди [2–5].

Однак для карбонатних нашарувань типовим є формування циклічної будови [11], що обумовлено насамперед змінами рівня Світового океану. Протягом пізньокрейдового часу проявилось 8–9 трансгресивно-регресивних імпульсів [12]. Зокрема найвиразніші падіння рівня океану відбулися наприкінці сеноману, на межі турону–коньяку, наприкінці сантону, за середнього кампану, раннього та пізнього маастрихту. Враховуючи ці флуктуації, а також морфоструктурні особливості Каркінітсько-Північнокримського басейну, було обґрунтовано принципову модель ритмічної будови відкладів верхньої крейди [9] з дискретним розвитком у розрізі біогенних споруд.

Для встановлення детальніших особливостей перешарувань окремих літо-типів, вивчення різнорангової циклічності верхньокрейдових відкладів проведено їх додаткові дослідження у межах східної центрикліналі Каркінітсько-Північнокримського прогину. У процесі вивчення виділялися літміти – тіла надпородного

¹ Термін „біофація” використовується згідно тлумаченню [10].



◀ Біофаціальна (літмологічна) зональність верхньокрейдових відкладів східної центрикліналі Каркінітсько-Північнокримського прогину. 1 – внутрішній шельф, 2 – бар’єрна зона, 3 – передовий схил, 4 – зовнішній шельф, 5 – суходіл, 6 – свердловини та потужність горизонту, 7 – ізопахіти, 8 – лінія перетину

рівня [6], які являють собою асоціації породних тіл (шарів). В основу покладено результати інтерпретації ГДС (радіоактивні методи) з пошаровою літологічною типізацією розрізу.

У подальшому шляхом підрахунку вмісту головних товщеформувальних компонентів (вапняк, аргіліт, мергель) з’ясувалася літмологічна будова товщі. В цілому було типізовано три типи літмітів: (1) вапняковий (вапняків понад 50 %, аргілітів менше 10 %); (2) змішаний (вапняків 25–50 %, аргілітів 10–30 %); (3) мергельно-глинистий (вапняків менше 25 %; аргілітів понад 30 %).

Згідно з результатами петрографічних досліджень (понад 300 шліфів) вапняки, що домінують у літмітах першого типу, представлені значною мірою тріщинуватими різновидами з кавернами та стілолітовими швами (особливо це властиве утворенням турон-сантонського та кампанського горизонтів), відкритими і залікованими карбонатно-глинистим матеріалом. Вміст карбонату кальцію в них становить 80–99 %. Органогенний матеріал (20–85 %) в породі розподілений нерівномірно та представлений черепашками бентосних, рідше планктонних форамініфер, спікулами карбонатних губок, фрагментами моховаток, коралів, водоростей (вміст останніх місцями досягає 80 %), члениками кріноїдей. Кластичний матеріал (1–25 %), який розподілений в породі також нерівномірно, представлений переважно кутастими зернами кварцу та польових шпатів. Доволі часто відмічаються обкатані уламки карбонатних порід розміром до 5,0 см, вміст яких може досягати 35 %, крупнокристалічного кальциту – до 30 %.

Мергелі та аргіліти, що є основними компонентами літмітів другого та третього типів, відрізняються збільшеним вмістом глинистого матеріалу, зменшенням кількості органогенних решток, зростанням кількості планктонних форамініфер, відсутністю кристалічного кальциту.

Згідно з принциповою моделлю карбонатного шельфу [8], зокрема, враховуючи структурно-текстурно-речовинні ознаки різних обстановок седиментації, інтервали розрізу з переважанням літмітів першого типу інтерпретуємо як бар’єрну (банко-рифову) біофацію, другого типу – передового схилу та внутрішнього шельфу, третього – зовнішнього шельфу. Передовосхилові та внутрішньошельфові літміти розрізняємо за комплексом біогенних решток.

У відповідності з цим для окремих віків пізньої крейди у межах досліджуваної ділянки у розрізі та по літералі виділено зазначені біолітофаціальні одиниці (рисунок).

Товщина відкладів *сеноману* становить 140–600 м. Спостерігаються дві ділянки її максимальних значень (райони Мелової та Серебрянської площ), де товщини перевищують 400–500 м. По всьому розрізі тут домінують літміти бар’єрної зони (50–75 % розрізу), товщина їх окремих пачок становить 10–90 м. У зв’язку з цим ці дві ділянки ідентифікуються як біогенні споруди. Між ними товщина відкладів зменшується до 250 м, паралельно у розрізі зростає значення літмітів другого та третього типів (мергельних та мергельно-глинистих). Останні макси-

мального розвитку набувають у Чорноморсько-Бакальській ділянці, що дозволяє інтерпретувати її як зону зовнішнього шельфу, яка облямовується утвореннями передового схилу.

Загальні потужності та особливості літмологічної структури розрізу *турону* фіксують певне зміщення ареалів розвитку бар'єрної зони в напрямі Оленівської площі. На Аврорівсько-Борисівській ділянці відповідні літміти незначної товщини розвинуті дискретно на різних гіпсометричних рівнях. Конфігурація зони зовнішнього шельфу теж дещо змінилася, а її площа – зменшилася.

Відклади *коньяк-сантонського* віку, на відміну від вище описаних, відзначаються незначними варіаціями товщин. А втім продовжують простежуватися Борисівський (350–500 м) та меншою мірою Оленівський (270–300 м) седиментаційні максимуми (рисунок). Літмологічна структура товщі виявляє деякі особливості. Зокрема, у Чорноморсько-Бакальській зоні утворення зовнішнього шельфу відсутні, натомість вони з'являються в Оленівській та Борисівсько-Аврорівській ділянках. Усе це засвідчує наявність певних перебудов седиментаційних обстановок за цього часу, що фіксується і дещо суперечним парагенезом підвищених товщин літмітів першого (карбонатного) та третього (глинистого) типів, що може вказувати на наявність локальних седиментаційних перерв. Літміти першого типу тяжіють переважно до коньяцької частини розрізу.

На перебудову седиментаційних умов протягом турону-сантону вказує і зміна карбонатності по розрізу. Так, цей параметр у туронських відкладах догори по розрізу збільшується від 88 до 99 %, а коньяк-сантонських – зменшується від 99 до 78 % (св. Карлавська-8, Октябрська-1, Мелова-3, Родніковська-1).

За *кампанського* часу проявився максимум пізньокрейдової трансгресії [11], що доволі чітко простежується за особливостями біофаціальної структури розрізу: зменшення долі бар'єрних утворень (28 % розрізу), які тяжіють головним чином до середньої частини товщі, та зростання значення відкладів передового схилу та зовнішнього шельфу (72 %). А втім намічаються осередки бар'єрних утворень: Оленівський, Борисівський, Аврорівський, а також Міжводненська і Серебрянська зони зовнішнього шельфу.

Маастрихтський вік знаменувався зміною тенденцій еволюції рівня Світового океану: за раннього маастрихту завершився трансгресивний цикл другого порядку, а пізнього – мала місце крупна регресія [11].

Трансгресивно-регресивний характер товщі доволі чітко фіксується за особливостями поширення літмітів: догори по розрізу виразно зростає значення істотно карбонатних літмітів, товщина яких перевищує 200 м (св. Аврорівська-1) (рисунок).

У цілому по латералі локалізуються Мелова та Борисівсько-Аврорівська органогенні споруди (верхній маастрихт). У районі Чорноморської та Міжводненської площ розвинуті утворення зовнішнього шельфу.

За *ранньопалеоценового* часу продовжували домінувати регресивні тенденції [11], що доволі чітко фіксується особливостями літмологічної будови розрізу – переважанням плитководних утворень. Пунктирний розвиток мергельно-глинистих літмітів вказує на існування у районі Чорноморської та Міжводненської площ депресійних обстановок. Останні у південному та північному напрямках заміщуються біофаціями передового схилу та бар'єрної зони (Оленівська та Борисівсько-Аврорівська споруди).

Обговорення результатів. Висновки

Виявлена біофаціальна (літмологічна) циклічність верхньокрейдових відкладів характеризується певними просторово-віковими особливостями, що пов'язано як з впливом евстатичних змін рівня Світового океану, так і конседиментаційними структурно-тектонічними деформаціями.

Так, на початку пізньої крейди вирішальну роль відігравав останній фактор: за сеноману бар'єрна біофація розвинена по цілому розрізі позитивних морфоструктурних одиниць (Мелова, Аврорівсько-Борисівська зони).

За туронського часу попередня тенденція збереглася у межах південного борту прогину, натомість на північному, вірогідно внаслідок ослаблення тектонічних порухів, домінували глибоководніші утворення з фрагментарним розвитком біогенних споруд.

За післятуронського періоду обстановки осадоагромадження визначалися впливом флуктуацій рівня океану. Щоправда, за коньяк-сантонського часу ще певне значення мали морфоструктурні особливості ложа басейну, що проявилось у вельми незакономірному поширенні основних типів літмітів у розрізі. Втім ранньоконьяцький епізод падіння рівня океану фіксується розвитком бар'єрних біофацій знову в межах додатніх структур (Мелова-Оленівська,)

Середньокампанське падіння рівня океану проявилось у формуванні досить потужних біогенних споруд у середній частині розрізу (Оленівська та Чорноморська площі). Ширший розвиток бар'єрних біофацій на північному борті прогину вочевидь вказує на зростання ролі тектонічного фактору. Останній у районі Аврорівської та Борисівської площ продовжував впливати на седиментогенез і протягом маастрихту (наскрізний розвиток істотно карбонатних літмітів).

Регресія наприкінці крейди-початку палеоцену спричинила регіональне поширення бар'єрних (банко-рифових) біофацій за пізнього маастрихту та данію.

Перешарування виявлених біофацій формує певну ритмічність розрізу. У зв'язку з квазісинхронністю границь трансгресивно-регресивних циклів у різних частинах седиментаційних басейнів, отримані результати представляють собою підґрунтя для літостратиграфічного аналізу. Поєднання останнього з біостратиграфічними даними сприятиме більшій достовірності вікового розчленування відкладів верхньої крейди.

1. *Дмитриевский А. Н.* Системный литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов. – М.: Недра. – 1988. – 230 с.
2. *Гнідець В. П., Григорчук К. Г., Найдьонов В. М., Бондарчук Г. К.* Фаціальна модель пізньокрейдового карбонатного шельфу Чорноморської частини Мезо-Тетису. Кампанський вік // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1992. – Вип. 81. – № 4. – С. 26 – 33.
3. *Гнідець В. П., Григорчук К. Г., Найдьонов В. М., Бондарчук Г. К.* Фаціальна модель пізньокрейдового карбонатного шельфу Чорноморської частини Чорноморської частини Мезо-Тетису. Маастрихтський вік // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1993. – Вип. 82. – № 1. – С.12 – 18.
4. *Гнідець В. П., Григорчук К. Г., Найдьонов В. М., Бондарчук Г. К.* Фаціальна модель пізньокрейдового карбонатного шельфу Чорноморської частини Мезо-Тетису. Сеноманський вік // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1993 – Вип. 85. – № 4. – С.12 – 30.
5. *Гнідець В. П., Григорчук К. Г., Найдьонов В. М., Бондарчук Г.К.* Фаціальна модель пізньокрейдового карбонатного шельфу Чорноморської частини Мезо-Тетису. Турон –

- сантонський віки // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1994. – Вип. 86–87. – №4. – С. 37 – 45.
6. Карогодін Ю. Н. Седиментационная цикличность. – М.: Недра. – 1980. – 242 с.
 7. Лисицын А. П. Лавинная седиментация // Лавинная седиментация в океане. – Изд-во Ростовского ун-та. - 1982. – С. 3–59.
 8. Р.Ч. Селли. Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра. – 1989. – 293 с.
 9. Сеньковський Ю., Григорчук К., Гнідець В, Колтун Ю., Попп І., Щерба О., Радковець Н. Карпато-Чорноморський сегмент океану Тетис. Процеси седиментогенезу в періоди „океанічних безкисневих подій” // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2006. – №3–4. – С. 76–96.
 10. Толковый словарь английских геологических терминов. – М.: Мир. – 1977.- Т.1. – 586 с.
 11. Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность: Пер. с англ. М.: Мир. 1983. – 238 с.
 12. Moore C. H. Carbonate diagenesis and porosity. Amsterdam – Oxford – New York – Tokyo: Elsevier. – 1989. - 338 p.
 13. Schlanger S. O. High frequency sea level fluctuations in Cretaceous time: an emerging geophysical problem // Mesozoic and Cenozoic oceans. - Washington (D.C.): Boulder (Colo). – 1986. – P. 61–74.

На основі литмологічного аналізу виявлена біофациальна цикличність верхнемелових відкладень Каркінітсько-Северокримського прогиба. Ці результати разом з біостратиграфічними даними можуть сприяти більшій достовірності розчленення відкладень.

On the basis of lithmological analysis biofacial cyclicity in Upper Cretaceous deposits in Karkinit – Northern Crimean depression was revealed. These results in connection with biostratigraphic data promote reliability of the Upper Cretaceous deposits dismembering.