

551.763(477)

Г36

ГЕОЛОГІЯ ВЕРХНЬОЇ КРЕЙДИ ПРИ ЧОРНОМОРСЬКО-КРИМСЬКОЇ НАФТОГАЗОНОСНОЇ ОБЛАСТІ УКРАЇНИ

(геологічна палеоокеанографія, літогенез,
породи-колектори і резервуари вуглеводнів,
перспективи нафтогазоносності)



НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
Інститут геології і геохімії горючих копалин
Івано-Франківський національний технічний
університет нафти і газу

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНЫ
Институт геологии и геохимии горючих ископаемых
Ивано-Франковский национальный технический
университет нефти и газа

**ГЕОЛОГИЯ ВЕРХНЕГО МЕЛА
ПРИЧЕРНОМОРСКО-КРЫМСКОЙ
НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ УКРАИНЫ**
(геологическая палеоокеанография, литогенез,
породы-коллектора и резервуары углеводородов,
перспективы нефтегазоносности)

В. П. Гнидец, К. Г. Григорчук, И. М. Куровец,
С. С. Куровец, А. А. Приходько, И. И. Грицик,
Л. В. Баландюк

*К 95-летию
Национальной академии наук Украины*

Львов – 2013

NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF UKRAINE
Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
Ivano-Frankivsk National Technical University of Oil and Gas

**UPPER CRETACEOUS GEOLOGY OF THE
BLACK SEA-CRIMEAN PETROLEUM-BEARING
REGION UKRAINE**

(geological paleoceanography, lithogenesis,
reservoir rocks, reservoirs, oil and gas prospectives)

V. P. Gnidec, K. G. Grigorchuk, I. M. Kurovets,
S.S. Kurovets, O. A. Prykhodko, I. I. Grytsyk,
L. V. Balandyuk

*To 95-th anniversary
of the National Academy of Sciences of Ukraine*

Lviv – 2013

УДК 551.763.3:553.98(477.7)

ББК 26.343(4Укр-6Кри)

Г 36

+ P

Автори:

В. П. Гнідець, К. Г. Григорчук, І. М. Куровець, С. С. Куровець, О. А. Приходько,
І. І. Грицик, Л. В. Баландюк

Монографія "Геологія верхньої крейди Причорноморсько-Кримської нафтогазоносною області України (геологічна палеоокеанографія, літогенез, породи-колектори і резервуари вуглеводнів, перспективи нафтогазоносності)" присвячена уточненню геологічної будови та обґрунтуванню перспектив нафтогазоносності верхньокрейдових відкладів Причорноморсько-Кримської нафтогазоносною області і визначенню основних напрямків геологорозвідувальних робіт на нафту та газ. У роботі проаналізовані і узагальнені як більш ранні, так і новітні геолого-геофізичні матеріали по Північно-Західному шельфу Чорного моря та території прилеглої суходолу Рівнинного Криму, Північного та Західного Причорномор'я. Основну увагу приділено седименто-літогенетичним аспектам проблеми, з'ясуванням палеоокеанографічних умов нагромадження відкладів, встановленню особливостей просторово-вікової мінливості літологічної структури товщ, петрофізичних властивостей порід та їх післяседиментаційних трансформацій, термобаричному режиму регіону, формуванню та еволюції колекторських властивостей, утворенню природних пасток вуглеводнів та визначенню основних напрямків геологорозвідувальних робіт на верхньокрейдовий карбонатний комплекс Причорноморсько-Кримської нафтогазоносною області.

Монографія призначена для наукових працівників, геологів-нафтовиків виробничих організацій, викладачів і студентів старших курсів вузів геологічного профілю.

The monograph Upper Cretaceous geology of the Black Sea-Crimean petroleum-bearing region (geological paleoceanography, lithogenesis, reservoir rocks, reservoirs, oil and gas) is dedicated to the specification of the geological structure and substantiation of the oil and gas prospective of the Upper Cretaceous deposits of the Black Sea-Crimean oil and gas region and determination of the main directions of geological-prospecting works for oil and gas. Both historical and new geological-geophysical data on North-Western shelf of the Black Sea at the territory of the adjacent dryland of the Flat Crimea, Northern and Western Pre-Black Sea region have been analyzed and generalized. The main attention has been paid to the sedimentological-lithological aspects of the problem, elucidation of the paleoceanographic environments of sediments' deposition, establishment of the peculiarities of the spatial-temporal variability of the lithological structure and petrophysical properties of the sequence, thermobaric regime, postsedimentary transformations of rocks, forming and evolution of their reservoir properties, formation of natural traps for hydrocarbons and determination of the main directions of geological-prospecting works on Upper Cretaceous carbonate complex of the Black Sea-Crimean oil and gas region.

The monograph is intended for scientists, petroleum geologists of the industrial institutions, university teachers and students of the higher courses of geological profile.

Відповідальний редактор: чл.-кор. НАН України, професор *Ю. М. Сеньковський*

Рецензенти: д-р геол.-мінерал. наук *Б. Й. Маєвський*, д-р геол. наук *В. В. Гладун*,
д-р геол. наук *Я. Г. Лазарук*

*Затверджено до друку Вченою радою Інституту геології і геохімії горючих копалин
НАН України та Вченою радою Івано-Франківського національного технічного
університету нафти і газу*

ISBN 978-966-02-6995-8

© В. П. Гнідець, К. Г. Григорчук, І. М. Куровець,
С. С. Куровець, О. А. Приходько, І. І. Грицик,
Л. В. Баландюк

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА	6
РОЗДІЛ I. Основні риси геологічної будови	9
РОЗДІЛ II. Методика седименто-літогенетичних досліджень карбонатних відкладів	16
РОЗДІЛ III. До проблеми розвитку пізньокрейдових карбонатних органогенних споруд у Каркінітсько-Північнокримському прогині	20
3.1. Літолого-петрографічні та геофізичні ознаки наявності органогенних споруд у верхній крейді.....	20
3.2. Палеобіогеографічна зональність. Динаміка евстатичних змін рівня океану.....	26
3.3. Особливості розвитку органогенних споруд в періоди безкисневого седиментогенезу.....	30
РОЗДІЛ IV. Літолого-літологічні особливості відкладів верхньої крейди	33
4.1. Сеномап.....	33
4.2. Туроп-копьяк-сантон.....	45
4.3. Кампан.....	57
4.4. Маастрихт.....	66
РОЗДІЛ V. Седиментолого-палеоокеанографічні моделі пізньої крейди	77
5.1. Сеномап.....	78
5.2. Туроп-копьяк-сантон.....	81
5.3. Кампан.....	84
5.4. Маастрихт.....	87
РОЗДІЛ VI. Історія пізньокрейдового осадонагромадження. Причорноморсько-Кримська континентальна окраїна Тетісу	90
РОЗДІЛ VII. Петрофізична характеристика верхньокрейдових відкладів	95
РОЗДІЛ VIII. Особливості катагенетичних перетворень верхньокрейдових порід	118
РОЗДІЛ IX. Геолого-палеоокеанографічні, літогенетичні та термобаричні умови формування перспективних нафтогазоносних об'єктів	140
ВИСНОВКИ	150
ЛІТЕРАТУРА (ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ)	154

ПЕРЕДМОВА

Одним з основних чинників обґрунтованого прогнозу нафтогазоносності є з'ясування особливостей формування і розвитку в осадовій товщі порід-колекторів вуглеводнів (ВВ). Серед сучасних напрямів геолого-розвідувальних робіт на нафту і газ в Україні, зокрема у Причорноморсько-Кримській нафтогазоносній області (НГО), важливого значення набула проблема освоєння вуглеводневих ресурсів карбонатних формацій.

Верхньокрейдові карбонатні відклади цього регіону, поряд із нижньокрейдовими та палеогеновими утвореннями, являють собою вельми перспективний у нафтогазопошуковому відношенні об'єкт. Це підтверджується відкриттям промислових покладів нафти і газу на площах Серебрянській (Рівнинний Крим) та Шмідта (північно-західний шельф Чорного моря), припливами нафти і газу, що отримані на Октябрській, Карлавській, Бакальській, Серебрянській, Первомайській, Фланговій та інших площах.

Втім, ефективність нафтогазопошукових робіт залишається доволі низькою. Головною причиною цього є недостатня вивченість карбонатного розрізу, складність будови резервуарів, які характеризуються надзвичайною макро- та мікронеоднорідністю літологічного складу, що зумовлене поліфазіальною природою карбонатних товщ та широким розвитком післяседиментаційних процесів. Значний діапазон варіацій колекторських властивостей порід, складна структура порового простору істотно ускладнюють якісне розкриття і випробування нафтогазоносних горизонтів, надійну ідентифікацію продуктивних інтервалів.

Вирішення зазначених питань лежить насамперед у площині геолого-палеоокеанографічних досліджень, результати яких є седиментологічне підґрунтя формування нафтогазоносних комплексів. Поряд з реконструкціями обстановок осадонагромадження важливе значення має вивчення катагенетичних змін порід. Ці зміни зумовлюють істотний, а часом і визначальний, вплив на формування та трансформацію колекторських властивостей карбонатних порід, що, у свою чергу, зумовлює можливості знаходження у породах нафти і газу, їх запаси, методи вилучення, коефіцієнти нафто- і газовіддачі.

Автори даної монографії узагальнили результати багаторічних досліджень, які охоплюють питання різнорангових геолого-палеоокеанографічних реконструкцій пізньокрейдового осадонагромадження в межах Чорноморсько-Кримської континентальної околиці океану Tetic, катагенетичних перетворень карбонатних порід, вивчення їх емісіо-фільтраційних властивостей, визначення літогенетичних передумов формування нафтогазоперспективних об'єктів.

У першому розділі стисло розглянуті основні риси геологічної будови регіону. У другому розділі схарактеризовані методичні підходи, що були застосовані при дослідженні карбонатних відкладів Каркінітсько-Північнокримського прогину. У третьому розділі висвітлені питання, що стосуються глобальних геолого-палеоокеанографічних ситуацій пізньокрейдового осадонагромадження, літолого-петрографічних та геофізичних ознак розвитку органогенних карбонатних споруд у регіоні, характеристики моделі карбонатонагромадження у періоди прояву океанських безкисневих подій. У наступних розділах (IV, V, VI), які становлять більшу частину книги, у стратиграфічній послідовності розглянуті літолого-петрографічні особливості відкладів, палеоокеанографічні реконструкції обстановок давнього карбонатуотворення, історія крейдової седиментації. У сьомому розділі розглянуті сучасні петрофізичні властивості карбонатних порід верхньої крейди регіону із застосуванням математичних методів обробки та аналізу геолого-геофізичної інформації, статистичного моделювання формування смісно-фільтраційних властивостей із використанням всіх наявних геологічних, петрофізичних, геофізичних матеріалів. У восьмому розділі схарактеризована зональна модель післяседиментаційних перетворень карбонатних порід, яка ґрунтується на оригінальній флюїдодинамічній концепції катагенезу. У підсумковому дев'ятому розділі розглянуті седименто-літогенетичні та термобаричні умови формування перспективних у нафтогазоносному відношенні об'єктів відкладів верхньої крейди регіону.

Викладені в роботі результати наукових досліджень авторів у різні часи використовувалися в комплексних національних програмах НАН України та Національної акціонерної компанії "Нафтогаз України", частково опубліковані у друкованих виданнях, доповідях на численних міжнародних нарадах.

Автори монографії – вчені Інституту геології і геохімії горючих копалин (ІГГК) Національної академії наук України – доктор геологічних наук Костянтин Григорович Григорчук, кандидати геолого-мінералогічних наук Володимир Петрович Гнідець, Ігор Михайлович Куровець, Олександр Андрійович Приходько, Ігор Іванович Грицик та провідний інженер Ліна Василівна Баландюк, кандидат геологічних наук Сергій Сергійович Куровець Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу (ІФНТУНГ) Міністерства освіти і науки України.

Будь яка монографічна праця, відповідно до своєї природи, ґрунтується на результатах, отриманих безпосередньо авторами, але використовує й матеріали інших дослідників, які займалися раніше чи працюють тепер над вивченням певних проблем. Питанням літології та нафтогазоносності верхньокрейдових відкладів Причорноморсько-Кримської НГО присвятили свої праці М. Я. Апостола, О. Т. Богасць, В. Г. Бондаренко, М. Є. Герасимов, В. В. Глушко, В. В. Гладун, Б. І. Денега, Г. Н. Доленко, С. М. Захарчук, В. В. Колодій, А. Ф. Коморний, А. Я. Краснощок, Я. Г. Лазарук, С. С. Луцьків, О. Т. Москальський, М. В. Муратов, М. І. Павлюк, Р. Й. Палінський, О. І. Парияк.

Л. Г. Плахотний, Б. М. Полухтович, І. В. Попадюк, М. Р. Пустильніков, С. П. Пустовойт, О. Д. Самарський, А. І. Самсонов, В. Й. Самсонов, В. Б. Соллогуб, С. М. Стовба, О. С. Ступка, А. В. Чекунов, А. А. Шиманський, П. Ф. Шпак, А. Л. Шипілов та інші дослідники.

Автори монографії щиро вдячні керівникові відділу седиментології провінцій горючих копалин ІГГГК НАН України, професору, член-кореспонденту НАН України Ю. М. Сеньковському за наукову підтримку, головному геологу ДП "Південькогеоцентр" І. М. Османову (м. Сімферополь) – за надання необхідних геологічних матеріалів. Висловлюється вдячність також рецензентам за конструктивні зауваження, які були враховані під час підготовки роботи до друку, а також співробітникам відділів седиментології та проблем нафтової геофізики – за співпрацю (приготування взірців порід та виконання лабораторних досліджень, набір та редагування текстів, виконання графічних робіт).

РОЗДІЛ І. ОСНОВНІ РИСИ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ

Верхньокрейдовий платформовий комплекс карбонатних та глинисто-карбонатних порід Причорноморсько-Кримської нафтогазоносною області формує окремий структурний поверх осадового чохла, основними структурними елементами якого є Причорноморський (Каркінітсько-Північнокримський) мегапрогин, Нижньопрутсько-(Придунайсько)-Кримське мегапідняття і Чорноморська мегазападина (Тектонічна..., 2006; Рис. 1.1).

Мегапрогин охоплює південну частину Північного Причорномор'я, північну смугу Рівнинного Криму, суміжний північно-західний шельф Чорного і незначну північно-західну ділянку Азовського морів. До нього приурочені також на захід від Одеського розлому – Переддобрудзький і на схід від Чингульської сідловини – Північноазовський прогини. На південь від них розташовані крупні підняття (Північна Добруджа, Кримське склепіння, Азовський вал) Нижньопрутсько-(Придунайсько)-Кримського мегапідняття. З півночі прогини обмежені схилом Українського кристалічного масиву (чита).

Каркінітсько-Північнокримський прогин Причорноморського мегапрогину, основний структурний елемент району досліджень, охоплює південну частину Північного Причорномор'я, північ Рівнинного Криму, північно-західний шельф Чорного моря. Останній на пізньокрейдовий час представляв собою вузьку видовжену широтного простягання асиметричну в розрізі з похилим північним та крутим південним бортами структуру, в межах якої виділяються дві депресійні зони другого порядку. Консидиментаційні підняття тут фактично не спостерігаються, виділяються лише форми типу структурних носіїв, пережимів, перемичок тощо. Прогин виповнений платформовими утвореннями різних стратиграфічних діапазонів, які залягають на різновіковому фундаменті. Максимальна потужність осадового чохла (до 8–9 км) простежується західніше Тарханкутського півострова у відомій Михайлівській депресії. Потужність верхньокрейдових відкладів в осовій частині прогину досягає 2000 м і більше зменшуючись на бортах до 500–600 м.

Нижньопрутсько-(Придунайсько)-Кримське мегапідняття, структура першого порядку, локалізована в південних районах регіону. Це структура широтного простягання, асиметрична в розрізі, з крутим північним та пологим південним схилами. Потужність осадового чохла, від периферії до центру, коливається в межах від 1500 до початкових метрів, при потужності верхньокрейдових відкладів до 500 м (Тектонічна..., 2006; див. рис. 1.1).

У складі мегапідняття виділяється низка структурних елементів вищого порядку. На заході виокремлюється Придунайське підняття, на південь від якого знаходиться підняття Губкіна; східна частина останнього занурюється і переходить в Іллічівське підняття, яке, у свою чергу, далі на схід межує з Центральнокримським підняттям. Замикають на сході мегапідняття структурні елементи Гірськокримської споруди. Потужність осадового чохла підняття Губкіна досягає, зростаючи в південному

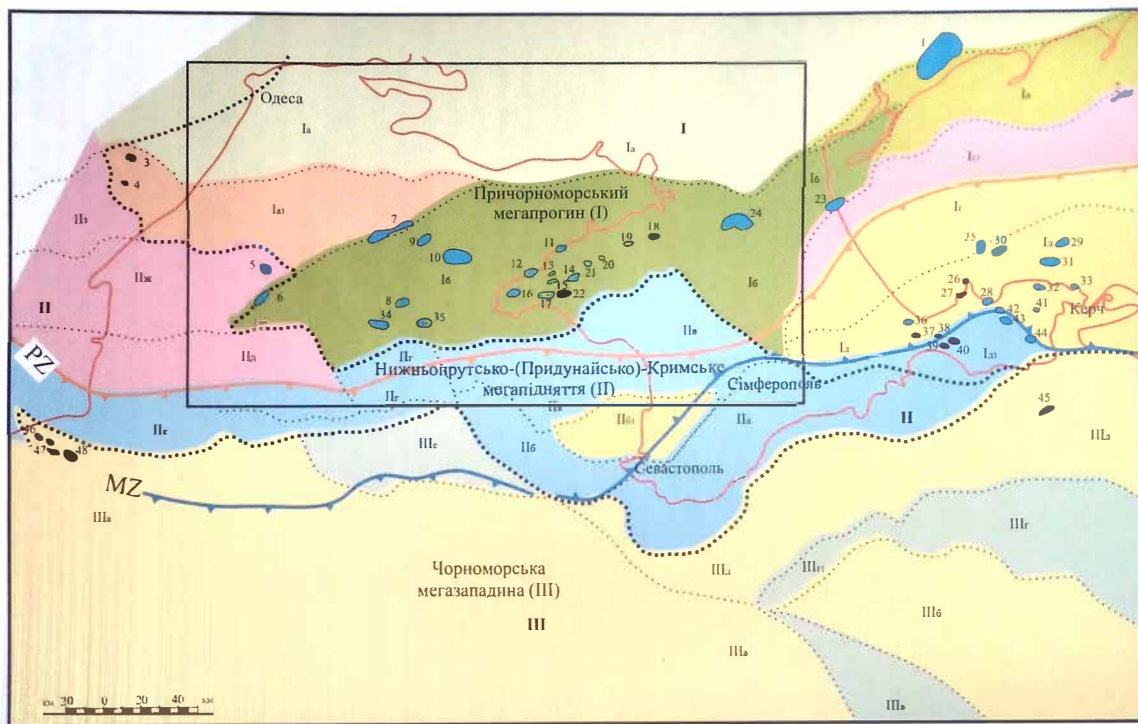


Рис. 1.1. Тектонічна карта крейдового структурного поверху платформового чохла Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної області (Тектонічна..., 2006).

PZ – Пізньопалеозойська сутура (Дунайсько-Терська), MZ – Мезозойські сутури (Печеняга-Камена і Кримсько-Кавказька). I – Причорноморський мегапрогин: Ia – Південноукраїнська монокліналь; Ib – Північнокримський рифтогенний прогин; Ic – Північноазовський прогин; Id – Середньоазовське підняття; Ie – Азовський вал; If – Індоло-Кубанський рифтогенний прогин; Ig – Приморська монокліналь. II – Нижньопрутсько-(Придунайсько)-Кримське мегалідняття: IIa – Гірськокримська складчасто-насувна споруда (за В. В. Юдиним); IIb – Качинський блок ранньомезозойської пасивної окраїни Лавразії з накладеним Альмінським прогином; IIc – Альмінський прогин; IIe – Центральнокримське підняття; If – Ільїчівське підняття; Ig – Підняття Губкіна; Ih – Крайова ступінь (північна бортова зона Західночорноморського рифтогенного прогину); Ij – Придунайське підняття; Ik – Болград-Лиманський блок. III – Чорноморська мегазападина: IIIa – Західночорноморський рифтогенний прогин; IIIb – Східночорноморський рифтогенний прогин; IIIc – Центральнокримське залишкове рифтогенне підняття; IIId – залишкове рифтогенне підняття Шатського; IIIf – підняття Тетяєва; IIIg – Прикримсько-Кавказька зона складок; IIIf – Передмізійський верхньокримсько-нижньокрейдівий крайовий прогин. У квадраті – район досліджень.

Перелік родовищ: 1 – Приазовське, 2 – Морське, 3 – Східносаратське, 4 – Жовтоярське, 5 – Безіменне, 6 – Одеське, 7 – Голіцинське, 8 – Архангельське, 9 – Південноголіцинське, 10 – Шмідтівське, 11 – Ярилгацьке, 12 – Чорноморське, 13 – Карлавіське, 14 – Глібівське, 15 – Краснопольське, 16 – Оленівське, 17 – Західнооктябрське, 18 – Тетянівське, 19 – Серебрянське, 20 – Задорненське, 21 – Кіровське, 22 – Октябрське, 23 – Стрілкове, 24 – Джанкойське, 25 – Північноказантипське, 26 – Актаське, 27 – Семенівське, 28 – Поворотне, 29 – Північнокерченське, 30 – Східноказантипське, 31 – Північнобулганакське, 32 – Войківське, 33 – Борзовське, 34 – Штормове, 35 – Кримське, 36 – Південносиваське, 37 – Владиславівське, 38 – Балочне, 39 – Мошкарівське, 40 – Куйбишевське, 41 – Придорожнє, 42 – Олексіївське, 43 – Фонтанівське, 44 – Приозерне, 45 – Субботіна, 46 – Сінос, 47 – Західна Лебада, 48 – Східна Лебада.

напрямку через Крайову ступінь до північного борту Західночорноморського рифтогенного прогину, від 1 до 4 км.

У центральній частині мегапідняття локалізований Альмінський прогин, що являє собою неглибоку депресію, яка розмежовує зону підняття і Гірськокримську складчасто-пасувну споруду та накладена на Качинський блок ранньомезозойської пасивної околиці Лавразії. Прогин має ізометричну у плані й асиметричну в розрізі, з крутими південними та похилими північними бортами, форму. Виповнений Альмінський прогин, в основному, крейдовими, палеогеновими та неогеновими відкладами сумарною потужністю до 2000 м.

Нижньопрутсько-(Придунайсько)-Кримське мегапідняття в південному напрямку межує з Чорноморською мегазападиною. Її структуру ускладнюють два великі рифтогенні прогини – Західно- та Східночорноморський, що розмежовані валом Андрусова. Осадний чохол у межах прогинів виповнений крейдово-четвертинними утвореннями, сумарна потужність яких перевищує 15 км.

Стратиграфічний нарис.

Найдавніші породи, вивчені в межах описуваної території, умовно відносяться до *пізнього протерозою – раннього палеозою* (байкальський структурний комплекс (Прогноз..., 1981; Геологія..., 1986; Геологія..., 1985 та ін.). Вони розкриті у південних (Усть-Салгірська, Нижньогірська, Євпаторійська та інші площі) та центральних (Голицинська, Борисівська площі) частинах регіону і представлені зеленими метаморфічними сланцями, пісковиками та алевролітами. Сланці, досліджені в розрізах Усть-Салгірської та Нижньогірської площ – епідот-карбонатно-хлоритового та епідот-актинолітового, альбіт-хлоритового, кварц-хлоритового та хлорит-кварцово-карбонатного, талько-хлорит-кварцового та іншого складу. У різній ступені метаморфизовані поліміктові пісковики та алевроліти характерні для розрізів, розкритих на Голицинській та Борисівській площах.

Кам'яновугільно-тріасові утворення (герцинський структурний комплекс), характеризуються більш значним просторовим поширенням. Вони пройдені рядом пошукових свердловин у межах Новоселівського та Сімферопольського підняття, а також у східній центрикліналі Каркінітсько-Північнокримського прогину. Їх розріз представлений широким за генезисом спектром порід, які відносяться до аспідної, флішової, глинисто-карбонатної, карбонатної та моласової формацій.

Умовно до *нижньотріасових утворень* відноситься розкрита в районі м. Євпаторія карбонатна товща, яку склали строкаті доломіти, доломітизовані й оолітові вапняки. Ймовірно, до цього ж вікового інтервалу відносяться й моласоподібні утворення, розкриті біля міст Скадовськ та Генічеськ. Представлені вони перешаруванням зеленкувато-сірих, інколи строкатих пісковиків, конгломератів, гравелітів, алевролітів та глинистих сланців, сумарна потужність яких досягає 600 м.

Крім осадових утворень, серед порід герцинського структурного комплексу значний розвиток мають інтрузивні породи кислого складу, вивчені у розрізах Мелової, Міжводненської, Балашівської та інших площ. Представлені вони, як правило, гранодіоритами зеленкувато-сірого кольору, відзначено також граніти і мігматити.

Тріас-юрські утворення кімерійського структурного комплексу найбільш просторово поширені. Поля їхнього розвитку зафіксовані в центральних та південних районах Рівнинного Криму, у Присивашші та суміжних ділянках акваторії Чорного моря. Представлені вони глинистими мергелями і карбонатними аргілітами, алевролітами і пісковиками. В підпорядкованих кількостях у розрізі простежуються прошарки

вуглих та кременисто-вуглих сланців. Значне поширення мають ефузивні породи, серед яких переважають андезити й андезитові порфірити. Потужність тріас-юрської товщі за деякими даними (Геологія..., 1969; О переходе..., 1970; Славин..., 1986) коливається від 1000–2000 м у східній частині Рівнинного Криму до 3000–4000 м – у західній.

На протерозой-мезозойських (тріас-юрських) утвореннях з різкою кутовою неузгодженістю залягає потужна товща (понад 2500 м) теригенних, вулканогенних, пірокластичних, осадово-вулканогенних та карбонатних порід *нижньої крейди* (Геологія..., 2010).

Відклади *верхньої крейди* в межах Чорноморсько-Кримського регіону представлені доволі одноманітною в літологічному відношенні товщею вапняків (переважно пелітоморфних, глинистих, рідше – органогенно-детритових та детритових) і мергелів із прошарками пісковиків, алеволітів та спонголітів. У розрізах виділені утворення сеноманського, туронського, коньякського, сантонського, кампанського, маастрихтського та ранньопалеоценового віків загальною потужністю понад 3000 м (Стратиграфія..., 2006; Кореляція..., 1987; Фациальные..., 1981).

Відклади *сеноманського ярусу* характеризуються регіональним просторовим поширенням, при максимальній потужності до 500 м. Їх відсутність спостерігається лише у склепінних зонах практично всіх конседиментаційних піднять – Кілісько-Зміїного, Каркінітсько-Центральнокримського та Балашівського. Границя з вищезалеглими туронськими нашаруваннями проводиться за чіткою зміною видового складу форамініфер і за глинистим, глинисто-карбонатним репером, який засвідчує існування стратиграфічної неузгодженості між цими ярусами.

Утворення *турон-коньяк-сантону* в межах регіону мають ширший просторовий розвиток, ніж сеноманські, а їхня сумарна потужність досягає 800 та більше метрів. При цьому відклади туронського і коньякського ярусів за мікрофауністичними та літологічними ознаками практично не розчленовуються, хоча границя останніх із сантонськими утвореннями місцями доволі чітка: втім, ці нашарування, зазвичай, розглядають сумісно.

Відклади *кампанського ярусу* з локальною неузгодженістю перекривають сантонські. Їх потужність у межах регіону коливається від початкових сотень метрів до 400 м. Границі з сусідніми ярусами проводяться за зміною комплексу форамініфер, видовий спектр яких є найширшим.

Утворення *маастрихтського ярусу* мають дещо меншу площу поширення, ніж кампанські, зокрема у Західному та Північному Причорномор'ї, Гірському Криму, а також у склепінних зонах конседиментаційних піднять – Новоселівському, Середньозовському та інших. Максимальні потужності (900–1000 м) відкладів ярусу простежені в центральних районах Рівнинного Криму.

Відклади *дат-ранньопалеоценового ярусу*, які завершують верхньокрейдений розріз, характеризуються найменшим просторовим поширенням, а їх потужність коливається від початкових метрів до 300 м. Залягають вони з стратиграфічною неузгодженістю на маастрихтських породах, часто з формуванням базального реперного горизонту, а перекриваються неузгоджено теригенними різновидами палеогену.

Кайнозойські утворення представлені вапняками палеоцену, глинами та мергелями еоцену, переважно глинистими породами олігоцену-нижньоміоцену (майкопська серія).

Природні резервуари і покритишки

Карбонатні та глинисто-карбонатні утворення верхньої крейди Причорноморсько-Кримської нафтогазоносною області в цілому характеризуються низькою ємністю та проникністю. За деякими даними (Прогноз..., 1981; Фаціальні..., 1981; Геологія..., 1986), їх щільність коливається від 2,0 до 2,67 г/см³, а пористість – від 0,3 до 20 % при домінантних значеннях 2–8 %. Фільтраційні властивості забезпечуються розвитком відкритих тріщин та сутуро-стилолітових швів.

Породи-колектори у сеноман-маастрихтських відкладах характеризуються локальним просторовим поширенням. Представлені вони головню органогенними та органогенно-детритовими, інколи пелітоморфними вапняками, домінантний розвиток яких простежено на південних та північних схилах Каркінітсько-Північно-кримського прогину. Породи відрізняються інтенсивною тріщинуватістю та широким розвитком сутуро-стилолітових швів. Останні відкриті, або ж заліковані глинистою, глинисто-бітумінозною, вуглисто-глинистою речовиною, інколи великокристалічним кальцитом. Тріщини різноспрямовані, найчастіше субгоризонтальні, тонкі прямолінійні або ледь звивисті, переривчасті. Зумовлена тріщинами пористість незначна (1–2 %), але проникність часто досягає $650 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ (Прогноз..., 1981).

Як породи-покритишки у верхньокрейдовому розрізі регіону розглядаються пачки і горизонти мергелів, вапнистих глин та аргілітів. Останні простежуються в різних частинах розрізу товщі, і мають локальне просторове поширення. Їх якість, як правило, невисока, а потужність часто не перевищує 10–50 м.

Нафтогазоносність верхньокрейдового комплексу

З карбонатними утвореннями верхньої крейди досліджуваного регіону пов'язані 20 (13 на суші та 7 на акваторії Чорного моря) нафтових, газових та газоконденсатних родовищ. Найбільші серед них за запасами – Шмідтівське, Архангельське, Чорноморське, Краснополянське, Глібівське, Карлавське газові та газоконденсатні, а також Серебрянське нафтове родовище. Нестабільні короткотривалі припливи газу та конденсату з верхньокрейдових утворень (дебіти до 260 тис. м³/добу) мали місце на площах Голіцина і Штормова (Прогноз..., 1981; Наукове..., 2005; рис. 1.1).

Розвідані початкові видобувні запаси вуглеводнів, за деякими даними (Наукове..., 2005), становлять: 133 тис. тонн нафти на Серебрянському родовищі та 85,8 тис. тонн на Октябрському.

Поклади масивно-пластові склепінного типу, іноді тектонічно обмежені, пов'язані з органогенно-детритовими та детритовими вапняками переважно ранньопалеоценового, рідше сеноманського та коньякського віків, які відносяться до колекторів порово-тріщинного, тріщинно-порового типу з низькою ємністю та проникністю.

Попередні дослідження

Особливості геології верхньої крейди Чорноморсько-Кримського регіону вивчалися численними колективами геологів ІГН та ІГГГК НАН України, УкрДГРІ, ВО "Кримгеологія" (ДП "Південьгеоцентр"), ДП "Науканафтогаз" та ін.

Серед друкованих праць, останнього часу, в яких розглянуто окремі питання, можна відзначити підсумкові монографії (Стратиграфія..., 2006; Геологія..., 1984, 1985, 1986; Корреляція..., 1987; Фаціальні..., 1981 та ін.). Окрім того, результати

досліджень локального або зонального планів викладені в численних звітах, виконаних у тематичній експедиції ВО "Кримгеологія" (В. Г. Бондаренко, М. Я. Апостолова, Л. І. Кухтіна та інші геологи, 1970–2011 роки).

Подібного спрямування роботи проводились і в Львівському відділенні УкрДГРІ, а результати узагальнені у звітах О. Т. Богайця, В. Г. Бойчук, Б. М. Полухтовича, О. Д. Самарського та інших дослідників.

У вищезазначених роботах подана детальна літологічна та мінералого-петрографічна характеристика верхньокрейдових утворень локальних ділянок Рівнинного Криму, Причорномор'я та північно-західного шельфу Чорного моря. Також викладені результати аналізу просторово-вікового розвитку різних типів розрізів вивчених товщ, висвітлені деякі аспекти, що пов'язані з палеогеографічними особливостями їх осадонагромадження.

Не заперечуючи високого рівня цих робіт, відзначимо, що ґрунтувалися вони переважно на літолого-фаціальних побудовах, які у випадку карбонатних утворень несуть лише елементи генетичної інформації. Прогнозування ж зон розвитку найважливіших в економічному аспекті банко-рифових утворень потребує, на нашу думку, глибокого генетичного їх вивчення. Власне розв'язанню цієї проблеми і присвячено дану роботу.

РОЗДІЛ II. МЕТОДИКА СЕДИМЕНТО-ЛІТОГЕНЕТИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ КАРБОНАТНИХ ВІДКЛАДІВ

Питанням геології верхньокрейдового комплексу Південного нафтогазоносного регіону присвячені численні роботи (Прогноз..., 1981; Геологія..., 1986; Минералого..., 1967; Петрографическое..., 1978; Петрографическое..., 1981; Исследование..., 1988; Геологическая..., 1989; Оперативный..., 1990 та ін.), у яких подана детальна літологічна та мінералого-петрографічна характеристика відкладів окремих ділянок Рівнинного Криму і Причорномор'я, наведені результати аналізу просторово-вікового поширення різних типів розрізів, розглянуті деякі седименто-палеогеографічні аспекти.

Ці дослідження, в основному, ґрунтуються на літолого-фаціальних побудовах, які несуть лише елементи генетичної інформації. Результати згаданих робіт являють собою багате джерело фактичного матеріалу, але дозволяють уявити собі лише фрагментизагальної будови пізньокрейдового карбонатного шельфу. Прогнозування ж зон розвитку найважливіших в економічному аспекті банко-рифових утворень потребує, на наш погляд, глибшого генетичного вивчення карбонатних порід, відновлення регіональної картини карбонатної шельфової седиментації.

Для вирішення цих питань був застосований методичний підхід, який базується на загальній теорії карбонатної седиментації на шельфі (Уилсон..., 1980; Селли..., 1989). Автори названих праць обґрунтували певну послідовність фаціальних поясів від берегової лінії углиб басейну (фаціальна структура за працею: Селли..., 1989; рис. 2.1). Стабільність послідовності фаціальних поясів дозволяє прогнозувати обстановки седиментації у нерозбурених ділянках.

Виходячи з комплексної моделі карбонатного шельфу (Селли..., 1989; Уилсон..., 1980; Igwin..., 1969 та ін.), було виділено чотири основні обстановки осадонагромадження:

- зовнішній шельф;
- передовий схил або рифовий осип;
- бор'єр;
- лагуна або внутрішній шельф.

В основу виділення цих обстановок були покладені результати літологічних та мінералого-петрографічних досліджень. При цьому, згідно з (Уилсон..., 1980), використовувалися структурно-текстурні особливості порід, вміст біоти, її спектр, домішка теригенного матеріалу та інші мінералого-петрографічні параметри.

Враховувалися дані інтерпретації кривих ГДС, бралися до уваги латеральні варіації потужностей окремих стратиграфічних підрозділів.

Коротко зупинемося на характерних особливостях, притаманних відкладам зазначених фаціальних зон.

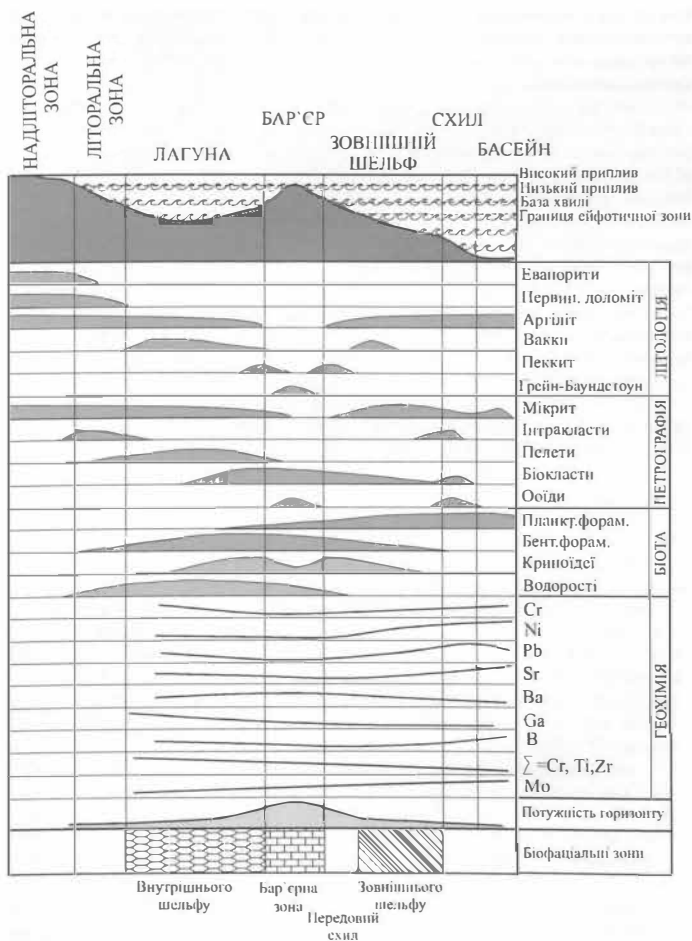


Рис. 2.1. Комплексна модель карбонатного шельфу (за Селлі..., 1989)

з доповненнями автора.

У межах зовнішнього шельфу переважало нагромадження карбонатних мулів із тонкою нечіткою шаруватістю, із вмістом біоти до 10–15 %, у складі якої домінували планктонні форамініфери (50–80 %)¹; рештки водоростей, моховаток та криноїдей, ооліти, пеллети та інтракласти відсутні, домішка кластичного матеріалу не перевищує 10 %. Швидкість осадонагромадження мінімальна, а криві ГДС характеризуються максимальною розчленованістю.

У утворення передового схилу зменшується кількість мікриту, зростає вміст біоти (до 10–30 %) та грубокристалічного кальциту (спарит). У складі біоти збільшується кількість бентосних форамініфер (5–15 %), а планктонних – зменшується (20–40 %), з'являються рештки водоростей, моховаток та криноїдей (до 5–10 %), спікули карбонатних губок (15–35 %).

Відклади бар'єрної зони вирізняються практично повною відсутністю мікриту (до 5–10 %), домінуванням у комплексі форамініфер бентосних форм. Вміст спариту, натомість, досягає 20–30 %. Збільшується її загальний вміст біоти (40–80 % об'єму породи), а в її складі основну роль відіграють водорості (25–35 %), моховатки (20–30 %), криноїдеї (10–20 %). Вапняки – основний компонент розрізу – представлені головню утвореннями типу грейнстоун, бафлстоун, баундстоун, за термінологією (Уилсон..., 1980). Швидкість осадонагромадження максимальна для даного стратиграфічного підрозділу, а криві ГДС характеризуються слабкою розчленованістю.

У утворення внутрішнього шельфу знову зростає вміст мікриту, а біоти – падає до 10–30 %. В її складі домінують бентосні форамініфери (25–35 %), водорості (20–30 %), моховатки (10–30 %), криноїдеї (10–15 %), з'являються фекальні пеллети.

Крім вищеписаних структурно-текстурних та палеоекологічних показників, для просторової локалізації фаціальних зон карбонатного шельфу використовувалися також і деякі літогеохімічні параметри (з урахуванням матеріалів із робіт: Проблемы..., 1984; Лебедев..., 1982; Махнач..., 1984).

Нерівномірність нагромадження певних хімічних елементів у різних зонах шельфу спричинено як зміною вмісту у відкладах глинистої та кластичної домішок, бітумінозністю відкладів, специфікою складу фауни, так і геохімічними особливостями умов седиментації. За рахунок різного механізму осадонагромадження мікроелементів (Cr, Co – пов'язані з нерозчинним залишком; Mo, V – з органічним вуглецем, або з ними обома – Ni, Cu; а також із фіксацією в скелетах організмів – Sr та ін.), різні біофаціальні зони характеризуються дещо відмінним їхнім вмістом (див. рис. 2.1). Це дозволяє використовувати співвідношення певних мікроелементів у фаціально-генетичному аспекті.

Внутрішній шельф і передовий схил не можна вважати об'єктами з повною відсутністю органогенних споруд. Так, у зоні передового схилу шельф занадто глибокий для їх утворення, однак конседиментаційні рухи в межах локальних структур могли привести до виникнення умов, сприятливих для утворення біогенних будов. Такі ж умови могли місцями виникати і в зоні внутрішнього шельфу. Як відзначає Р. Селлі (Селлі..., 1989), ланцюжки рифів можуть бути розсіяні по всій лагуні.

Наявність охарактеризованих біофаціальних зон у межах шельфу обов'язкова, тому, як зазначає Р. Селлі (Селлі..., 1989), “у випадку двох свердловин, одна з яких розкрила утворення зовнішнього шельфу, а еквівалентний інтервал другої відповідає

¹ Для визначення вмісту конкретних органогенних решток проводились їх підрахунки у межах площі шліфа (площа близько 1,5 см²).

лагунним відкладам, у проміжку між ними необхідно шукати бар'єрну (рифову) зону". Прогнозуючи просторову позицію зони органогенних будов, ми змушені були, у зв'язку з вельми нерівномірною вивченістю території бурінням, досить часто користуватися цим принципом. Крім того, карбонатні товщі окремих віків часто складені утвореннями декількох фаціальних зон, що було наслідком циклічного характеру карбонатної шельфової седиментації. У кожному конкретному випадку визначення обстановок осадонагромадження проводилося за домінантною у розрізі фаціальною зоною.

Як зазначалося у Передмові, окрім седиментологічних факторів, важливу роль у формуванні природних колекторів карбонатних відкладів відіграють процеси постдіагенезу. Вивчення останніх здійснювалося згідно з методичними принципами флюїодинамічної концепції катагенезу (Григорчук..., 2012). Відповідні реконструкції ґрунтуються на врахуванні таких чинників, як тектонічний режим басейну, динаміка флюїдів, літолого-фаціальні, петрографічні та петрофізичні особливості відкладів. Основним при цьому є тектонічний та термобаричний режими, вплив яких на катагенез опосередкований динамікою флюїдів у певних фаціально-генетичних рамках.

Процеси катагенезу характеризуються циклічним розвитком: інфільтраційний та ексфільтраційний етапи. Останнім властива латеральна неоднорідність прояву, що зумовлене седиментологічними та літолого-фаціальними факторами. В ексфільтраційному катагенезі вперше виділено пасивний та активний підетапи, які визначають характерні особливості структурних і речовинних трансформацій порід. При цьому т. зв. „корові хвильоводи” відіграють важливу роль у розвитку регіональних накладених процесів, з якими пов'язане формування резервуарів катагенетичного типу – проміжних осередків нагромадження вуглеводнів.

РОЗДІЛ III. ДО ПРОБЛЕМИ РОЗВИТКУ ПІЗНЬОКРЕЙДОВИХ КАРБОНАТНИХ ОРГАНОГЕННИХ СПОРУД У КАРКІНІТСЬКО-ПІВНІЧНОКРИМСЬКОМУ ПРОГІНІ

З точки зору оцінки перспектив нафтогазоносності карбонатних нашарувань першочергове значення має виявлення біогенних споруд (рифів, біогермів, бістромів), які являють собою утворення, найбільш сприятливі для формування якісних порід-колекторів на різних етапах літогенезу.

Для багатьох вікових інтервалів фанерозою характерним є розвиток лавинного біогенного седиментогенезу (Лисицин..., 1982) з формуванням різного типу біогенних споруд. Ці процеси тісно пов'язані з т. зв. карбонатними платформами (Уилсон..., 1980) із стандартним набором фаціальних поясів (по траверсу від суходолу у відкрите море): внутрішній шельф – бар'єрна зона – зовнішній шельф – океанічний басейн. З огляду на принцип фаціальної збалансованості (Селли..., 1989), неодмінними членами цієї послідовності є й рифова (бар'єрна) зона.

На основі детальних петрографічних досліджень (визначення структурних типів порід, складу їх біотичних комплексів, у деякій мірі геохімічних параметрів тощо) і комплексної моделі карбонатного шельфу (Селли..., 1989) були створені (Гнідець..., 1992; Григорчук..., 1992–1994) біофаціальні схеми для відкладів сеноманського, турон-сантонського, кампанського, маастрихтського та ранньопалеоценового віків з простою локалізацією смуги ймовірного розвитку біогенних споруд. Згодом ряд дослідників (геологи УкрДГРІ, ДП “Науканафтогаз”) висловили сумніви (усні повідомлення) стосовно можливості формування органогенних акумулятивних тіл у середній та, особливо, пізній крейді регіону. Останнє аргументувалось аномально високим для фанерозойського часу рівнем океану, що мало би виключити можливість розвитку карбонатних платформ і, відповідно, рифових утворень. Як на еталонному об'єкті, при цьому, наголошувалося на седиментогенезі верхньокрейдових нашарувань Північноморського басейну, де розвинені карбонатні акумулятивні тіла винятково гравітитового типу (Brasher..., 1996).

У зв'язку з цими зауваженнями розглянемо деякі аспекти зазначеної проблеми (палеобіогеографічна зональність крейдового віку, динаміка трансгресій та регресій тощо), а також певні фактичні матеріали по Причорноморсько-Кримській нафтогазоносній області.

3.1. Літолого-петрографічні та геофізичні ознаки наявності органогенних споруд у верхній крейді

Верхньокрейдові відклади представлені доволі одноманітною товщею, сформованою широким спектром карбонатних утворень (вапняки, глинисті вапняки,

мергелі, глинисті мергелі), з підпорядкованими прошарками глинистих та кременистих (спонголіти, опоки, гези) різновидів, загальною максимальною потужністю понад 3000 м. Їх формування відбувалось у трансгресивну (сеноман-кампан) та регресивну (кампан-даній) стадії розвитку регіону, в межах карбонатного шельфу, в діапазоні глибин водойми 0–200 м (Гнідець..., Григорчук..., 1992–1994). При цьому для кожного вікового діапазону пізньої крейди регіону локалізована бар'єрна зона, в розрізі якої домінують карбонатні нашарування типу грейн-, баунд- та рудстоунів, складені (на 70–80 %) уламками та фрагментами черепашок форамініфер, пітонеллами, фрагментами криноїдів, моховаток, водоростей та колоніальних організмів (можливо, корали). Фактичні дані за окремими площами наведені у таблиці 3.1.

Узагальнення фондів матеріалів (Исследование..., 1988; Анализ, 1980; Геологическая..., 1989; Изучение..., 1974; Литолого..., 1968, 1971, 1972; Петрограф..., 1978; Анализ..., 1978 та ін.) підтвердило існування органогенних споруд пізньокрейдового віку в межах Чорноморсько-Кримського регіону. Так, за даними літолого-петрографічного вивчення, а також сейсмогеологічних досліджень (Геологическая..., 1989), у розрізі верхньої крейди регіону на різних стратиграфічних рівнях спостерігається розвиток водоростево-моховаткових біогермних тіл. Максимальне їх поширення фіксується у відкладах турон-коньяк-сантону, але речовинні ознаки існування таких утворень виявлені у сеноманських, кампанських, маастрихтських та нижньопалеоценових відкладах у районах Оленівської, Тарханкутської, Новосельської, Красносельської, Каламітської, Сєвєрної та ін. площ (рис. 3.1). Так, у верхній частині сеноману у св. Карлавська-12 відзначені (Исследование..., 1988) вапняки з підвищеним вмістом уламків моховаток, а у св. Вишняківська-1 – фрагментів коралів. У відкладах турону Рівнинного Криму виділені (Анализ..., 1978) тіла, складені органогенними вапняками потужністю 10–200 м та протяжністю до 7–10 км. Породи складені численними черепашками пітонелл (30–90 %), які формують своєрідні “колонії”, різноманітними форамініферами, уламками двостулкових молюсків, остракодами, поодинокими радіоляриями та спікулами губок.

Локалізовано декілька, субшироко видовжених, ділянок розвитку біогенних тіл, розміщених субпаралельно за траверсу з півдня на північ в межах Тарханкутського півострова Рівнинного Криму (північно-східний схил Каламітського виступу і західний схил Новосельського підняття).

Перша (південна) ділянка охоплює північні схили Кіровсько-Карлавського палеопідняття. Вона простягається на 45 км, проходить південніше Чорноморської, через Карлавську, північніше Глібівської і Кіровської структур. Верхньокрейдений розріз детально вивчений на Карлавській площі, де встановлено його циклічний характер, що відображається у чергуванні пелітоморфних вапняків із невеликим (до 20 %) вмістом форамініфер, із вапняками, які містять до 70–80 % форамініфер, пітонелл та колоніальних організмів. У межах даної зони, на сейсмічних профілях, зафіксовані роздуви (до 650 м) потужності туронських відкладів.

Друга ділянка охоплює північні схили Бакальсько-Міжводненського палеопідняття. В утвореннях середньої частини розрізу турону тут (св. Міжводненська-5, інт. 3422–3443, 3474–3478, 3538–3588 м) розкриті вапняки зі значним вмістом пітонелл (до 60–70 %). На часових розрізах, що проходять через ділянку, намітилися роздуви площин у туронській карбонатній товщі розміром 1,5×2,5 км при потужності

Таблиця 3.1. Інтервали розвитку органогенних вапняків пізньої крейди
за петрографічними даними

№ п/п	Площа, свердловина	Глибина (м)	Органогенні залишки		Карбонатні уламки (%)
			Вміст (%)	С к л а д – зрос- тання вмісту —>	
С Е Н О М А Н					
1	Родниковська-5	2118–2121 2227–2231 2560–2565	20 20 15	Криноїдеї – спікули губок Криноїдеї – спікули губок Криноїдеї – водорості – форамініфери	20–45 20–45 40
2	Тендрівська-2	2399–2402	15	Криноїдеї – водорості – форамініфери	35–40
3	Мелова-6	1540–1543 1604–1605 1605–1633 1714–1717	30–40 25–40 18–25 20–25	Водорості – форамініфери Криноїдеї – водорості – форамініфери Водорості – форамініфери Криноїдеї – водорості – форамініфери	10 15 20–35 20–25
4	Карлавська-8	3451–3456	30–35	Криноїдеї – форамініфери – водорості	20–25
5	Березівська-1	1889–1894 1898–1903	15–20 15–20	Форамініфери – криноїдеї Форамініфери – криноїдеї	30–40 30–40
6	Голіщина-4	3600–3606	40–50	Водорості – криноїдеї – форамініфери	10
7	Гамбурцева-2	2703–2709	50–60	Серпуліди – спікули – фрагменти молюсків – водорості	–
Т У Р О Н					
8	Оленівська-4	2952–2954 3017–3018	25–30 25–30	Водорості – криноїдеї – форамініфери Водорості – криноїдеї – форамініфери	20 20
9	Глбівська-26	2858–2862	40–45	Водорості – остракоди – криноїдеї – форамініфери	–
10	Мелова-6	1329–1331	40–45	Водорості – криноїдеї – форамініфери	–
11	Мелова-3	1128–1131		Криноїдеї – форамініфери	20–25

Продовження табл. 3.1

№ п/п	Площа, свердловина	Глибина (м)	Органогенні залишки		Карбонатні уламки (%)
			Вміст (%)	С к л а д – зрос- тання вмісту —>	
Т У Р О Н					
12	Міжводненська-5	3422–3443 3474–3478 3538–3588	60–70	Пітонелли	–
13	Північносеребрян- ська-4	1600–1750	39–50	Остракоди – двостулкові – пітонелли	
14	Північносеребрян- ська-4	2354–2500	~40	Колоніальні організми (корали?)	
К О Н Ъ Я К – С А Н Т О Н					
15	Родніковська-5	1445–1450	18–25	Криноїдеї – водорості – форамініфери	35–45
16	Оленівська-6	2160–2162	18–20	Водорості – криноїдеї – форамініфери	60–65
17	Оленівська-4	2791–2792	30–40	Водорості – криноїдеї – форамініфери	–
18	Октябрська-8	1338–1343	18–25	Остракоди – спікули	25–30
19	Глібівська-26	2693–2697	10–15	Водорості – форамініфери	10
20	Гамбурцівська-2	2082–2090	35–40	Водорості – форамініфери	10
21	Серебрянська-6	1767–1774	25–35	Моховатки – водорості – форамініфери	–
22	Вишняківська-2	Верхи коньяка	90	Колоніальні вапнякові водорості – пітонелли	
23	Донулавська-1	1750–1927	90	Моховатки – водорості – форамініфери – пітонелли	
К А М П А Н					
24	Східноджанкойська-1	2013–2018	25–35	Моховатки – водо- рості – форамініфери	–
25	Джанкойська-5	2300–2304	25–35	Водорості – мохо- ватки – форамініфери	–
26	Балашівська-2	2130–2134	45–50	Криноїдеї – форамі- ніфери – водорості	25–30
27	Балашівська-6	2147–2151	40–45	Криноїдеї-форамі- ніфери-водорості	–
28	Глібівська-25	2256–2261 2374–2379 2379–2384	20–25 25–30 25–30	Пітонелли Моховатки – водо- рості – форамініфери Форамініфери – мохо- ватки	– – –

Продовження табл. 3.1

№ п/п	Площа, свердловина	Глибина (м)	Органогенні залишки		Карбонатні уламки (%)
			Вміст (%)	С к л а д а – зрос- тання вмісту —>	
КАМПАНИ					
29	Тетянівська-1	2308–2313	20–25	Форамініфери – моховатки	–
30	Іллічівська-2	939–947	65–70	Моховатки – водорості – форамініфери	–
31	Одеська-2	1754–1760	25–35	Водорості – форамініфери – криноїдеї	10–15
32	Олімпійська-400	2236–2242,2	75–85	Форамініфери – криноїдеї – моховатки	–
МААСТРИХТ					
33	Джаннойська-3	1807,8–1823	28–35	Моховатки – форамініфери – водорості	10
34	Голіщина-1	2660–2674	18–25	Моховатки – водорості – форамініфери	–
35	Чаплінська-2	1441–1448	55–60	Спікули – криноїдеї	–
36	Новоолексіївська-1	1565–1566,7	25–30	Форамініфери – водорості	–
37	Задорненська-1	1227–1232 1390–1393	15–25 15–25	Моховатки – криноїдеї – водорості – спікули	10 10
38	Фрунзенська-1	1000–1017	25–35	Моховатки – водорості	–

200–250 м, які інтерпретуються як акумулятивні тіла. Останні виділяються й за даними інтерпретації ГДС у св. Бакальська-10 та -18.

Третя ділянка локалізована у межах північного схилу Чапаєвсько-Борисівського палеовиступу. Відклади рифових фацій тут зафіксовані у середній частині туруну у св. Серебрянська-4, -14 та Північносеребрянська-1. У св. 4 (інт. 1600–1750 м) у розрізі туруну виділяються прошарки вапняків, які на 30–90 % складені овальними та сферичними тілами пітонелл, остракодами, великими фрагментами двостулкових молюсків. У св. Північносеребрянська-1 (інт. 2354–2500 м) поряд із названими організмами виявлена значна кількість колоніальних організмів (ймовірно, корали).

Четверта (північна) ділянка розвитку біогенних карбонатних тіл прогнозується на схилах Львівського та Первомайського палеопідняття.

У коньяських відкладах у районі Серебрянської депресії спостерігалися вапняки, збагачені колоніальними організмами (ймовірно, корали), вміст яких в окремих зразках становить 45–90 % (св. Північносеребрянська-1, інт. 2213–2300 м). Потужність сформованих ними тіл становить 40–50 м, а розміри не перевищують 1,5х2,5 км. Тут же у відкладах кампану виділено горизонти з підвищеним вмістом біоти, у складі якої домінують водорості, бентосні форамініфери (міліоліди), криноїдеї (св. Каштанівська-1, Східноворонківська-1, Серебрянська-6) (Исследования..., 1988).

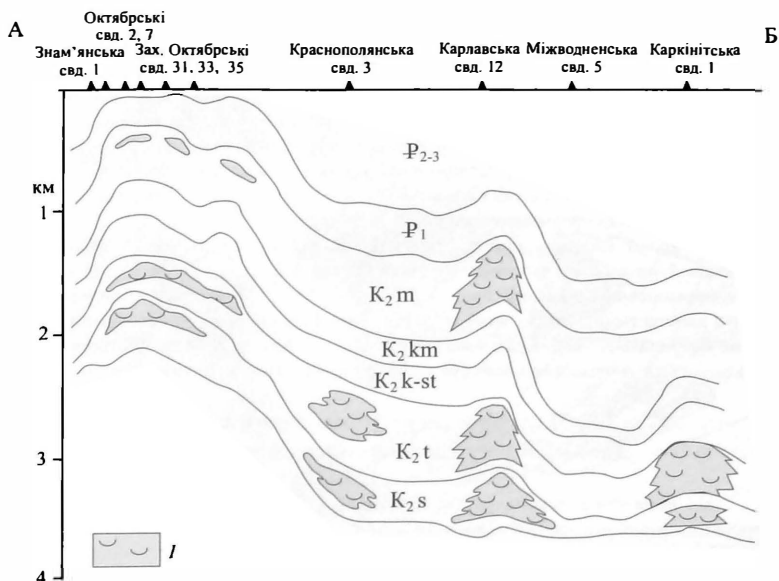


Рис. 3.1. Регіональний геологічний перетин лінійно св. Знам'янська-Каркінітська (Анализ..., 1978).

І – органогенні споруди.

У межах північно-західного шельфу Чорного моря також виявлено подібні утворення. Так, за результатами дослідження шламів із Флангової та Одеської площ (східний схил Кілійсько-Зміїного виступу, Одеський масив), у відкладах кампан-коньяку вивчені органогенно-детритові вапняки з численними уламками та фрагментами водоростей, моховаток і навіть коралів (Геологическая..., 1989).

У верхньокампанських відкладах, розкритих св. Олімпійська-400 (Крайова ступінь), описаний криноїдно-моховатковий вапняк із вмістом органогенних залишків 75–85 % (фрагменти велико- та дрібнокомірчастих моховаток, великі уламки криноїдів, дрібні черепашки форамініфер) (Геологічний..., 2002).

За інтерпретацією сейсмічних матеріалів (Недосекова..., 2000), у межах шельфової частини Каркінітсько-Північнокримського прогину виділено та класифіковано декілька типів біогенних акумулятивних тіл. Перший тип – це морфологічно виражені (бар'єроподібні) органогенні споруди у сеноман-коньяк-туронській частині розрізу, які контролюються південним схилом валу Губкіна, а далі поширюються на північ (можливо, вздовж Одеського розламу, східний схил Кілійсько-Зміїного виступу) і приймають субширотну орієнтацію у районі структур Біостромна-Іванівська (Голіцинське та Каркінітське підняття). Другий тип – це тіла морфологічно слабовиражені, з лінзоподібною сейсмоструктурою і редукованою верхньою частиною, складені шлейфово-уламковими вапняками кампану-маастрихту. Останні,

простежені на південному схилі валу Губкіна, просторово змішені у бік Чорноморської западини відносно прогнозованої бар'єрної зони сеноман-турону. Третій тип – органогенні споруди коньяк-турону, що надбудовували склепінні частини конседиментаційних піднять у межах глибокого шельфу (на схід та південь від описаних вище прогнозованих бар'єрних споруд – структури Корнілова, Олімпійська та ін.).

У районі Голіцинського підняття, методами сейсмостратифікації (Овсєєнко..., Недоскова..., 1997–1998), у кампанському ярусі виділена органогенна споруда потужністю 50–240 м та завдовжки 8 км, що знаходиться серед карбонатно-теригенних відкладів у діапазоні глибин 2,7–2,9 км.

Отже, як видно з наведених вище даних, підтверджується практично повсюдний розвиток біогенних акумулятивних тіл у розрізі верхньої крейди Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної області. Ймовірності формування споруд даного типу в межах вивченого регіону не суперечать і палеоокеанографічні умови карбонатного седиментогенезу пізньокрейдового часу (палеобіогеографічна зональність та динаміка евстатичних коливань рівня Світового океану).

3.2. Палеобіогеографічна зональність. Динаміка евстатичних змін рівня океану

Як показують реконструкції (Москвин..., 1979), субширотний розвиток морських організмів, палеоботанічних поясів, а також регіональна орієнтація зон осадоагромадження узгоджено свідчать про близький до сучасного розподіл пізньокрейдових кліматичних зон Євразії. Чорноморський регіон у крейдовий час знаходився в Тетидній частині Східносередземноморської субпровінції, тоді як Північноморський – відносився до північноєвропейської провінції (рис. 3.2). За реконструкціями (Smith..., 1973), палеоширотне положення регіонів становить, відповідно, 10–15° та 30–35° північної широти, що, з огляду на важливість палеокліматичних умов для формування того чи іншого типу карбонатних осадів, дає підстави стверджувати, що Північноморський басейн палеоокеанографічно не є адекватним для порівняльного аналізу з Причорноморсько-Кримським.

Другий важливий чинник літофаціальних варіацій карбонатних нашарувань – це зміни рівня океану, які, згідно (Найдин..., 1986), проявлялися несинхронно у зазначених палеобіогеографічних зонах.

Загалом для пізньої крейди нараховується від 6 до 9 трансгресивно-регресивних імпульсів (Schlanger..., 1986; Нас..., 1987) амплітудою до 100–250 м. З огляду на сенонський максимальний рівень моря (близько 300 м вище від сучасного), такі регресивні епізоди могли спричинити виникнення (на певний час) умов, сприятливих для розвитку фаціально сбалансованої (Селли..., 1989) зональності карбонатного палеошельфу з появою зони банко-рифових утворень.

Можливість існування останніх теоретично можна аргументувати, зокрема, за співвідношенням середніх швидкостей росту рифів – 3–10 м/1000 років (Ільїн..., 1988) та швидкості пізньокрейдового підняття рівня океану (до 0,1 м/1000 років).

За матеріалами (Найдин..., 1986) коротко розглянемо динаміку зміни рівня океану протягом пізньої крейди.

Перший регресивний епізод прослідковується на межі раннього та середнього сеноману в екваторіальній області. Пізніше проявилася доволі інтенсивна ранньо-

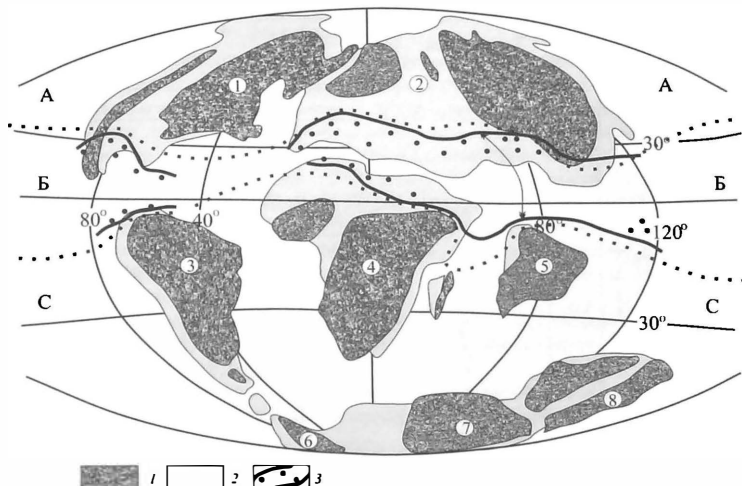


Рис. 3.2. Біогеографічна зональність та поширення коралових і рудистових рифів пізньокрейдового віку (Москвин..., 1979).

1 – Північна Америка, 2 – Євразія, 3 – Південна Америка, 4 – Африка, 5 – Індія, 6 – Західна Антарктика, 7 – Східна Антарктика, 8 – Австралія. Біогеографічні зони: А – північна помірна, Б – приекваторіальна область Тетиса, С – південна помірна. 1 – площі континентів, не вкриті морем протягом крейди, 2 – шельфові моря, 3 – крейдова смуга рифів.

туронська трансгресія (рис. 3.3). Пізньотурон-ранньокампанський етап характеризувався дуже контрастним режимом трансгресій та регресій. Наприкінці раннього турону проявилася екваторіальна регресія, на початку пізнього турону – трансгресія незначної інтенсивності.

Наприкінці пізнього турону в Тетидній зоні мала місце регресія, що проявилася місцями у зміні карбонатагромадження – евапоритонагромадженням і майже повсюдно – в появі плитководних утворень типу “твердого дна” та інших.

Наступні етапи регресії у приекваторіальному поясі приурочені до кінця коньякського віку, межі сантон-ранній кампан, кампан-маастрихт, до кінця раннього маастрихту, межі маастрихт-палеоцен.

При цьому більша частина екваторіальних регресій відповідає трансгресіям у Північноєвропейській провінції і навпаки.

Головними рифоутворюючими організмами крейди були рудисти і корали (Уилсон..., 1980; Москвин..., 1979; Arthur..., 1979). Причому перші відігравали вирішальну роль у формуванні резервуарів вуглеводнів, зокрема в районі Перської та Мексиканської заток (Arthur..., 1979; Buchem..., 2002; Bein..., 1976; Alsarhan..., 1995). Рудистові споруди належать до т. зв. “безкаркасних рифів” (Кузнецов..., 1996). Характерною особливістю цих утворень є домінування у складі споруд мікрозернистих вапняків (мад-пакстоуні, за переваги вакстоунів) з облямовальними ореолами чере-

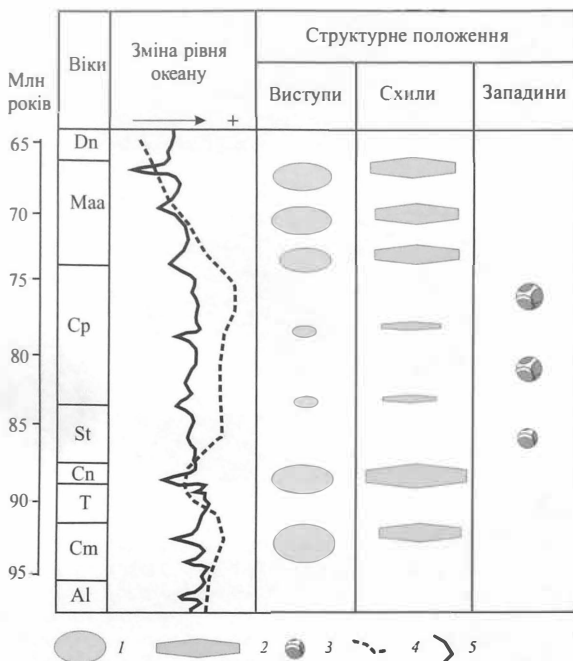


Рис. 3.3. Динаміка зміни рівня Світового океану (Найдин..., 1986; Schlanger..., 1986; Нас..., 1987) та модель просторово-вікового розвитку карбонатних акумулятивних тіл у верхній крейді.

1 – органогенні карбонатні споруди, 2 – перевідкладені карбонати, 3 – літогерми, 4 – загальна зміна рівня океану, 5 – високочастотні флуктуації рівня океану.

пашкового детриту, утвореного при руйнуванні рудистів. За цими ознаками вони подібні до палеозойських уолтсортських фацій (Уілсон..., 1980).

Залежність рудистових споруд від неужгодженостей (Buchem..., 2002; Bein..., 1976; Alsarhan..., 1995) може служити підтвердженням припущення щодо можливості формування бар'єрних утворень до моментів падіння рівня Світового океану. Це рудистові рифи сеноману, турону, маастрихту Близького Сходу (Alsarhan..., 1995), сантон-кампану Італії (Бондаренко..., 1984), кампану Західних Карпат (Misik..., 1966).

За матеріалами (Москвин..., 1979; Красилов..., 1985), рудистові рифи кінця мезозою тяжіють до приекваторіальної смуги, де власне в цей час знаходився досліджуваний регіон. Втім, дотепер у літературі відсутні дані про наявність решток останніх у його межах. За винятком згадки (Муратов..., 1973) щодо знахідки невизначених залишків рудистів у відкладах верхнього турону околиць м. Бахчисарай, останні часто визначаються у крейдових нашаруваннях на Балканах, у Туреччині й Закавказзі.

Отже, цілком правомірно було б очікувати розвитку цих організмів і в межах Причорноморсько-Кримського палеошельфу.

У відкладах сеноману, турону та коньяку регіону знайдено (Анализ..., 1978) колоніальні організми, які поки що не діагностовані і згодом віднесені до коралів. На мікроскопічному рівні, згідно з (Уилсон..., 1980), залишки цих організмів подібні між собою. Можна припускати, що це фрагменти рудистових черепашок. Крім того, враховуючи дані з роботи (Уилсон..., 1980), карбонатні черепашкові пісковики на схилах палеопідняття (Недосекова..., 2000) можна віднести до шлейфів руйнування рифових (у т.ч. з рудистами) утворень. Ці продукти являють собою т. зв. субстереофітичні утворення (Марьенко..., 1978), які формуються завдяки гравітаційному переміщенню за падінням палеореельфу. Пітонеллові (до 90 %) вапняки (турон), розвинені на схилах конседиментаційних підняття, також відносимо до субстереофітичних утворень схилих фацій.

В апікальних частинах підняття прогнозуємо розвиток власне стереофітичних (банко-рифових) утворень, які, судячи з наявних даних, були скупченнями водоростей, моховаток, криноїдів, рудистів та коралів.

За найвищого рівня океану (сантон-кампан) розвиток рифових та схилих фацій був спорадичним, натомість у депресіях могли формуватися утворення типу літогермів.

На відміну від Тетидної області, у Північноєвропейській домінувало пелагічне нагромадження коколітових мулів. Резервуари вуглеводнів, зокрема у Північноморському басейні, пов'язані з утвореннями гравітаційних потоків (Brasher..., 1996). Такі тіла фіксуються головню у маастрихтських відкладах, що цілком природно, якщо взяти до уваги відомий значний регресивний епізод кінця пізньої крейди. За даними (Hildreht..., 1996) подібного типу утворення фіксуються в окремих інтервалах розрізу сеноман-коньяку північно-західної та центральної Європи.

З огляду на вищесказане, очевидним є те, що рудистові споруди приурочені, головним чином, до сеноману, турону та коньяку в певній мірі маастрихту (Тетидна область), а перевідкладена гравітаційними потоками крейда – до маастрихту. Сантон-кампанські віки пізньої крейди являють собою, відповідно до наявних даних, інтервал з невідомою природою порід-колекторів.

У зв'язку з цим хочемо акцентувати увагу на таких утвореннях, як горизонти "твердого дна", вузлуваті крейди (noduled chalk), які регіонально поширені у відкладах писальної крейди Європи (Хеллем..., 1983). Ці утворення, як характерні текстури, дозволяють фіксувати банкоподібні споруди у верхньотурон-сантонських відкладах Нормандії (Кеппеду..., 1974), де досягають 50 м заввишки та 1,5 км у перетині. Їх нашарування підкреслюється горизонтами твердого дна, вузлуваті крейди та кременевими виповненнями ходів мулоїдів. Залишки організмів практично відсутні, за винятком моховатко-криноїдних калькаренітів, які складають (у перешаруванні з глинистою крейдою) пачку завтовшки близько 60 м. Подібні банки детально досліджені також у товщі маастрихту і данію, де їх спочатку інтерпретували як гігантські дюни. Натомість тепер у них знаходять усе більше спільних рис із палеозойськими спорудами уолтсортського типу.

У зв'язку із з'ясуванням природи вищеописаних споруд не можна не згадати т. зв. "літогерми", виявлені у районі Багамської банки у зоні дії Флоридської течії (Neumann..., 1977). Глибина розвитку літогермів становить 600–700 м, а висота

досягає 50 м. Вони вкриті літифікованою кіркою, складеною, головним чином, біомікритами. На поверхні літогермів розвинений комплекс прикріплених організмів (корали, морські лілії, коралові поліпи тощо). Важливим початковим фактором цементації (утворення кірки) є океанографічні чинники, зокрема система циркуляції океанської води. Власне, у східній частині Флоридської течії існує висхідний потік донних вод, що призводить до порушення карбонатної рівноваги і сприяє утворенню “твердого дна”, на якому пізніше розвивається комплекс організмів.

3.3. Особливості розвитку органогенних споруд у періоди безкисневого седиментогенезу

У сеномані й туроні, внаслідок зниження температури океанів, виникали значні температурні градієнти між високими та низькими широтами, а глобальне підняття рівня океанів сприяло залученню окремих епіпелагічних басейнів до глобальної гідросферної циркуляції Світового океану (“психосферний”, за Зубаков..., 2001, клімато-океанічний режим). Формування сеноманських, збагачених органічною речовиною (ОР), нашарувань у Причорноморсько-Кримському басейні ми пов'язуємо з розвитком апелінгового ефекту. У зв'язку з відсутністю у цей час активного річкового скиду в асоціації з глинисто-бітумінозними нашаруваннями формувалися карбонатні товщі. До межі сеноман-турону приурочена подія ОАЕ-2, а коньяк-сантону – ОАЕ-3; обидві відбулися під час великого евстатичного імпульсу (Jarvis..., 1988), т. зв. “пленисової трансгресії”, з якою пов'язане формування пленисових мергелів південно-східної Англії (їх перехідний розріз розглядається як еталонний). Ця трансгресія, згідно з (Найдин..., 1994), прослідковується у межах усієї Східноєвропейської платформи, на Мангیشлаці й у Копет-Дзі.

З цією трансгресивною подією пов'язано багато біологічних, геохімічних та седиментологічних подій глобального масштабу (Найдин..., 1994). Якраз у цей час на великих просторах Європейської палеобіогеографічної області виникали сприятливі умови для розвитку стагнації. Вважається, що остання мала “ковзний” характер від місяця до місяця і охоплювала лише окремі ділянки дна. Басейнів власне евксинного типу не було. Згідно з (Найдин..., 1994), такі обставини не можна відносити до типу саме аноксії (умови повної відсутності кисню), точніше буде класифікувати їх як умови кеноксії (частково анаеробні). Це підтверджується відсутністю стратиграфічно безперервних горизонтів, які відповідають фазам дефіциту кисню. Горизонти у більшості випадків виражені “пунктирно” (Найдин..., 1994), що відображало локальний характер умов стагнації.

Вищезазначена специфіка прояву (пунктирний характер) аноксичних горизонтів (сеноман-турон), а також “розпливчастість” коньяк-кампанської фази ОАЕ-3 (це може свідчити про наявність декількох різновікових підфаз) потребує створення відповідної палеоокеанографічної моделі.

Враховуючи морфоструктурні особливості Причорноморсько-Кримського басейну (наявність бар'єру – архіпелагу островів), а також беручи до уваги дані з роботи (Schlanger..., 1986) щодо високочастотних флуктуацій рівня океану в пізній крейді (нараховують до 6 значних імпульсів трансгресій з амплітудою 100–250 м, згідно з (Нас..., 1987) – до 8–9), пропонується така модель безкисневого седиментогенезу пізньої крейди з парагенним карбонатонагромадженням (рис. 3.4).

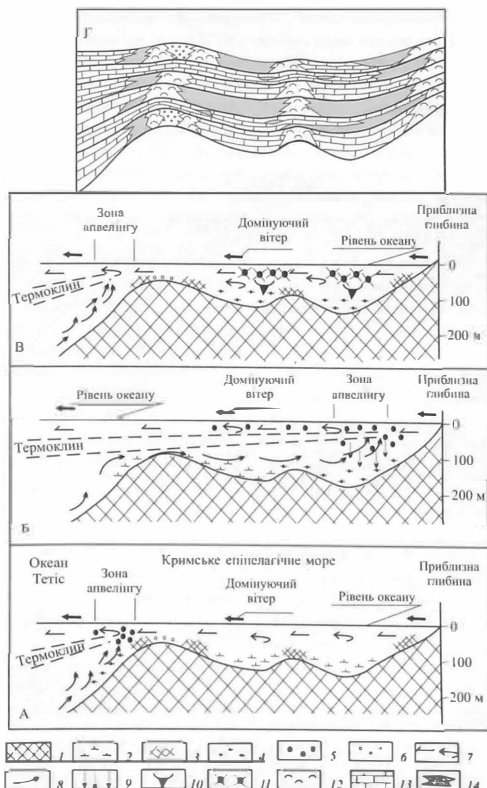


Рис. 3.4. Принципова модель розвитку карбонатних органогенних споруд у періоді безкисневого седиментогенезу в межах Чорноморського епіпелагічного басейну (верхня крейда).

А – перша стадія низького рівня океану, Б – стадія високого рівня океану, В – друга стадія низького рівня океану, Г – результатний парагенезис карбонатних та аноксічних седиментів. 1 – поверхньокрейдова поверхня; 2 – карбонатні та глинисто-карбонатні мули; 3 – біогенні споруди; 4 – карбонатно-глинисті мули, збагачені ОР; 5 – ділянки високої біопродуктивності у зоні фотосинтезу; 6 – карбонатні піски; 7 – приповерхневі течії; 8 – „глибинні” води, насичені біогенами; 9 – осадження ОР; 10–11 – масова загибель планктону („органогенний дощ”); 12 – банко-рифові споруди; 13 – карбонатні і глинисто-карбонатні відклади; 14 – карбонатно-глинисті відклади з високим вмістом ОР.

На стадії низького рівня океану у Причорноморсько-Кримському епіпелагічному басейні нагромаджувалися плитководні (до 50–100 м) карбонатні відклади. На піднятих ділянках дна формувалися органогенні карбонатні споруди (біогерми, банки), у западинах – глинисто-карбонатні пелітові мули. На зовнішній брівці палеошельфу океану Тетис діяв, унаслідок вертикальної щільнісної стратифікації вод (термоклин) апвелінг. У цій ділянці надходження глибинних, збагачених біогенними елементами вод, спричинювало і підтримувало існування великих об'ємів живої матерії (фітопланктон із відповідним трофічним ланцюжком: рослинноїдні організми, риби). Випадання відмерлої органічної речовини викликало виникнення у придонних шарах води дефіциту кисню і, відповідно, нагромадження карбонатно-глинистих та карбонатних мулів, збагачених ОР, кремнеземом, фосфатами.

На стадії підвищення рівня океану термоклин поширювався у межі епіпелагалії, з відповідним переміщенням зони апвелінгу, де у прибережних ділянках формувалися осади, збагачені органікою та біогенними елементами. Поглиблення водойми спричинювало затухання активності каркасобудівних організмів (звуження ареалу поширення банко-рифових утворень). У межах більшої частини палеошельфу домінувало нагромадження глинисто-карбонатних мулів із фономим вмістом органічного вуглецю.

На наступній стадії зниження рівня океану активність апвелінгу в межах шельфу затухала (його зона зміщувалася в бік відкритого океану). Припинення надходження поживних речовин спричинювало загибель великих мас планктону і тих організмів, що його споживали. Лавинна седиментація біогенних залишків викликала регіональний розвиток аноксії у внутрішньошельфових западинах. На підвищеннях дна поновлювалося формування органогенних споруд.

У результаті (див. рис. 3.4) сформувалася певна літологічна ритмічність із дискретним поширенням як органогенних споруд, так і „безкисневих” осадів. При цьому очевидно є приналежність перших і других до різних стратиграфічних рівнів (діахронність) у різних частинах седиментаційного басейну.

Літологічні асоціації “чорносланцевих” та карбонатних нашарувань середньої крейди детально описані для ряду районів Середнього Сходу (Van..., 2002). Тут охарактеризовано три седиментаційні послідовності, що включають басейнові фації, складені перешаруванням збагачених ОР (до 14 %) і збіднених ОР пачок вапняків, а також мад- та вакстоунів з великою кількістю кремнезему. З наближенням до узбережжя ці утворення заміщуються біокластичними грейнстоунами, які формують акумулятивні тіла типу біостромів. Власне такою сприятливою просторово-віковою асоціацією пояснюється аномально висока нафтогазопродуктивність відкладів крейди Середнього та Близького Сходу (Demailson..., 1980).

Подібного типу парагенезиси (апвелінгові нашарування – карбонатні відклади) зафіксовані й стосовно інших інтервалів часу, зокрема, такі утворення описані у відкладах верхнього триасу (Jarvis..., 1988) та нижнього девону (Нас..., 1987).

РОЗДІЛ IV. ЛІТОЛОГО-ЛІТМОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ВІДКЛАДІВ ВЕРХНЬОЇ КРЕЙДИ

4.1. Сеноман

Сеноманські утворення у межах Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну залягають, як правило, трансгресивно на нижньокрейдових (альбських), а локально – й на давніших породах. Але на ряді площ простежуються поступові переходи верхньоальбських відкладів у сеноманські, і тоді границя між ними проводиться дещо умовно (Лешух..., 1987; Осадконакопление..., 1985; Региональная..., 1968; Стратиграфия..., 1968). З вищезалеглими породами відклади сеноману пов'язані переважно поступовими переходами, а межа між ними проводиться за чіткою видовою зміною комплексів мікрофауни, літології та, відповідно, каротажу.

Літофації і типи розрізів сеноманських відкладів

Проведені нами літолого-фаціальні дослідження сеноманських відкладів дозволили встановити розвиток у їх складі теригенних, карбонатних та кременистих утворень, які, згідно з типізацією (Киселев..., 1983), формують п'ять літологічних комплексів із трьох серій (рис. 4.1).

У північних районах досліджуваної території значне просторове поширення має змішана карбонатно-кременисто-псамітова серія, у складі якої виділено три літологічні комплекси: переважно карбонатно-кременистий (псаміти 0–25 %, карбонатні породи 25–50 %, кременисті породи 25–50 %); переважно псамітово-кременистий (псаміти 25–50 %, карбонатні породи 0–25 %, кременисті породи 25–50 %) та переважно карбонатно-псамітовий (псаміти 25–50 %, карбонатні породи 25–50 %, кременисті породи 0–25 %).

Переважно карбонатно-псамітовий літологічний комплекс сеноману локалізований у вигляді практично ізометричного, невеликого за площею, ареалу у Присиваській частині регіону. Сеноманські відклади у його межах, із кутовою неузгодженістю, залягають на верхньоальбських, а перекриваються, теж із кутовою неузгодженістю теригенними утвореннями туруну. В розрізі спостерігаються дві частини: нижня, переважно теригенна, та верхня – карбонатна. Теригенні породи представлені різнозернистими пісковиками та алевролітами, які за розрізом угору заміщуються мергелями, а ще вище – вапняками. Серед пісковиків нижньої частини розрізу деколи простежуються шари (потужністю до 8 м) опокоподібних глин. Потужність комплексу зростає від декількох до 150 і більше метрів.

Середній склад переважно карбонатно-псамітового комплексу такий: пісковики – від 11 до 54 % розрізу (середнє 42 %); алевроліти – від 0 до 39 % (15 %); аргіліти – від 0 до 7 % (3 %); вапняки – від 0 до 19 % (5 %); мергелі – від 9 до 49 % (26 %) та силіцити – від 2 до 17 % (9 %).

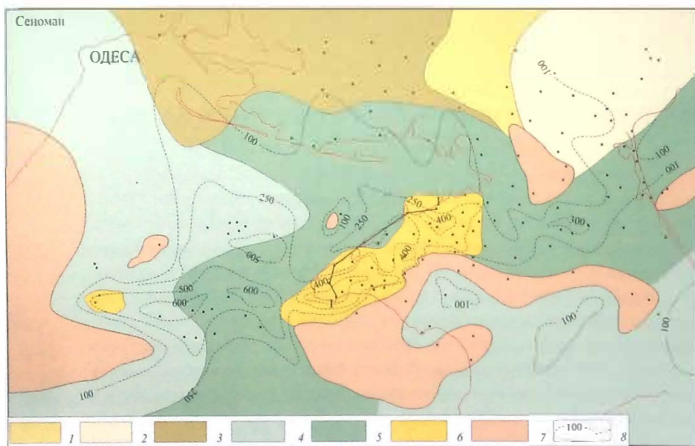


Рис. 4.1. Літолого-фаціальна схема сеноманських відкладів.

Літологічні серії та комплекси: *змішана карбонатно-кременисто-псамітова*: 1 – переважно карбонатно-кременистий, 2 – переважно карбонатно-псамітовий, 3 – переважно кременисто-псамітовий; *аргілітова*: 4 – аргілітовий з прошарками псамітів і карбонатних порід, 5 – псаміто-карбонатно-аргілітовий; *карбонатна*: 6 – карбонатний з прошарками псамітів та аргілітів; 7 – відсутність відкладів; 8 – ізопакхіти; I–I' – літологічний перетин.

Переважно карбонатно-кременистий та переважно кременисто-псамітовий літологічні комплекси змішаної *карбонатно-кременисто-псамітової* серії фаціально заміщують один одного і локалізовані у вигляді великого, практично єдиного ареалу у північно-західному Причорномор'ї (див. рис. 4.1). У розрізі простежується дві частини: нижня – теригенно-кремениста (нижній сеноман) та верхня – карбонатна (верхній сеноман). Теригенно-кремениста частина розрізу, потужність якої становить 2–30 м, складена ритмічним чергуванням прошарків гезів, глауконіт-кварцових алевролітів та пісковиків. У підпорядкованих кількостях відзначаються прошарки спонголітів, опокта вапняків. Карбонатна частина розрізу потужністю від 1–2 до 60 м вирізняється більшим поширенням, а ніж нижня теригенна і складена іноцерамовими та кремнеземовими вапняками, трепелами. Іноцерамові вапняки (потужністю до 1–2 м) розвинені практично всюди; вони відіграють роль літологічного реперу, розмежовуючи відклади нижнього і верхнього сеноману. На ряді площ відмічається фаціальне заміщення іноцерамових вапняків глауконіт-кварцовими алевролітами з конкреціями фосфоритів (північно-західні райони регіону). Тут же відзначається й заміщення кремнеземових вапняків, потужність яких варіює від 6 до 40 м, крейдоподібними відмінами.

Середній склад переважно карбонатно-кременистого літологічного комплексу такий: пісковики – від 0 до 27 % розрізу (середнє 12 %); алевроліти – від 0 до 20 % (2 %);

аргіліти – від 0 до 18 % (2 %); вапняки – від 0 до 58 % (35 %); мергелі – від 0 до 28 % (6 %); кременисті породи – від 23 до 63 % (43 %).

Пісковики та алевроліти простежуються у вигляді невитриманих прошарків потужністю від 0,4–0,7 до 20 м, які часто заміщуються за латераллю піскуватими халцедоновими спонголітами або піскуватими вапняками. Пісковики світло-зеленкуватого, зеленкуватого, зеленкувато-сірого кольору, що зумовлене різним вмістом глауконіту, переважно різнозернисті й псамо-алевритисті (розмір кластичного матеріалу – від 0,06 до 0,5 мм, при домінуванні значень від 0,1 до 0,3 мм). Породи слабкоцементовані, крихкі, але різновиди з кременистим цементом щільні, міцні. Текстура порід масивна, іноді лінзовидношарувата.

Кластичний матеріал, вміст якого становить 40–98 %, на 90–98 % складений кутастими та напівобточеними, часто кородованими зернами кварцу. Значно рідше відзначаються зерна польових шпатів (мікроклін, ортоклаз, до 5 %), уламки кременистих та карбонатних, іноді фосфатних порід (до 5 %), поодинокі кристали доломіту, кліноптилоліту, пириту та луски мусковіту.

Головним аутигенним мінералом псамітів є глауконіт, вміст якого в породах коливається від 5 до 50 % (домінують значення 10–20 %), а сантиметровими прошарками – й до 90–98 %. Це білдо- та густозеленого кольору стягіння ізометричної форми, а також неправильні агрегати, морфологія яких повністю контролюється формами міжзернових пор. Окрім глауконіту, серед аутигенних мінералів відзначаються кристали і стягіння фосфатів, карбонатів та ангідриту.

Пісковики містять значну кількість (до 5–20 %) органічного детриту карбонатної (форамініфери, призми іноцерамів тощо) та кременевої (спікули губок) фауни.

Комплекс акцесорних мінералів псамітів складений (до 90 %) непрозорими рудними мінералами, серед яких вирізняються гематит, лейкоксенований ільменіт, пірит та магнетит.

Цемент пісковиків (5–60 %) полімінеральний – гідрослюдисто-кременистий, гідрослюдисто-карбонатний, іноді мономінеральний – гідрослюдистий, карбонатний (кальцитовий, доломітовий) та кременистий (ізотропна кремениста речовина, криптозернистий халцедон). Тип цементу порово-базальний, базальний, іноді конформно-інкорпораційний та плівково-поровий.

Силіцити в розрізі комплексу мають значне поширення і простежуються, у тій чи іншій кількості, практично на всій північній частині регіону. Серед них вирізняються гези, спонголіти, опоки, трепели, халцедоніти з домішкою теригенного матеріалу.

Гези залягають у вигляді окремих пачок та прошарків потужністю 1–2 м. Породи переважно пористі, крихкі зеленкувато-жовтого, світло-зеленкуватого або сірого кольору, часто містять неправильні форми кременисті жовна. Текстура порід масивна, іноді кавернозна або іхтігова, зумовлена наявністю численних ходів мулоїдів.

Гези складені з опалових спікул губок (10–20 %), зерен глауконіту та уламків кварцитів алевро-псамітової розмірності (15–40 %), а також кремнезему (крystalіт, халцедон), що становить їх основу. Спорадично відзначаються зерна польового шпату і луски мусковіту. Розподілений кластичний матеріал нерівномірно, через що в деяких ділянках породи заміщуються спонголітом, ще в інших – переходить у пісковики або алевроліти.

Глауконіт у гезах трапляється у вигляді зерен неправильної або ізометричної форми розміром до 0,5 мм. Зерна кварцу – алевритової розмірності кутастой, рідше напівобточеної форми, часто зі слідами регенерації. Основна маса, халцедонового та кристобалітового складу, характеризується тонко-, іноді грубоагрегатною структурою. Доволі часто халцедон формує дрібні сфероліти або, у вигляді тонких прошарків (до 0,07 мм), облямовує зерна кварцу, глауконіту та спікули губок.

Спонголіти мають значне поширення і просторово тісно пов'язані з вищеописаними гезами. Породи світло-сірого, жовтувато-сірого, зеленкувато-сірого та білого кольору, переважно щільні й міцні, часто з лінзоподібного та горизонтальношаруватою текстурою, зумовленою чергуванням прошарків різного мінерального складу.

Речовинний склад спонголітів зіставляється зі складом гезів, але тут основним породоформувальним компонентом виступають опалові та халцедонові спікули губок, вміст яких коливається від 70 до 90 %. Для порід характерний також підвищений вміст глауконіту – до 10–20 %. Кластичний матеріал (до 15 %) складений зернами кварцу, поодинокими зернами польових шпатів та лусками мусковіту. Цементувальна маса – оптично ізотропний кремнезем або халцедон. Останній, часом має тонкоагрегатну структуру, іноді формує сфероліти. Як правило, сферолітовий та грубокристалічний халцедон розподілений у місцях скупчення спікул губок.

Утворення аргілітової та карбонатної літологічних серій являють собою практично єдиний комплекс взаємопов'язаних закономірними фаціальними заміщеннями, генетично споріднених літотипів. Останні мають найбільше, серед вищеперахованих літологічних серій, просторове поширення і локалізуються у межах північно-західного шельфу Чорного моря та центральних районів Рівнинного Криму, де формують два комплекси аргілітової серії – аргілітовий з прошарками псамітів та карбонатних порід (псаміти 0–25 %, карбонатні породи 0–25 %, аргіліти 50–75 %) і псаміто-карбонатно-аргілітовий (псаміти 0–25 %, карбонатні породи 25–50 %, аргіліти 50–75 %), а також карбонатний з прошарками псамітів та аргілітів комплекси (псаміти 0–25 %, карбонатні породи 50–75 %, аргіліти 0–25 %) карбонатної серії (див. рис. 4.1).

Літологічна структура розрізу названих комплексів переважно трикомпонентна і характеризується перешаруванням глинистих порід (до 12–56 % розрізу), мергелів (0,2–15,0 м; 35–53 %) та вапняків (від 0,5 до 20,0 м; 4–44 %). У зонах, наближених до центрів вулканічної діяльності, відзначається локальна домішка вулканогенного та вулканоміктового матеріалу, вміст якого коливається від поодиноких зерен і уламків до 15–20 %, і лінзовидними скупченнями до 65–80 %. У склепінних зонах консидиментаційних піднять, у розрізі товщі простежуються прошарки алевропсамітових і навіть псефітових різновидів.

За співвідношенням основних літотипів у межах Каркінітсько-Північно-кримського прогину виділено два типи розрізу сеноману: східний (карбонатний) та західний (глинистий) (рис. 4.2).

Глинистий тип розрізу розкритий свердловинами у межах північно-західного шельфу Чорного моря (структури Гамбурцева, Голіцина) і характеризується домінуванням аргілітів, сумарний вміст яких перевищує 50 %, та мергелів (45 %) з малопотужними (0,2–2,0 м) прошарками вапняків.

Карбонатний тип розрізу домінує на теренах Тарханкутського півострова (Борисівська, Оленівська, Мелова структури) і характеризується розвитком у його структурі шарів вапняків (потужністю від 0,2 до 20,0 м; 23–44 %) та мергелів (0,5–15,0 м; 37–53 %), при незначному вмісті аргілітів (12–29 %).

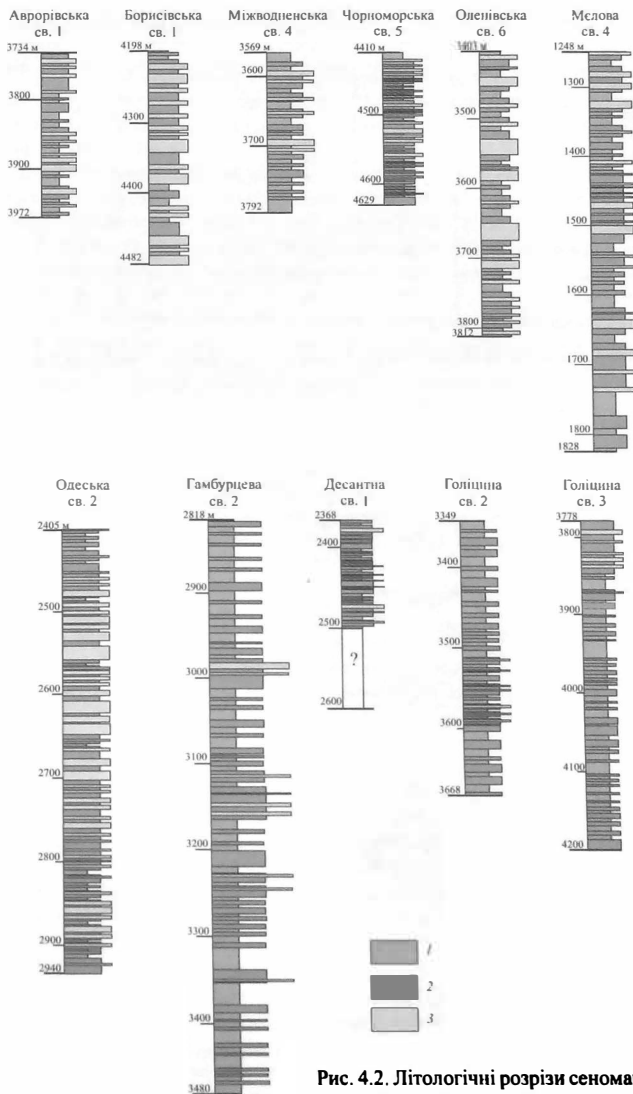


Рис. 4.2. Літологічні розрізи сеноманських відкладів Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну:
1 - аргіліти (глини), 2 – мергелі, 3 – вапняки.

Таблиця. 4.1. Потужність і відсотковий вміст порід у розрізах сеноману

Площа свердловина	аргіліти, м	мергелі, м	вапняки, м	аргіліти, %	мергелі, %	вапняки, %
Голішніа-3	203	194	23	48	46	6
Голішніа-2	176	150	14	52	44	4
Гамбурцева-2	370	260	30	56	39	5
Одеська-2	56	246	228	11	47	42
Борисівська-1	35	135	133	11	45	44
Міжводненська-4	112	81	30	52	35	13
Мелова-4	170	308	102	29	53	18
Аврорівська-1	88	96	54	37	40	23
Чорноморська-5	50	107	61	23	49	28
Оленівська-6	106	156	148	26	38	36

З метою встановлення літофасіальної структури сеноманських відкладів проведений аналіз просторового розподілу товщоформувальних компонентів: вапняки, мергелі та аргіліти (табл. 4.1).

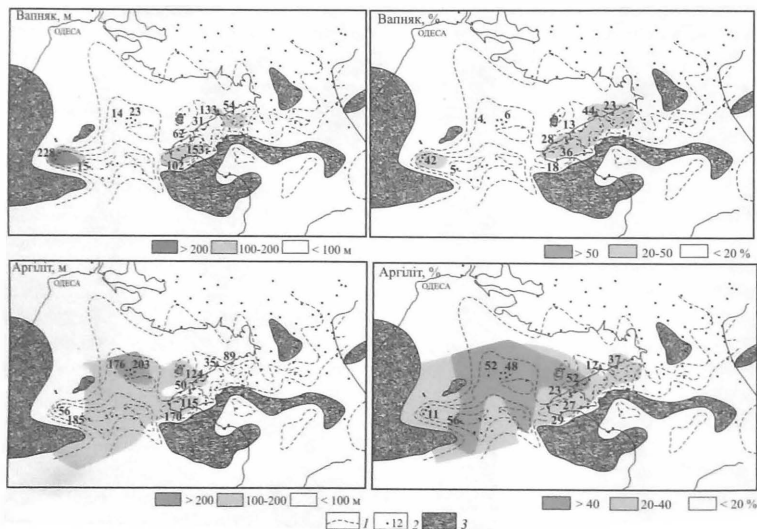


Рис. 4.3. Схеми літофасій відкладів сеноману ізоліт і відсоткового вмісту вапняків та аргілітів.

1 – ізопахіти, 2 – свердловини і сумарна потужність горизонтів вапняків та аргілітів, 3 – відсутність відкладів.

Побудовані літофаціальні схеми (відсотковий вміст та ізоліт вапняків і аргілітів) (рис. 4.3).

Прошарки вапняків рівномірно розподілені у розрізі сеноманської товщі, але відіграють підпорядковану роль (4–44 % розрізу). При цьому є можливість виділити два ареали (Серебрянський, Оленівський) їх максимального розвитку з сумарною потужністю понад 100 м.

Дещо інші риси, ніж у вапняків, має характер поширення аргілітів. Насамперед це пов'язане з більш значним просторово-віковим їх розвитком, що проявляється і в підвищених сумарних потужностях, які досягають 50–370 м. Глинисті утворення формують практично єдиний ареал, що охоплює західні райони регіону – акваторію північно-західного шельфу Чорного моря та суміжні ділянки суходолу.

Мінералого-петрографічні особливості відкладів

Як зазначено вище, в розрізі сеноманської товщі Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну домінують карбонатно-глинисті літотипи – мергелі, глинисті мергелі та вапнисті аргіліти.

Мергелі та глинисті мергелі формують прошарки та пачки потужністю від початкових метрів до 40 м (табл. 4.1). Породи сірого і темно-сірого кольору з органогенно-детритовою й пелітоморфною структурою, масивною, рідко горизонтальношаруватою текстурою. Основна маса мергелів складається з дрібно-зернистого кальциту, глинистих мінералів (гідрослюда, каолінит) і рівномірно розподіленого у породі органогенного детриту (10–20 %). Трапляються також невеликі плями бурої органіки й уламки обвуглених рослинних решток, гнізда та тонкі включення піриту. Вміст уламкового матеріалу, до складу якого входять алевритові зерна кварцу, польових шпатів, луски мусковіту, досягає 7–10 %. На деяких площах у мергелях наявний пірокластичний та вулканоміктвий матеріал, який, розподілений нерівномірно, формує невеликі гнізда і лінзи, зрідка – малопотужні прошарки.

Вапняки представлені глинистими (вміст CaCO_3 близько 80 %) та слабоглинистими (CaCO_3 близько 90 %) різновидами. Інколи відзначаються прошарки зернистих та кристалічнозернистих вапняків (біоспаритовий грейнстоун), потужність їх окремих пластів досягає 30 м. Слід відмітити доволі широкий розвиток вапнякових пісковиків (грейнстоунів), які містять до 15–35 % уламкових карбонатних зерен, значну кількість спариту (до 30 %) та порід типу баундстоун, у яких головну роль відіграють рештки водоростей, що формують специфічний скелет породи. При цьому спостерігається чергування прошарків, збагачених або біогенними рештками, або глинистою речовиною. Шаруватість підкреслюється водоростями (завтовшки 0,08–0,3 мм), які часом простягаються через весь шліф. У св. Голиціна-3 (рис. 4.4) довжина фрагментів водоростей досягає 8 мм при товщині 0,03–0,05 мм. Спостерігаються форамініферові сфери, окремі кременеві спікули. Вміст біогенних решток становить 35–45 %, домішка кластичного матеріалу (кварц, глауконіт) – 8–10 %. Плями (0,06–0,4 мм) розвинений кремнезем та кристалічний кальцит (спарит).

Іноді спостерігаються спікулові вапняки (вміст біоти до 45 %). Розмір спікул становить 0,01–0,06 мм, наявні окремі великі (до 0,15 мм) форамініфери (рис. 4.5–4.7).

Вапняки сірі, попелясто-сірі, детритово-пелітоморфні з масивною та лінзовидно-плямистою текстурою, часто інтенсивно скременілі, з нечастими прожилками,

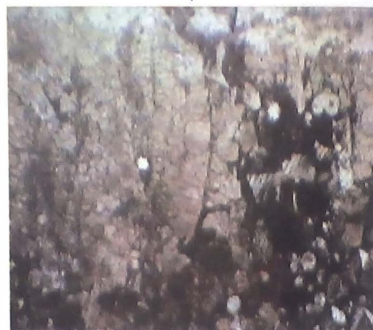


Рис. 4.4. Органогенно-уламковий вапняк шаруватої мікротекстури з фрагментами водоростей (а) та колоніальних організмів (б).

Св. Карлавська-12, інт. 3345–3347 м (сеноман). Ніколі II.



Рис. 4.5. Спікуловий вапняк.
Св. Карлавська-12, інт. 3415–3419 м
(сеноман). Ніколі II.



Рис. 4.6. Вапняк органогенний
перекристалізований (біоспарит)
Св. Міжводненська-5, інт. 3763–3766 м
(сеноман). Ніколі X.

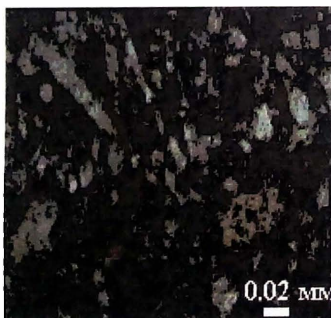


Рис. 4.7. Вапняк водоростево-спікуловий
зі світло-жовтими бітумами.
Св. Октябрська-1, інт. 1594–1598 м
(сеноман). Ніколі II.

виповненими темно-бурими бітумами та кальцитом. Породи складені пелітоморфним кальцитом з домішкою (5–25 %) глинистого матеріалу, а також органогенного детриту (10–30 %). Дуже незначна кількість уламкового матеріалу (1–2 %) алевритової розмірності представлена кутастими зернами кварцу, ізометричними зернами глауконіту, а також фосфатизованими уламками органіки. В зернистих та кристалічнозернистих вапняках пелітоморфний кальцит (мікрит) наявний у дуже незначній кількості, добре виражені карбонатні зерна (10–40 %) і перекристалізований кальцит (10–30 %). Тип перекристалізації – від плямистої до масивної. Розмір кристалів кальциту становить 0,06–0,25 мм (іноді до 0,4 мм). На периферії ділянок перекристалізації місцями спостерігаються темно-бурі бітуми.

Вапнисті аргіліти, натомість, темно-сірого кольору, тонкошаруваті, щільні, з пелітоморфною, ділянками – органогенно-уламковою структурою. У їх основній масі переважає глинистий матеріал (гідроліта, каолінит) і пелітоморфний кальцит. Домішка органогенного детриту (до 10 %) представлена кальцитовими черепашками форамініфер і спікулами губок.

Особливості поширення біогенних решток

На початку пізньокрейдового періоду (в ранньому сеномані), на тлі загального наступу моря на сушу, проявилася короткочасна регресія (Нас..., 1987; Schlanger..., 1986). Це евстатичне зниження рівня Світового океану в межах вивченого регіону фіксується за рядом показників, зокрема за низьким вмістом у відкладах решток планктонних форамініфер, які є індикаторами палеоглибин басейну. Так, ріст концентрацій планктонних форамініфер знизу вгору за розрізом сеноману становить: у св. Каштанівська-1 – від 16 до 50 %; св. Родніківська-5 – від 8 до 50 %; св. Березівська-1 – від 25 до 60 %.

Характер просторового поширення планктонних форамініфер дає змогу отримати певне уявлення про палеоглибини сеноманського седиментаційного басейну (рис. 4.8). На схемі локалізовано декілька ділянок з підвищеними глибинами водоюми (понад 100 м, вміст планктонних форамініфер – понад 50 %). Найбільше за площею поле максимальних глибинохоплює центральну частину північно-західного шельфу Чорного моря (район площі Голіцина). Невеличкі за розмірами глибоководні ділянки фіксуються у районах Західнотарханкутського, Серебрянського та Джанкойського палеопрогинів.

Слід відзначити, що, згідно з даними (Долицкая..., 1972), у межах сучасного Гірського Криму (район м. Бахчисарай) у сеноманський час нагромадження відкладів відбувалося в досить глибоководних умовах (континентальний схил – зовнішній шельф, 150 або й більше метрів). Але ці поодинокі дані не дозволяють навіть приблизно намітити тут палеобатиметричні зони.

Вищезгадані “глибоководні” западини розміщені у межах поля середніх глибин (50–100 м, “форамініферове число” 20–50 %), яке охоплює більшу частину акваторії Чорного моря, Тарханкутський півострів та центральні райони Рівнинного Криму. Зона з “форамініферовим числом” 10–20 % та палеоглибинами 20–50 м вузькою субширотною смугою простежується у північних районах акваторії Чорного моря й у Присивашші.

У північному Причорномор’ї глибини седиментаційного басейну не перевищували 20 м (“форамініферовий показник” – менше 10 %).

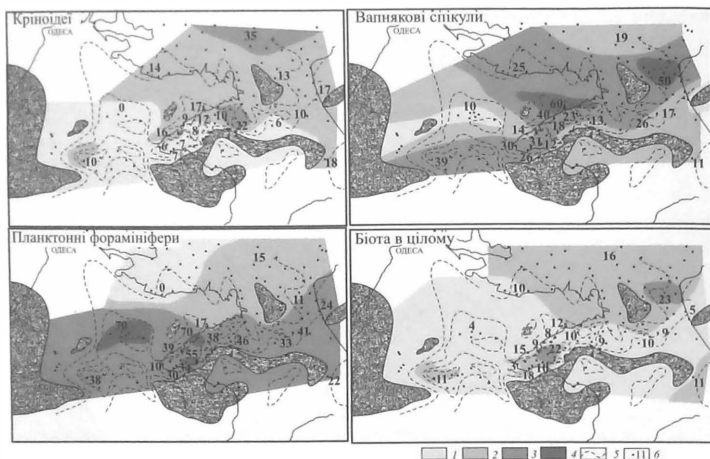


Рис. 4.8. Характер поширення органогенних решток у відкладах сеноману.

Вміст, %: 1 – нижче 10, 2 – 10–20, 3 – 20–50, 4 – понад 50; 5 – ізопахіти; 6 – свердловини, де проводилися дослідження.

Характер просторового поширення криноїдів у певній мірі дає можливість якісно оцінити варіації солоності сеноманської водойми, оскільки голкошкірі дуже чутливі до її коливань, зокрема до опріснення. Як видно, мінімальний вміст решток криноїдів (менше 10%) властивий сеноманським відкладам північно-західної акваторії Чорного моря, Тарханкутського півострова та південної частини Рівнинного Криму. У північному напрямку вміст криноїдів у породах зростає, досягаючи максимуму на території північного Причорномор'я. Така картина розподілу вищеназваних організмів може свідчити про певне опріснення південних ділянок седиментаційного басейну.

Мінімальний вміст (до 10%) спікул карбонатних губок (див. рис. 4.8) у сеноманських відкладах фіксується в межах західної частини акваторії Чорного моря, а також на сході регіону. Максимальні їх концентрації у вигляді вузької смуги субширотного простягання простежуються від площі Гамбуршева – на заході через північні райони Тарханкутського півострова до Ведмедівської площі – на сході.

Загальний вміст біоти (див. рис. 4.8) у відкладах сеноману характеризується відсутністю істотних коливань: на більшій частині території значення цього параметру не перевищує 10%. Невеликі за площею ареали, де вміст біогенних решток становить 20–25%, локалізовані у центральних ділянках Тарханкутського півострова й у Присивашії.

Статистичне опрацювання результатів біофакціальних досліджень із застосуванням методу головних компонент (Смирнов..., 1975) дозволило встановити наявність кореляційних зв'язків між певними параметрами і деталізувати типізацію окремих проб (рис. 4.9).

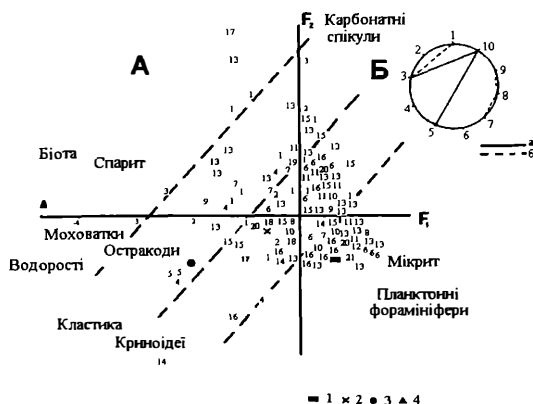


Рис. 4.9. Групування порід відкладів сеноману в просторі факторів F_1 та F_2 .

А. Фаціальні зони (1–4): 1 – зовнішнього шельфу, 2 – передового схилу, 3 – бар'єрна, 4 – внутрішнього шельфу. Точки 1–21 відповідають площам: 1 – Родніківська, 2 – Оленівська, 3 – Тендрівська, 4 – Генічеська, 5 – Каховська, 6 – Октябрська, 7 – Каштанівська, 8 – Слов'янська, 9 – Глібівська, 10 – Вишняківська, 11 – Гамбурицева, 12 – Голіцина, 13 – Мелова; 14 – Стрілкова, 15 – Карлавська, 16 – Березівська, 17 – Ведмедівська, 18 – Чорноморська, 19 – Борисівська, 20 – Джанкоїська, 21 – Бакальська.

Б. Коефіцієнти кореляції біофаціальних показників (за результатами факторного аналізу, понад 0,55): а – додатні, б – від'ємні. Біофаціальні показники (1–10): 1 – планктонні форамініфери, 2 – остракоди, 3 – водорості, 4 – моховатки, 5 – криноїдеї, 6 – карбонатні спікули, 7 – біота, 8 – мікрит, 9 – спарит, 10 – кластника.

Існування додатніх кореляційних зв'язків було встановлене між кількістю кластичного матеріалу і решток водоростей (0,52), а також кластичного матеріалу і криноїдеї (0,51). Від'ємними зв'язками характеризуються вміст решток планктонних форамініфер та водоростей (-0,52), мікриту та біоти (-0,63), а також мікриту та спариту (-0,70).

Аналіз особливостей розподілу проб у просторі факторів (відсоток загальної мінливості 51,5) дозволяє стверджувати, що більшість із них була сформована у відносно глибоководних умовах – у межах зон зовнішнього шельфу та передового схилу (Родніківська, Октябрська, Мелова, Березівська, Джанкоїська та інші площі). Певна частина точок-проб потрапляє у поле поширення осадів внутрішнього шельфу (Генічеська, Каховська, Тендрівська та інші площі). Як відклади бар'єрної зони сеноманського палеошельфу інтерпретуються породи окремих інтервалів розрізів, розкритих на Меловій, Родніківській та деяких інших площах.

Літмологічна циклічність сеноманських відкладів

Для встановлення особливостей літмологічної структури розрізу, вивчення різнорангової циклічності сеноманських відкладів проведено їх детальніше дослідження

в межах Каркінітсько-Північнокримського прогину. У процесі вивчення виділялися літміти – тіла надпородного рівня (Карогадин..., 1980), які являють собою асоціації породних тіл (шарів). В основу цієї процедури покладено результати інтерпретації

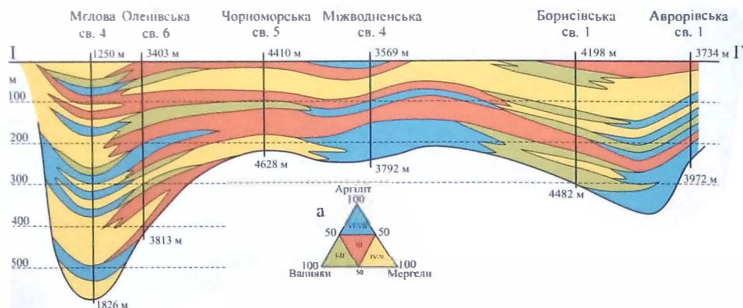


Рис. 4.10. Літологічний перетин сеноманських відкладів і класифікаційна літологічна трикутна діаграма (а).
Положення перетину – див. рис. 4.1.

ГДС (радіоактивні методи) з пошаровою літологічною типізацією розрізу. При побудовах використовували класифікаційну літологічну трикутну діаграму (рис. 4.10 а).

Відтак шляхом підрахунку вмісту головних товщоформувальних компонентів (вапняк, аргіліт, мергель) з'ясовувалася літологічна будова товщі (табл. 4.2). Загалом виділено чотири типи літмітів: (1) вапняковий (вапняків понад 50 %); (2) мергельний (мергелів понад 50 %); (3) глинистий (аргілітів понад 50 %); (4) змішаний (вапняки, мергелі та аргіліти приблизно в однаковому співвідношенні).

Таблиця 4.2. Відсотковий вміст літмітів у відкладах сеноману

Площа, свердловина	Літмітн, %			
	I-II	III	IV-V	VI-VII
Одеська-2	44	15	41	0
Гамбурцева-2	3	3	30	64
Голіцина-2	0	35	35	30
Голіцина-3	5	0	43	52
Оленівська-6	24	52	14	10
Чорноморська-5	10	45	45	0
Аврорівська-1	8	17	33	42
Мелова-4	7	7	62	24
Міжводненська-4	0	33	17	50
Борисівська-1	47	13	40	0
Середнє	15	22	36	27

У результаті досліджень, проведених стосовно 15 свердловин, що пробурені у межах Рівнинного Криму та північно-західного шельфу Чорного моря, в розрізі сеноману було виділено від 8 до 20 літмітів регіонального, зонального та локального

поширення потужністю від 20 до 60 м (див. рис. 4.10). Найбільш поширені мергельні (поля IV-V, у середньому – 36 % сеноманського розрізу) та глинисті (поля VI-VII, 27 %) літміти. Дещо менше – змішані (поле III, 22 %) та вапнякові (поле I-II, 15 %) літміти.

Найбільш цікаві у нафтогазопотужковому відношенні вапнякові літміти (поля I-II) домінують у розрізах, розкритих на площах Оленівська (24 %), Борисівська (47 %) та Одеська (44 %) (див. табл. 4.2). На Борисівській площі їхня загальна потужність становить 140 м, а потужність окремих пачок варіює від 0,5–1,0 м до 20 м. На Одеській, при сумарній потужності описуваних літмітів близько 260 м, домінують прошарки потужністю до 5 м (див. рис. 4.10).

Глинисті літміти домінують у розрізах площ Гамбурцева і Голіцина північно-західного шельфу Чорного моря та Міжводненської й Аврорівської – Рівнинного Криму. Потужність окремих прошарків, пачок аргілітів та глинистих мергелів не перевищує 5 м.

Згідно з результатами петрографічних досліджень (понад 600 шліфів), вапняки, що домінують у літмітах першого-другого класу, представлені значною мірою тріщинуватими різновидами з кавернами та стилітовими 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 %) у породах розподілений нерівномірно і представлений черепашками бентосних, зрідка планктонних форамініфер, спікулами карбонатних губок, фрагментами моховаток, коралів, водоростей (вміст останніх місцями досягає 80 %), члениками криноїдей.

Мергелі й аргіліти, що є основними компонентами літмітів шостого-сьомого класу, відрізняються підвищеним вмістом глинистого матеріалу, зменшенням кількості органогенних решток, зростанням вмісту планктонних форамініфер, відсутністю кристалічного кальциту.

4.2. Турон-коньяк-сантон

У межах Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну відклади верхів галича – низів сенону в більшості випадків поярусно не розчленовуються: в одних ділянках виділяються коньяк-сантонські, в інших – турон-сантонські, у ще інших – турон-коньяк-сантонські утворення. Це зумовило необхідність проведення досліджень для вікового інтервалу: турон-сантон.

Турон-коньяк-сантонський час характеризувався регіональним підняттям рівня Світового океану, а також потеплінням клімату, яке досягло максимуму в кампанській вік (Найдин..., 1986; Schlanger..., 1986; Нас..., 1987). Щоправда, на біолітограмах, побудованих нами для цього відтинку часу, не простежується прогресивна будова розрізу вивченої товщі (на літологічних перетинах спостерігаються певні трансгресивні тенденції – у верхній частині розрізу вміст карбонатних утворень зростає). У більшості випадків товща турон-сантону має складну структуру, що проявляється у чергуванні різних фаціальних зон і засвідчує існування декількох седиментаційних циклів. Характерно також, що карбонатність туронських відкладів знизу вгору за розрізом зростає від 88 до 99 %, а коньяк-сантонських – зменшується від 99 до 78 % (св. Карлавська-8, Октябрська-1, Мелова-3, -6, Родніковська-5).

Літофації і типи розрізу турон-коньяк-сантонських відкладів

За особливостями розподілу потужностей турон-сантонських нашарувань виділено декілька субширотно видовжених депоцентрів, які тяжіють до південного борта Каркінітсько-Північнокримського прогину (північна зона Суліно-Тарханкутського розлому; рис. 4.11). Максимальні потужності товщі простежуються

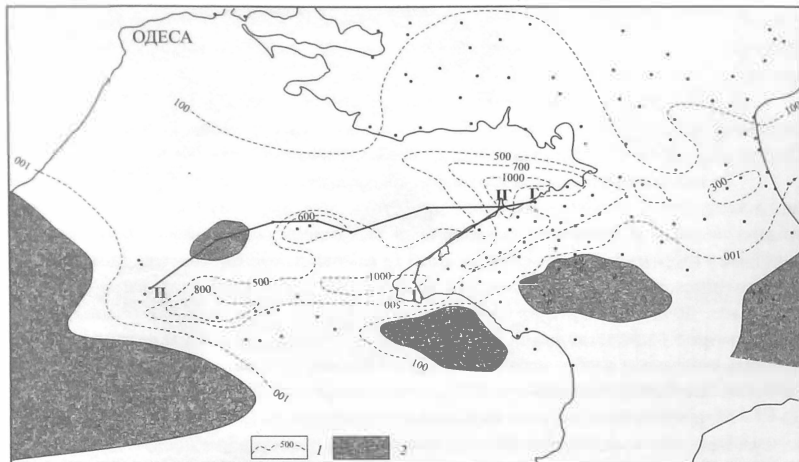


Рис. 4.11. Схема потужності відкладів турон-сантону Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну.
1 – ізопахіти, 2 – відсутність відкладів.

Таблиця 4.3. Потужність і відсотковий вміст вапняків та аргілітів у розрізах турон-коньяк-сантону

№ пп	Площа, свердловина	Загальна потужн., (м)	Аргіліти		Вапняки	
			м	%	м	%
1	Гамбурцева-2	838	20	2	453	54
2	Голіцина-2	423	54	13	188	45
3	Голіцина-3	743	31	4	425	57
4	Шмідта-6	524	67	20	134	39
5	Штормова-5	неповний	35	10	148	41
6	Одеська-2	423	30	7	180	43
7	Борисівська-1	1092	204	19	404	36
8	Аврорівська-1	697	125	18	290	41
9	Міжводненська-4	602	66	11	245	41
10	Чорноморська-5	635	73	11	258	41
11	Оленівська-6	1456	181	12	501	35
12	Мелова-4	741	27	4	547	73
13	Центральна-1	неповний	76	27	50	19
14	Каркінітська-2	298	80	13	92	45



Рис. 4.12. Літологічні розрізи турон-коньяк-сантонської товщі Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну:
1 – аргіліти (глини), 2 – мергелі, 3 – вапняки.

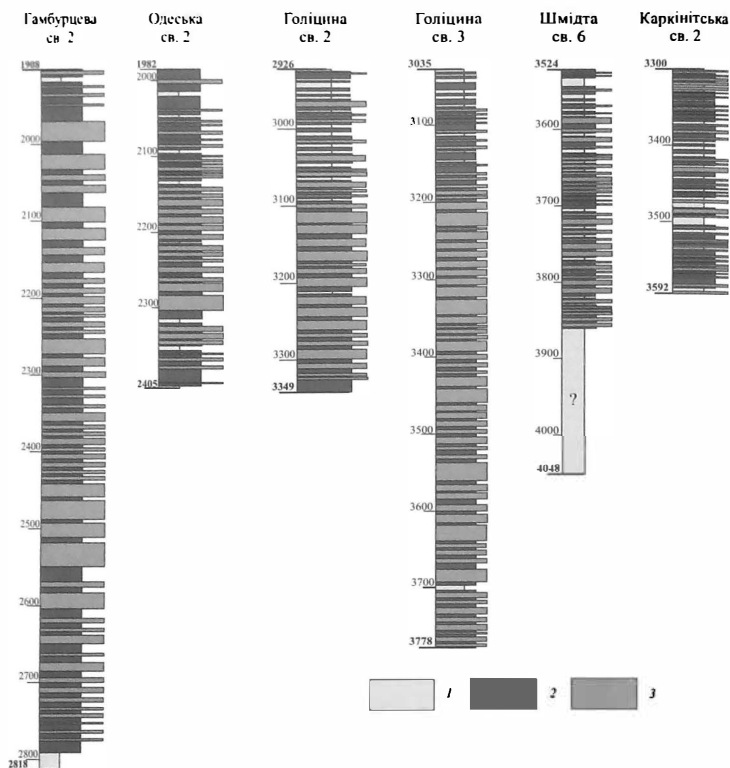


Рис. 4.12. Продовження.

у межах Оленівського та Серебрянського (потужність понад 1000 м), дещо менші (800–900 м) – Гамбурцевського та Голіцинського депоцентрів.

Літологічна структура товщі у межах регіону трикомпонентна: перешарування аргілітів (сумарна потужність 20–204 м, 2–27 % розрізу), мергелів (108–778 м, 23–54 %) та вапняків (50–547 м, 19–73 %) (табл. 4.3). На локальних ділянках простежуються малопотужні (до 0,1 м) прошарки чорних глин (коньякський ярус), а також карбонатизованих (доломітизованих) спонголітів.

За характером співвідношення вищеназаних порід у межах Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну виділено два типи розрізу турон-коньяк-сантагонської товщі: центральний (глинистий) і периферійний (карбонатний) (рис. 4.12).

Глинистий тип розрізу розкритий свердловинами в осовій зоні прогину (площі Шмідта, Каркінітська та Центральна) і характеризується домінуванням у його структурі глинистих та карбонатно-глинистих літотипів (понад 60 %) з підпорядкованими прошарками вапняків.

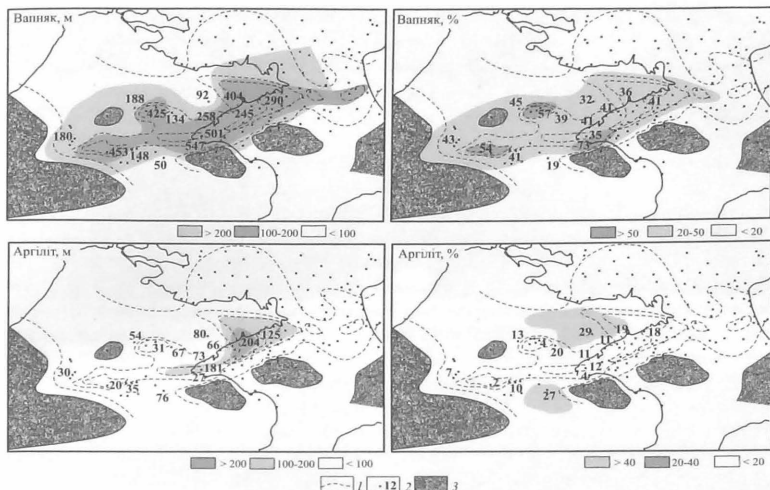


Рис. 4.13. Схеми літофацій відкладів турон-сантону: ізоліт і відсоткового вмісту вапняків та аргілітів.

1 – ізопакіти, 2 – свердловини та сумарна потужність (або відсотковий вміст) вапняків та аргілітів, 3 – відсутність відкладів.

Карбонатний тип розрізу домінує у межах структур Гамбурцева, Аврорівської, Борисівської, Мелової і характеризується доволі широким розвитком карбонатних порід (понад 50 %), при незначному вмісті аргілітів (глин) (див. рис. 4.12).

Існування, у межах Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну, двох літологічних типів розрізу турон-сантонської товщі підкреслюється й поширенням літофаціальних комплексів (рис. 4.13). Так, у південних районах території фіксуються максимуми сумарної потужності (290–550 м) вапняків, які домінують у трьох ділянках: Гамбурцевська (54 %), Голіцинська (57 %) та Оленівська (73 %).

Дещо інший характер поширення мають глинисті породи, які переважають у розрізах центральних районів регіону, де формують практично ізометричний ареал (сумарна потужністю аргілітів 125–204 м).

Мінералого-петрографічні особливості відкладів

У турон-сантонському розрізі виділяється декілька типів карбонатних порід: вапняки органогенні, органогенно-детритові, пелітоморфні глинисті та слабоглинисті, часом скременілі, мергелі та глинисті мергелі. Характерне, зокрема для туронських відкладів, перешарування пелітоморфних вапняків зі вмістом черепашок форамініфер до 20 % і вапняків органогенних, у яких вміст біогенних решток досягає 70–80 % (форамініфери, пітонелли, водорості та колоніальні організми). Найбільш типовими для вивченої товщі є: вапняки органогенні та органогенно-детритові, пелітоморфні, глинисті, крейдоподібні та мергелі.

Органогенні та органогенно-детритові вапняки представлені світло-сірими і білими породами з масивною текстурою, органогенною й органогенно-детритовою структурою. Карбонатність порід становить 88–99 %. Породи переважно щільні, фарфороподібні з численними сутуровими швами, що виповнені темно-сірою глинистою речовиною.

Основна маса вапняків складена пелітоморфним кальцитом, з незначною домішкою глинистого, інколи кластичного карбонатного матеріалу. Вміст біоти, яка представлена переважно черепашками форамініфер, рештками водоростей, пітонелл, поодиноких призм іноцерамів, досягає 65–75 % (рис. 4.14, 4.15).

Вапняки північних (Більшоклінівська, Каїркінська площі) та східних (Северна, Первомайська, Джанкойська площі) районів регіону містять домішку кластичного матеріалу (до 15 %). Останній розподілений у породах нерівномірно і представлений зернами кварцу та польових шпатів кутастої необточеної форми, розміром 0,02–0,08 мм. У вапняках із розрізів північних площ у відсутніх кількостях визначаються вуглефікований рослинний детрит і світло-зелені зерна глауконіту.

Пелітоморфні вапняки в межах регіону формують шари потужністю до 20 м. Це темно-сірі, сірі різновиди з дрібнозернистою та пелітоморфною структурою і нечітко шарованою текстурою. Вміст карбонату кальцію в них коливається від 78 до 83 %. Кластичний матеріал (1–5 %) алевритової розмірності розподілений у породі рівномірно і представлений переважно обточеними уламками карбонатних порід; іноді трапляються зерна кварцу і луски мусковіту. Вміст біоти становить 5–20 %, а в її складі домінують планктонні та бентосні форамініфери.

Вапняки глинисті скременілі простежуються переважно в розрізах коньякського ярусу Тарханкутського півострова. Так, у св. Родніківська-5 вміст SiO_2 досягає 20 % (інт. 3434–3469 м), Глібівська-26 – 35 % (інт. 2660–2666 м), Голиціна-3 – 12 % (інт. 3156–3163 м). Характерна домішка аутигенного піриту (до 10 %), який спостерігається у вигляді скупчень дрібних кристалів, що виповнюють порожнини в черепашках форамініфер і тяжіють до ділянок, збагачених мінералами кремнезему.

Вапняки світло-сірого та темно-сірого кольору, щільні, переважно з плямистою текстурою, зумовленою нерівномірним скременінням та перекристалізацією. Потужність прошарків незначна і варіює від початкових міліметрів до 15–40 см. Структура порід дрібнозерниста або пелітоморфна. Основна маса вапняків складена глинисто-карбонатною речовиною з незначною домішкою кремнезему, який наявний і в основній масі порід, і разом з піритом виповнює ізометричні порожнини, каверни. Спорадично відзначаються кременисті вclusions: від окремих зерен 0,3–0,5 см до суцільних прошарків брудно-голубого кольору потужністю 1–2 см (Оленівська, Первомайська площі)

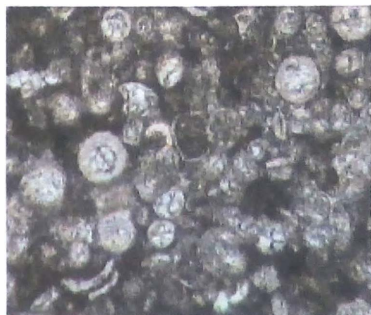
Кластичний матеріал, алевритової розмірності трапляється в кількості до 10 % складений обточеними зернами кварцу, уламками карбонатних порід, лусочками мусковіту, зрідка (до 1–2 %) – ізометричними світло-зеленими зернами глауконіту. Вміст біоти звичайно не перевищує 10–20 %. Міліметровими прошарками і лінзоподібними ділянками спостерігається домішка вулканітового матеріалу (до 20–25 %). Це, в основному, плагіоклази розміром, за короткою віссю, 0,06–0,6 мм і зерна кварцу, глауконіт, хлоритизований біотит, уламки скременілої основної маси вулканітів (0,4–0,6 мм). Спостерігається вкрапленість зерен піриту розміром 0,08–0,3 мм. Біота (28–30 %) представлена форамініферами, водоростями, уламками двостулкових,



Рис. 4.14. Водорості в органічно-уламковому вапняку.
Св. Карлавська-12, інт. 3309–3313 м. Ніколі II.



а



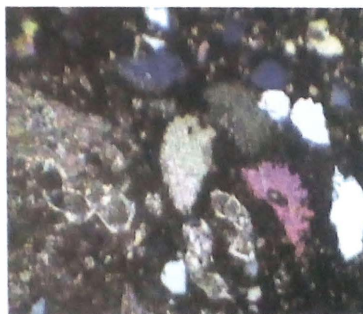
б

Рис. 4.15. Пітонеллові вапняки.

а – св. Оленівська-6, інт. 3008–3016 м; б – св. Голіцина-4, інт. 3102–3112 м. Ніколі II.



а



б

Рис. 4.16. Пітонелловий вапняк з фрагментами водоростей, криноїдей, моховагок.
Св. Голіцина-4, інт. 3279–3284 м. Ніколі II (а), X (б).

коралів (?) (0,3 мм). Виявлено інтракласти мікритових вапняків (0,4х0,9 мм; рис. 4.16).

Вапняки глинисті, пелітоморфні й дрібнозернисті, характеризуються світло-сірим, сірим та білим кольором, переважно масивною, інколи плямистою текстурою, яка зумовлена нерівномірним розподілом у породі глинистого матеріалу та біоти. Як правило, ці вапняки розбиті системою різноспрямованих волосоподібних тріщин, виповнених кальцитом або глинистим матеріалом. Характерна наявність мікропорожнин (0,02–0,2 мм) овальної та ізометричної форми, що виповнені піритом, глауконітом, кальцитом або фосфатними мінералами.

Основна маса вапняків, пелітоморфна або дрібнозерниста, складена кальцитом (76–80 %), з незначною домішкою (до 5 %) глинистого матеріалу. Вміст біоти у породах незначний (5–20 %), але багатий за видовим складом: форамініфери, спікули губок, криноїдеї, пітонелли та інші форми. Причому, в деяких прошарках вапняків вміст пітонелл досягає 70 %.

Вапнякові брекчії, описані в розрізах сантону, розкриті на площі Єлізаветівська (св. 464, 521), де вони формують пласти потужністю до 1,0–1,5 м. Породи світло-сірого, сірого із зеленкуватим відтінком кольору, плямуватою текстурою, зумовленою різним забарвленням уламків (0,5–4 см) вапняків, серед яких переважають дрібнозернисті, органогенні, пелітоморфні глинисті вапняки, інколи відзначаються мікрокристалічнозернисті різновиди. Цементацийна маса складена пелітоморфним або дрібнозернистим кальцитом з незначною домішкою глинистого матеріалу.

Крейдоподібні вапняки білого кольору, масивні й щільні, часто розбиті волосоподібними, слабохвилястими, різноспрямованими, переривчастими тріщинами. Виповнені вони дрібнозернистим кальцитом, інколи глинистим матеріалом. Відзначено наявність суттєвих швів.

Основна маса порід складена пелітоморфним, дрібнозернистим кальцитом з незначною домішкою глинистого матеріалу. Характерні розсіяні вкраплення піриту, іноді відзначаються ромбедри доломіту. Вміст біоти становить 15–25 %. Це рештки та цілі черепашки бентосних форамініфер і пітонелл, уламки іноцерамів і стулки остракод, спікули карбонатних губок. Розподілений органогенний детрит у породах, збагачуючи окремі лінзи та малопотужні прошарки, нерівномірно.

Мергелі детритові дрібнозернисті найбільш характерні для сантонської частини розрізу північно-східної частини території (Передова, Генічеська та ін. площі), хоча окремі прошарки цих утворень простежуються й у турон-коньякських розрізах центральних (площа Шмідта) і західних (площа Гамбурцева) ділянках регіону.

Породи темно-сірі або світло-сірі, із зеленкуватим відтінком, з масивною та лінзоподібно-шаруватою текстурою, зумовленою нерівномірним розподілом будуватого (насиченого органікою) глинистого матеріалу, пелітоморфною мікроструктурою. Основна маса мергелів має глинисто-карбонатний склад (вміст карбонату кальцію до 74 %). Характерна доволі значна (до 20–25 %) домішка алевритового матеріалу, який представлений обточеними зернами кварцу, рідко уламками карбонатних порід, лусками мусковіту. Глауконіт, світло-зеленого кольору й алевритової розмірності, розподілений у породі рівномірно, а його кількість не перевищує 1 %.

Для розрізів коньяк-сантиону цих же ділянок характерні малопотужні прошарки (до 1–4 см) темно-сірих до чорних слабокарбонатних глин. В основній масі наявні дрібні луски гідролюди, мікрозернистий кальцит та дрібні черепашки планктонних форамініфер (площа Гамбурцева).

Особливості поширення біогенних решток

Характер поширення решток планктонних форамініфер дозволяє в загальних рисах охарактеризувати палеоглибини турон-сантонської водойми (рис. 4.17). Локалізовано дві ділянки із значними палеоглибинами моря (понад 100 м, вміст планктонних форамініфер перевищує 50 %). Одна з них, більша за площею, локалізована в межах акваторії Чорного моря і фіксується за результатами досліджень відкладів сантонського віку у св. Гамбурцева-2 та Шмідта-6. Значно меншу за розмірами глибоководну ділянку намічено, правда вже за туронськими відкладами, у центральних районах Рівнинного Криму (Березівська площа). Ці дані свідчать про конседиментаційний розвиток Південно-Голіцинської грабен-синкліналі і Серебрянського прогину, що було притаманне й Тарханкутському прогину, де кількість планктонних форамініфер у відкладах досягає 40–45 %.

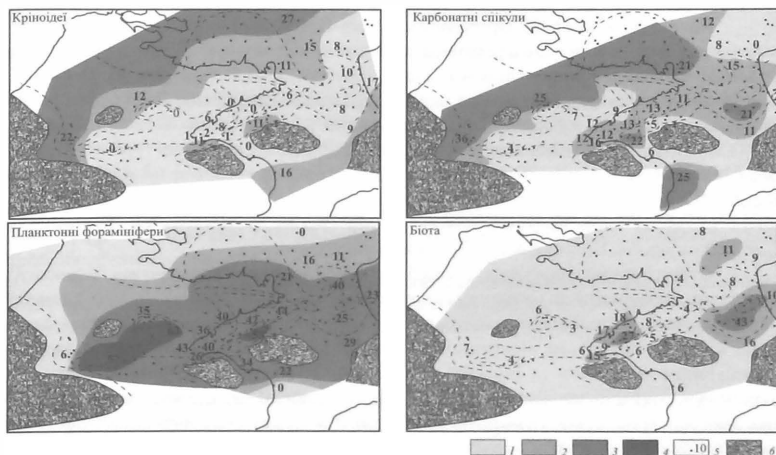


Рис. 4.17. Характер поширення органогенних решток у відкладах турон-сантону.

Вміст, %: 1 – нижче 10, 2 – 10–20, 3 – 20–50, 4 – більше 50; 5 – свердловини, де проводилися біофаціальні дослідження; 6 – відсутність відкладів.

Що стосується території сучасної південно-західної частини Гірського Криму (район м. Бахчисарай), то у туронський час тут існували глибоководні умови (зовнішній шельф – континентальний схил), які виникли ще у сеномані. Починаючи з сантону, режим басейну осадоагромадження змінився. Зменшення кількості решток планктонних форамініфер, розширений видовий спектр та збільшена кількість у породах бентосних форм свідчать про обміління басейну (зона передового схилу – зовнішній шельф). Та, оскільки в цей час відбувалося регіональне підвищення рівня Світового

океану, то відзначена особливість пов'язана, ймовірно, з висхідними рухами цієї частини регіону.

Зона помірних глибин (50–100 м, “форамініферове число” 20–50 %) охоплює більшу частину Рівнинного Криму та Присивашся, а також вузькою смугою облямовує глибоководну частину водойми в межах акваторії Чорного моря. Зона палеоглибин 20–50 м (вміст планктонних форамініфер 10–20 %) у вигляді вузької смуги субширотного простягання охоплює з півночі й півдня глибоководні ділянки. У Північному і Західному Причорномор'ї палеоглибини турон-сantonської водойми не перевищували 20 м.

Більшій частині вивченої території притаманний доволі низький вміст у породах решток криноїдей (див. рис. 4.17). Концентрація їх дещо зростає у Північному і Західному Причорномор'ї й на сході Рівнинного Криму.

Мінімальний вміст спікул карбонатних губок відзначений на ділянках зі значними палеоглибинами (див. рис. 4.17). У межах західної частини акваторії, а також південних та північно-західних ділянок Рівнинного Криму, вміст у породах спікул губок значно зростає.

На більшій частині Причорноморсько-Кримської нафтогоносної області загальна кількість біогенних решток у породах не перевищує 10 % і лише в межах трьох невеликих за площею ділянок їх вміст зростає до 45 % (див. рис. 4.17). Одна із цих ділянок локалізована в районі площ Карлавська, Глебівська, Бакальська (вміст біоти до 27 %), друга – поблизу Вишняківської (до 43 %), а третя – Новоолексіївської (до 11 %) площ. Треба також відзначити значне поширення у відкладах турону пітонелл. Зона їх найбільшого (від 30 до 100 %) розвитку простягається вузькою смугою від площі Мелової, через Карлавську і Бакальську, на Каштанівську площу. Підвищений вміст пітонелл характерний і для відкладів турону, розкритих св. Голіцина-4, Єлізаветівська-64, Вишняківська-2, Генієвська-5.

Статистичний аналіз результатів біофаціальних досліджень турон-сantonських відкладів, проведений за методом головних компонентів (Смирнов..., 1975), виявив деякі відмінності (порівняно із сеноманськими утвореннями) у взаємозв'язках значень (рис. 4.18). По перше, це відсутність кореляційних зв'язків між вмістом у породах кластичного матеріалу та іншими похідними. По-друге, для турон-сantonських утворень характерні, на відміну від сеноманських, сильні додатні кореляційні зв'язки між вмістом водоростей та вмістом моховаток (0,65), а також від'ємні – між вмістом планктонних форамініфер та вмістом криноїдей (-0,55). Як і для сеноманських порід, їм властиві від'ємні значення між вмістом планктонних форамініфер та вмістом водоростей (-0,68), між мікритом та біотою (-0,61), мікритом та спаритом (-0,77).

Розподіл проб у просторі факторів F_1 та F_2 (відсоток загальної мінливості – 50,7) показав, що переважна частина вивчених зразків сформована в межах зовнішнього шельфу та передового схилу (див. рис. 4.18). Хоча слід зауважити: в більшості проаналізованих розрізів відзначені утворення різних біофаціальних зон. Так, у турон-сantonських відкладах, що розкриті на Родніковській площі, типізовано відклади внутрішнього шельфу, бар'єрної зони, передового схилу, зовнішнього шельфу. Найцікавіші в економічному аспекті утворення бар'єрної зони виявлені в розрізах Оленівської, Мелової, Стрілкової та деяких інших площ.



Рис. 4.18. Групування порід відкладів турон-сантону у просторі факторів F_1 та F_2 .

А. Фаціальні зони (1-4): 1 – зовнішнього шельфу, 2 – передового схилу, 3 – бар’єрна, 4 – внутрішнього шельфу. Точки 1-23 відповідають площам: 1 – Родніківська, 2 – Оленівська, 3 – Армянська, 4 – Генічеська, 5 – Нижньогірська, 6 – Октябрьська, 7 – Каштанівська, 8 – Слов’янська, 9 – Глібівська, 10 – Вишняківська, 11 – Слізаветівська, 12 – Голіцинська, 13 – Мелова, 14 – Стрілкова, 15 – Карлавська, 16 – Березівська, 17 – Ведмедівська, 18 – Центральна, 19 – Одеська, 20 – Шмідта, 21 – Бакальська, 22 – Новоолексіївська, 23 – Красноперекіпська.

Б. Коefіцієнти кореляції біофаціальних показників (за результатами факторного аналізу, понад 0,55 %): а – додатні, б – від’ємні. Біофаціальні показники (1-10): 1 – планктонні форамініфери, 2 – остракоди, 3 – водорості, 4 – моховатки, 5 – кринкоїдеї, 6 – карбонатні спікули, 7 – біота, 8 – мікрит, 9 – спарит, 10 – кластика.

Літмологічна циклічність турон-коньяк-сантонських відкладів

Аналіз особливостей варіацій літмологічної структури турон-сантонської товщі регіону виявив домінування літмітів вапнякового (поля I-II, 40 %) та мергельного (поля IV-V, 34 %) типів, найменш поширені утворення глинистого (поля VI-VII, 6 %) типу (табл. 4.4). Загалом, у вивчених розрізах виділяється від 5 до 35 літмітів регіонального, зонального або локального поширення потужністю від 20 до 400 м (типівіші 20-40 м; рис. 4.19).

Загальна потужність і особливості літмологічної структури розрізу турон-сантонської товщі регіону фіксують широкий розвиток вапнякових літмітів (поля I-II) у розрізах св. Мелова-4 (84 %), Голіцина-3 (65 %) та Гамбурцева-2 (59 %).

Якщо на Меловій та Голіцинській ділянках ці відмінності виявляють практично наскрізний розвиток, а потужність їх окремих пачок максимальна (до 200-400 м), то на Гамбурцевській та Борисівсько-Авровівській ділянках вони поширені дискретно на різних гіпсометричних рівнях, а їхня потужність, як правило, не перевищує 40 м. Слід відзначити, порівняно з аналогічними розрізами сеноманської товщі, відсутнє зміщення ареалів розвитку вапнякових літмітів вбік Мелової й Авровівської площ.

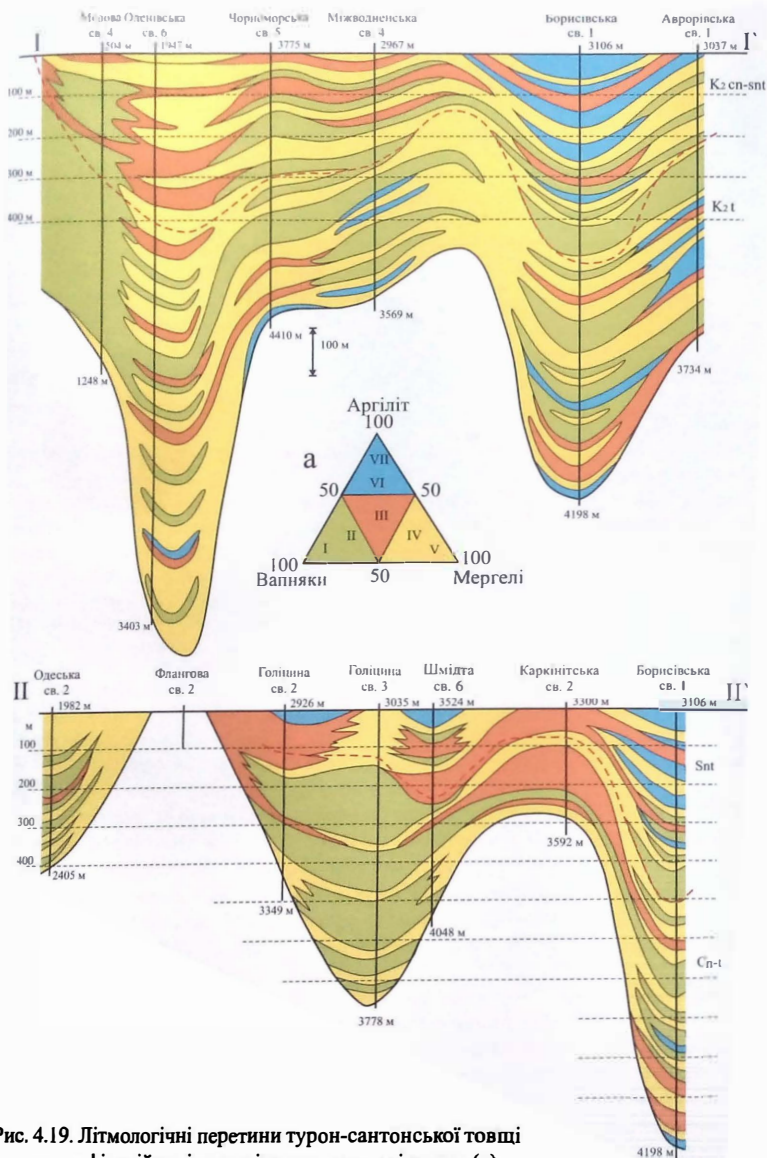


Рис. 4.19. Літологічні перетини турон-сантонської товщі та класифікаційна літологічна трикутна діаграма (а) (просторове положення перетинів – див. рис. 4.11).

Таблиця 4.4. Відсотковий вміст літмітів у турон-сantonських відкладах

№ пп	Площа, свердловина	Літміти, %			
		I-II	III	IV-V	VI-VII
1	Гамбурцева-2	59	5	34	2
2	Голіцина-2	43	33	19	5
3	Голіцина-3	65	3	32	0
4	Шмідта-6	24	40	18	18
5	Одеська-2	43	9	48	0
6	Борисівська-1	33	13	34	20
7	Аврорівська-1	31	9	40	20
8	Міжводненська-4	43	17	37	3
9	Чорноморська-5	34	16	47	3
10	Оленівська-6	14	22	63	1
11	Мелова-4	84	5	11	0
12	Каркінітська-2	7	71	22	0
	Середнє	40	20	34	6

Глинисті літміти турон-сantonської товщі, на відміну від карбонатних, мають незначне просторове поширення. Поля їх розвитку тяжіють до Шмідтівської, Борисівської та Аврорівської ділянок. Потужність літмітів становить 20–40 м.

4.3. Кампан

Відклади кампану мають найбільше просторове поширення серед верхньокрейдових утворень Причорноморсько-Кримського осадово-породного басейну. Потужність їх досягає 600 м. З нижчезалеглими відкладами сantonу вони мають зону поступового переходу, а їх верхня границя відзначається літологічною чіткістю.

Літофації й типи розрізу відкладів кампану

За характером латерального розподілу потужностей відкладів виявлено п'ять депоцентрів (до 600 м), що тяжіють до осової зони Каркінітсько-Північнокримського прогину (рис. 4.20).

За особливостями літологічної структури товщі виділено два типи розрізу – глинистий (північний) і карбонатний (південний) (рис. 4.21).

Глинистий тип розрізу (структури Флангова, Голіцина, Шмідта, Каркінітська) характеризується доволі значним розвитком у його структурі глинистих порід (понад 30 %) (див. рис. 4.21). Останні формують як малопотужні прошарки (початкові сантиметри) в пачках мергелів та вапняків, так і горизонти потужністю до 20 м. Вміст вапнякових прошарків у цих розрізах не перевищує 20–25 %.

Карбонатний тип розрізу (Аврорівська, Борисівська, Мелова, Штормова та ін. структури) характеризується домінуванням карбонатних порід (45–55 %) при незначній кількості аргілітів (3–16 %).

За особливостями латеральних варіацій сумарних товщин (ізоліт) і відсоткового вмісту вапняків та аргілітів у розрізах (рис. 4.22) локалізовано три, ізометричні у плані, ареали домінування карбонатних порід (Аврорівський, Меловий, Штормовий) потужністю 200–250 м, що тяжіють до південного борта Каркінітсько-Північно-

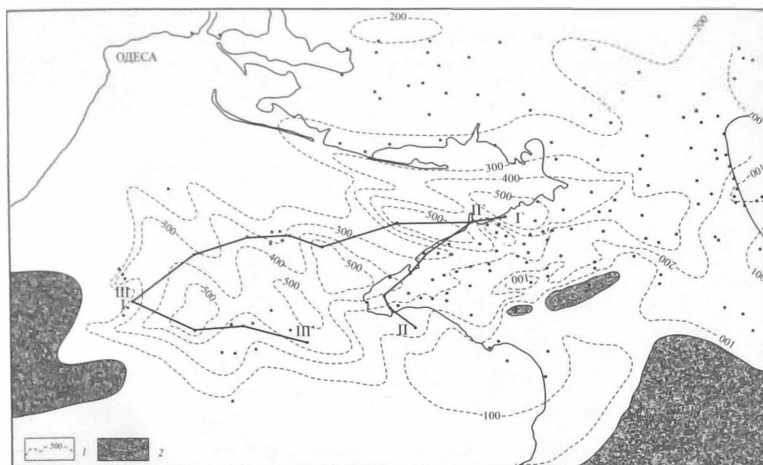


Рис. 4.20. Схема потужності відкладів кампану
Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну.
1 – ізопакіти, м; 2 – відсутність відкладів.

кримського прогину (табл. 4.5). Натомість глинисті утворення переважають у межах північного борта прогину, де формують значний за площею ареал потужністю 100–200 м (аргілітів – понад 30 %).

Таблиця 4.5. Потужність і відсотковий вміст вапняків, мергелів та аргілітів у розрізах відкладів кампану

Площа, свердловина	Аргіліти		Мергелі		Вапняки	
	м	%	м	%	м	%
Одеська-2	36	16	152	69	32	15
Гамбурцева-2	108	20	272	50	160	30
Голіцина-2	158	40	149	37	93	23
Голіцина-3	94	25	199	52	87	23
Оленівська-6	63	17	179	47	138	36
Чорноморська-5	31	9	136	38	193	53
Авровівська-1	58	10	271	47	251	43
Мелова-4	37	15	143	59	63	26
Міжводненська-4	40	14	140	48	112	38
Борисівська-1	13	3	218	52	190	45
Каркінітська-2	186	36	233	45	101	19
Шмідта-6	164	30	259	48	117	22
Штормова-5	35	10	177	49	148	41
Південнобортова-1	29	13	130	56	70	31
Флангова-2	113	33	156	46	71	21
Центральна-1	72	16	236	51	151	33

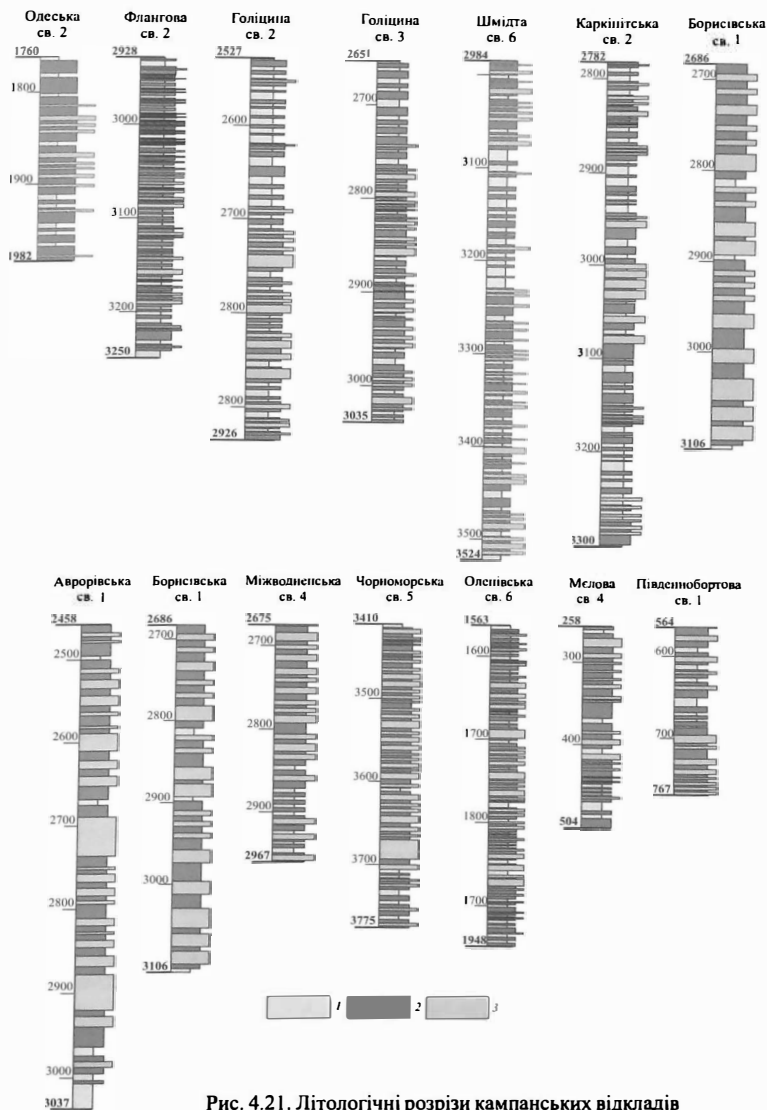


Рис. 4.21. Літологічні розрізи кампанських відкладів Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну: 1 – аргіліти (глини), 2 – мергелі, 3 – вапняки

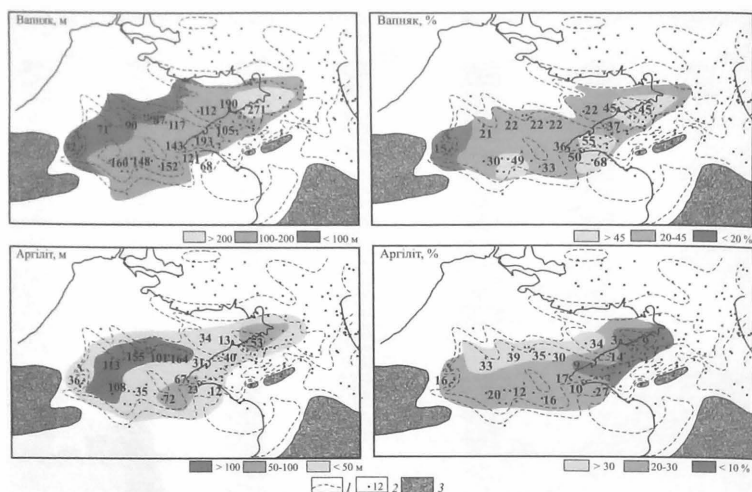


Рис. 4.22. Схеми літофацій відкладів кампану: ізоліт і відсотковий вміст вапняків та аргілітів.

1 – ізопахіти, 2 – свердловини і сумарна потужність (або відсотковий вміст) вапняків та аргілітів, 3 – відсутність відкладів.

Мінералого-петрографічні особливості відкладів

Асоціація порід кампанського віку представлена карбонатними, карбонатно-глинистими та глинистими утвореннями, загальна потужність яких коливається від початкових метрів до 600 і більше (при домінуванні значень до 200 м). Це мергелі з характерними малопотужними (до 1,5 м) прошарками зеленкувато-сірих глин або аргілітів; вапняки, що, як правило, зв'язані поступовими переходами з більш глинистими різновидами; аргіліти (глини) з домішками карбонатного матеріалу та органогенного детриту.

Макроскопічно *вапняки* світло-сірого, сірого, молочно-білого кольорів. Глинисті відміни вирізняються зеленкуватим відтінком. Породи щільні й міцні, часто з товстоплитчастою окремішністю.

Структура порід пелітоморфна, зрідка органогенно-детритова та органогенно-пелітоморфна, текстура масивна, інколи горизонтально- або лінзоподібношарувата, зумовлена нерівномірним розвитком глинистого та теригенного матеріалу, а також органогенного детриту. Досить часто трапляються субгоризонтальні стилітові шви, вивопнені глинистим та алевритовим матеріалом.

Вміст карбонату кальцію у вапняках варіює у межах 90–98 %, у глинистих різновидах – 80–89 %. Характерне зниження карбонатності порід, при збільшенні вмісту глинистого та алевритового матеріалу, у північному напрямку до 75–81 %.

Основна маса вапняків та мергелів має пелітоморфну структуру, глинисто-карбонатний, кременисто-карбонатний або карбонатний склад. Глинистий матеріал

розподілений часто нерівномірно, утворює лінзоподібні скупчення та прошарки (до 1–3 см) (рис. 4.23–4.29). Теригенний матеріал (до 10 %) псамо-алевритової розмірності (0,06–0,2 мм) розподілений у породах рівномірно.

У складі кlastичного матеріалу переважають кутасті й напівобточені зерна кварцу, рідше польових шпатів і блідо-зеленкуватого глауконіту, уламки карбонатних та теригенних порід, кварцитів, лусочки мусковіту. Характерна наявність спариту – грубокристалічного кальциту. Вміст біоти, яка переважно складена планктонними форамініферами, варіює від 10 до 70 % (середнє 25 %): відчутну роль відіграють також залишки моховаток, водоростей, криноїдей, спікули карбонатних губок, остракод, іноцерамів (див. рис. 4.23–4.29). Характерне зростання вмісту біоти за розрізом згори донизу, наприклад, у св. Центральна-1 – від 10–12 % до 20–15 %. У вапняках з верхньої частини розрізу товщі відзначаються включення сірого кремню (св. Сельського-40, інт. 1968–1973 м). Серед аутигенних мінералів (2–3 %) відзначені глауконіт, кальцит, доломіт, ангідрит та пірит. Останній наявний як у вигляді окремих дрібних зерен, так і лінзовидних скупчень, зрідка конкрецій (1,5×1,5 см). Для відкладів північних районів регіону характерна наявність розсіяної вулфікованої та піритизованої органіки.

Мергелі, як правило, горизонтальношаруваті із вмістом органічного детриту до 15–35 %. Лінзовидно-шарувата текстура зумовлена нерівномірним розподілом дрібноагрегатного халцедону (світло-сірі прошарки) та глинистого матеріалу, часто насиченого бітумами (темно-сірі прошарки).

Особливості поширення біогенних решток

Особливості поширення у вивчених породах решток планктонних форамініфер дозволяє в загальних рисах охарактеризувати палеоглибини турон-сантонської водойми (рис. 4.30). Поле максимальних глибин (планктонних форамініфер більше 60 %, глибина понад 100 м) вузькою, субширотного простягання зоною локалізоване в осьовій частині Каркінитсько-Північнокримського прогину – від Одеської до Аврорівської площ (див. рис. 4.30).

Заслугує на увагу те, що глибоководна западина тяжіє до Північнокримської депресії, Південномихайлівської й Південноголіцинської грабен-синкліналей, що може свідчити про їхній конседиментаційний розвиток. Зона максимальних глибин оконтурена полем із глибинами 50–100 м ("форамініферовий показник" – 20–50 %). Зона з "форамініферовим числом" 10–20 % і, відповідно, глибинами 20–50 м вузькою смугою простягається в межах акваторії Чорного моря і центральної частини Рівнинного Криму. На більшій же частині вивченої території, яка охоплює Причорномор'є і схід Рівнинного Криму, глибини кампанського моря не перевищували 20 м ("форамініферове число" менше 10 %).

Описана картина просторового розподілу глибин кампанського седиментаційного басейну за форамініферами непогано корелюється з даними, одержаними при вивченні особливостей поширення водоростей (див. рис. 4.30). Останні, як відомо, живуть на глибинах до 20 м.

Поля максимального вмісту залишків водоростей (понад 10–20 %) відзначені на сході й півночі Рівнинного Криму, у Північному та Західному Причорномор'ї. Мінімальний їхній вміст характерний для Тарханкутського півострова та прилеглої акваторії.

Поширення моховаток не виявляє чіткої відповідності з рештками інших організмів. Смуга їхнього максимального вмісту простежується від св. Чаплінська-2,



Рис. 4.23. Форамініфери у пелітоморфному вапняку.
Св. Карлавська-16, інт. 2253–2258 м.
Збільшення 40. Ніколі ІІ



Рис. 4.25. Прожилки з кремнеземом, світлими бітумами та піритом у пелітоморфному вапняку.
Св. Сребрянська-9, інт. 1679–1683 м.
Збільшення 100. Ніколі ІІ.



Рис. 4.27. Вапняк пелітоморфний із прожилками ангідриту.
Св. Родніковська-4, інт. 1021–1026 м.
Збільшення 50. Ніколі Х.

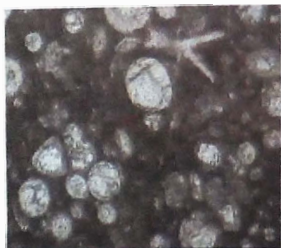


Рис. 4.29. Вапняк пітонеллово-спікуловий.
Св. Центральна-1, інт. 2992–2995 м. Збільшення 65. Ніколі ІІ.



Рис. 4.24. Розсіяна ангідритизація у пелітоморфному вапняку.
Св. Кіровська-2, інт. 1976–1980 м.
Збільшення 60. Ніколі Х.

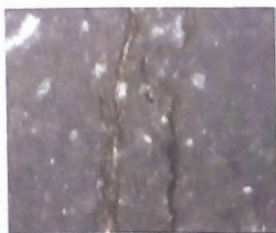


Рис. 4.26. Прожилки жовтих бітумів у пелітоморфному вапняку.
Св. Тендрівська-19, інт. 2128–2130 м.
Збільшення 60. Ніколі ІІ.

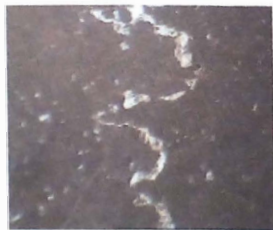


Рис. 4.28. Стілоліт частково вповнений світло-жовтими бітумами та гідрослюдою. Вапняк пелітоморфний.
Св. Центральна-1, гл. 2485 м.
Збільшення 50. Ніколі ІІ.

через Тетянівську-1 та Єлізаветінську-464, до Глібівської-25 з відгалуженнями у напрямку площ Агайманівська та Голіцина. Мінімальний вміст залишків моховаток відзначений у межах акваторії Чорного моря, на заході та сході Рівнинного Криму (див. рис. 4.30).

Вміст біоти у відкладах коливається від 5 до 33 % (див. рис. 4.30). Максимуму він досягає у межах Одеської, Іллічівської, Глібівської та Бакальської площ, а також на сході Рівнинного Криму.

Вищеописані особливості знаходять підтвердження за результатами факторного аналізу (метод головних компонентів).

Серед змінних величин використаний вміст у породі (%) залишків: планктонних форамініфер, остракод, водоростей, моховаток, криноїдей, карбонатних спікул, а також біоти, мікриту, спариту та кластичного матеріалу. Виразні від'ємні кореляційні зв'язки відмічені між вмістом планктонних форамініфер та вмістом водоростей (-0,68), планктонних форамініфер та карбонатних спікул (-0,55; модуль фактора F_1), а також між вмістом мікриту та вмістом спариту (-0,63) і мікриту та біоти (-0,85; модуль фактора F_2) (рис. 4.31).

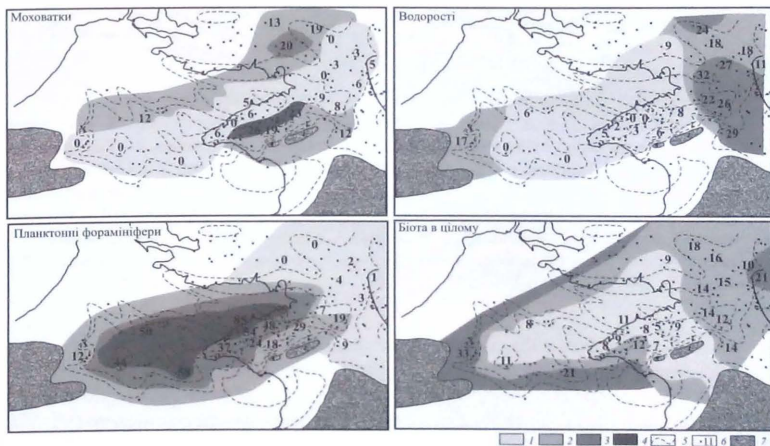


Рис. 4.30. Характер поширення органічних решток у відкладах кампану.

Вміст, %: 1 – менше 10, 2 – 10–20, 3 – 20–50, 4 – більше 50; 5 – ізопакіти, м; 6 – свердловини, де проводилися дослідження; 7 – відсутність відкладів.

Особливості розподілу проб у межах факторів (відсоток загальної мінливості 50,2) дозволили виявити наступне. По-перше, просторово доволі чітко виокремлюються чотири фациальні зони: зовнішній шельф, передовий схил, бар'єрна, внутрішній шельф. По-друге, більшість проб типізується головню як утворення зовнішнього та внутрішнього шельфу. По-третє, розглядані відклади відзначаються низьким вмістом (порівняно з маастрихтськими утвореннями) біоти в цілому.

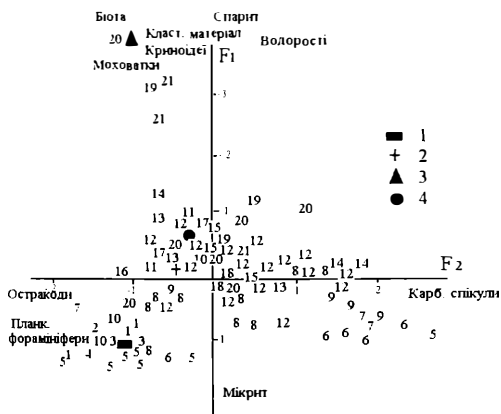


Рис. 4.31. Групування порід відкладів кампану у просторі факторів F_1 та F_2 .

Фаціальні зони (1–4): 1 – зовнішнього шельфу, 2 – передового схилу, 3 – бар'єрна, 4 – внутрішнього шельфу; точки 1–26 відповідають площам: 1 – Одеська, 2 – Голіцинська, 3 – Федорівська, 4 – Іллічівська, 5 – Чорноморська, 6 – Карлавіська, 7 – Глібівська, 8 – Задорненська, 9 – Бакальська, 10 – Каштанівська, 11 – Серебрянська, 12 – Єлизаветинська, 13 – Тетянівська, 14 – Джанкойська, 15 – Балашівська, 16 – Передова, 17 – Східно-джанкойська, 18 – Нижньогірська, 19 – Стрілкова, 20 – Генічеська, 21 – Ведмедівська, 22 – Новоолексіївська, 23 – Воскресенівська, 24 – Чаплінська, 25 – Агайманівська, 26 – Каховська.

Літмологічна циклічність кампанських відкладів

У розрізі відкладів кампану виділено (рис. 4.32) від одного до 18 літмітів локального або зонального поширення потужністю від 20 до понад 200 м. Домінують літміти мергельного (IV–V, 48 %) класу при мінімальній частці глинистого (VI–VII, 10 %) (табл. 4.6).

Широкий, практично наскрізний, розвиток найбільш цікавих у нафтогазопошуковому відношенні літмітів вапнякового (I–II) ряду простежується в межах трьох ділянок: Штормової (23–63 % розрізу), Оленівсько-Чорноморської (37–68 % розрізу) та Борисівсько-Авровівської (40–43 % розрізу), які просторово тяжіють до південного борта Каркінітсько-Північнокримського прогину (зона Суліно-Тарханкутського розлому). При цьому, якщо у межах Оленівсько-Чорноморської ділянки локалізоване одне потужне (близько 200 м) карбонатне тіло в середній частині розрізу, то на інших ділянках окремі малопотужні (20–40 м) тіла фіксуються на різних гіпсометричних рівнях.

Літміти глинистого класу (VI–VII, 10 %) простежуються у вигляді лінзовидних тіл потужністю 20–40 м у верхній частині кампанського розрізу (див. рис. 4.32).

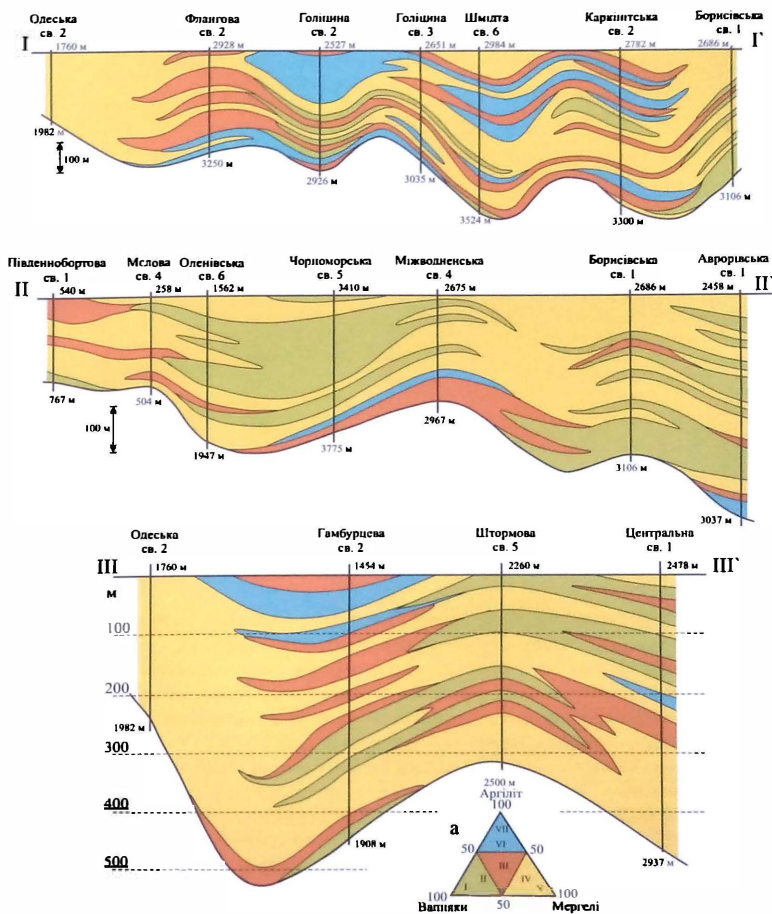


Рис. 4.32 Літологічні перетини кампанської товщі та класифікаційна літологічна трикутна діаграма (а).
Положення перетинів – див. рис. 4.20.

Таблиця 4.6. Відсотковий вміст літмітів у відкладах кампану

Площа, свердловина	Літміти			
	I-II	III	IV-V	VI-VII
Одеська-2	0	0	100	0
Гамбурцева-2	15	30	44	11
Голіцина-2	20	20	15	45
Голіцина-3	5	26	53	16
Оленівська-6	37	5	58	0
Чорноморська-5	68	5	22	5
Аврорівська-1	40	9	44	7
Мелова-4	8	15	77	0
Міжводненська-4	21	29	43	7
Борнівська-1	43	5	52	0
Каркінітська-2	8	35	35	22
Шмідта-6	7	19	48	26
Штормова-5	41	17	42	0
Південнобортowa-1	9	36	55	0
Флангова-2	0	59	29	12
Центральна-1	23	17	56	4
Середнє	22	20	48	10

4.4. Маастрихт

Маастрихтський вік прикметний зміною тенденцій еволюції рівня Світового океану: у ранньому маастрихті завершився трансгресивний цикл другого порядку, а у пізньому – мала місце регресія (глобальна евстатична подія кінця крейди) (Schlanger..., 1986; Нас..., 1987).

Маастрихтська товща загальною потужністю близько 1000 м сформована різноманітними за складом карбонатними літотипами. Границя з нижчезалеглими кампанськими відкладами поступова. Місцями (північні та східні терени Рівнинного Криму) фіксується передмаастрихтська перерва: відсутні верхи кампану та низи маастрихту, у підшовній частині розрізу простежуються прошарки дрібнозернистих пісковиків (Новоселівська, Передова, Стрілкова та інші площі).

У результаті інтенсивних висхідних тектонічних рухів західні й південні ділянки регіону (Західне і, частково, Північне Причорномор'я, Центральнокримське та Середньозазовське підняття) були виведені з під рівня моря і піддані денудаційним процесам. У той же час центральні райони регіону інтенсивно прогиналися. Внаслідок цього в осовій зоні Каркінітсько-Північнокримського прогину сформувався субшироко видовжений депоцентр (до 700–1000 м) з похилим північним і крутим південним бортами, численними різноплановими структурними формами вищої категорії (рис. 4.33).

У межах решти території (північні й південні ділянки акваторії північно-західного шельфу Чорного моря, Північне Причорномор'я, Присивашья, східні терени Рівнинного Криму) спостерігаються незначні варіації потужності маастрихтської товщі (100–200 м, з локальними максимумами до 400 м).

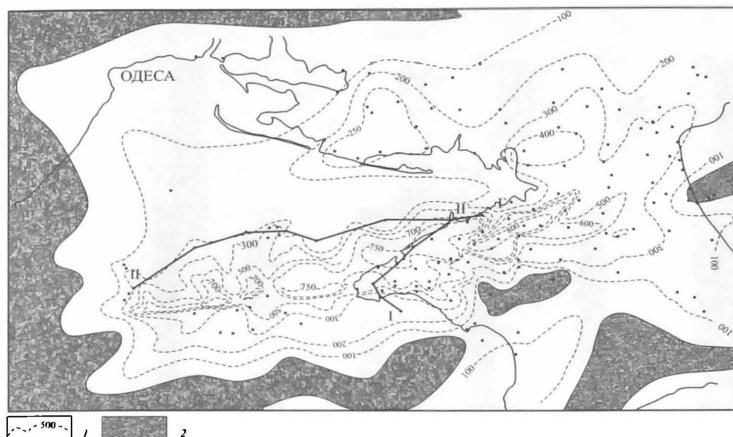


Рис. 4.33. Схема потужності відкладів маастрихту Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну:

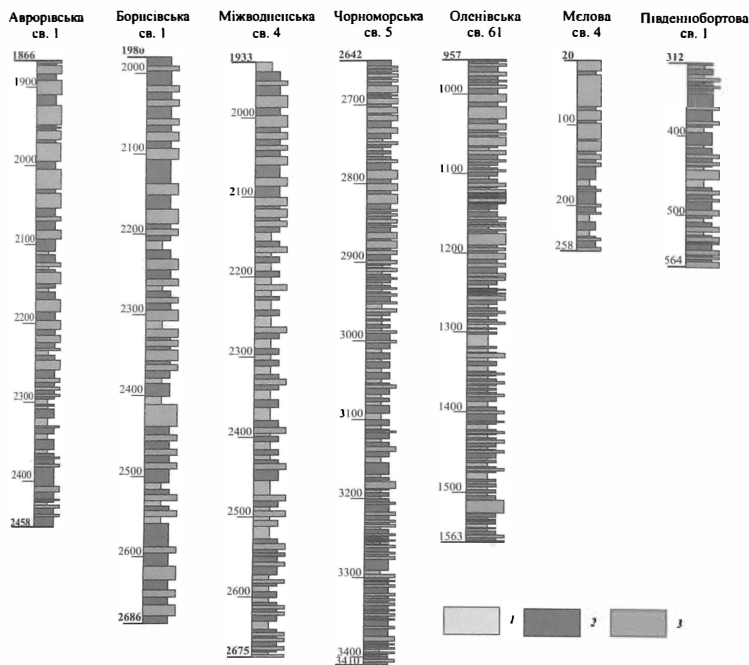
1 – ізопакіти, м; 2 – відсутність відкладів.

Літофації і типи розрізу маастрихтських відкладів

Літологічна структура маастрихтської товщі подібна до вищеписаних підрозділів верхньої крейди: перешарування аргілітів (23 % розрізу), мергелів (48 %) та вапняків (29 %) з підпорядкованими прошарками дрібнозернистих пісковиків, алевролітів та кременистих порід (рис. 4.34, табл. 4.7). За характером співвідношення

Таблиця 4.7. Потужність і відсотковий вміст вапняків, мергелів та аргілітів у розрізах маастрихту

Площа, свердловина	Інтервал, м	аргіліти, м	мергелі, м	вапняки, м	аргіліти, %	мергелі, %	вапняки, %
Одеська-2	1555-1760	88	104	13	43	51	6
Голіщина-2	2367-2527	71	71	18	44	44	12
Голіщина-3	2456-2651	47	124	29	24	62	14
Оленівська-6	957-1563	116	277	212	19	46	35
Чорноморська-5	2642-3410	95	410	263	12	54	34
Аврорівська-1	1866-2458	51	273	268	9	47	44
Мелова-4	0-258	25	103	130	10	40	50
Міжводненська-4	1933-2675	222	313	207	30	42	28
Борисівська-1	1980-2686	63	364	279	9	52	39
Каркінітська-2	2586-2782	42	74	44	26	47	27
Шмидта-6	2889-2984	39	47	14	39	47	14
Штормовая-5	2020-2262	42	117	83	18	48	34
Південнобортowa-1	312-564	34	136	82	14	54	32
Флангова-2	2702-2928	50	103	73	22	46	32
Центральна-1	2208-2478	47	125	98	19	46	35
Середнє					23	48	29



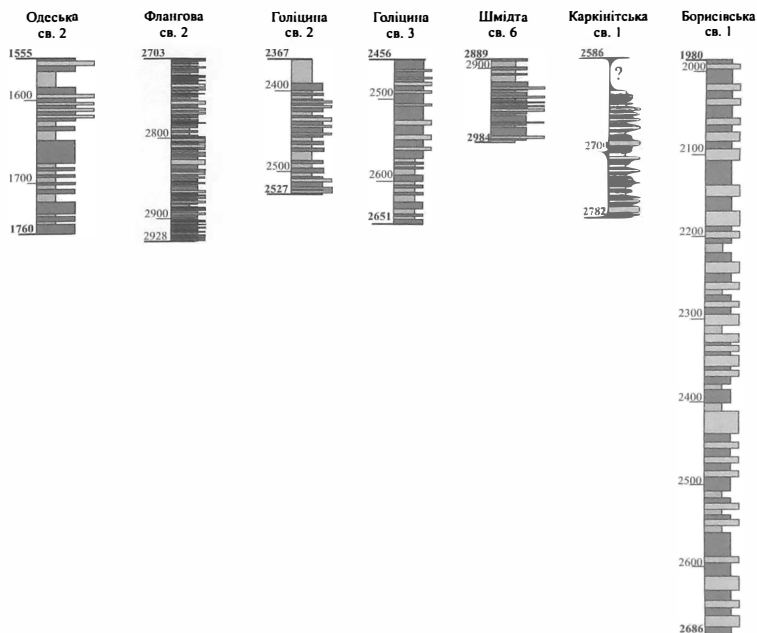


Рис. 4.34. Продовження

основних товщотворних компонентів виділяються південний (карбонатний) і північний (глинистий) типи розрізу маастрихтських відкладів.

Глинистий тип розкритий свердловинами в межах північної частини шельфу Чорного моря (площі Одеська, Голіщина, Шмідта й ін.) (див. рис. 4.34, табл. 4.7).

Характеризується він домінуванням аргілітів, глинистих мергелів, мергелів (понад 80 % розрізу) з підпорядкованими прошарками вапняків. На противагу глинистому, у карбонатному типі розрізу (площі Аврорівська, Мелова, Центральна та ін.) переважають мергелі, глинисті, пелітоморфні та органогенно-детритові вапняки (понад 70 % розрізу) з прошарками аргілітів та глинистих мергелів. При цьому карбонатні породи тяжіють до верхньої частини розрізу.

Існування у межах Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну двох типів розрізу маастрихтської товщі підтверджується й особливостями просторового поширення фаціальних комплексів (рис. 4.35).

Карбонатні утворення являють чіткий максимум у центральних районах регіону, де формують сильно видовжений ареал субширотного простягання, що просторово тяжіє до південного борта Каркінітсько-Північнокримського прогину (сумарні потужності вапняків понад 211–278 м). Максимально ці літотипи домінують у розрізі двох ділянок: Мелова (понад 50 % розрізу) й Аврорівська (понад 44 %) (див. рис. 4.35).

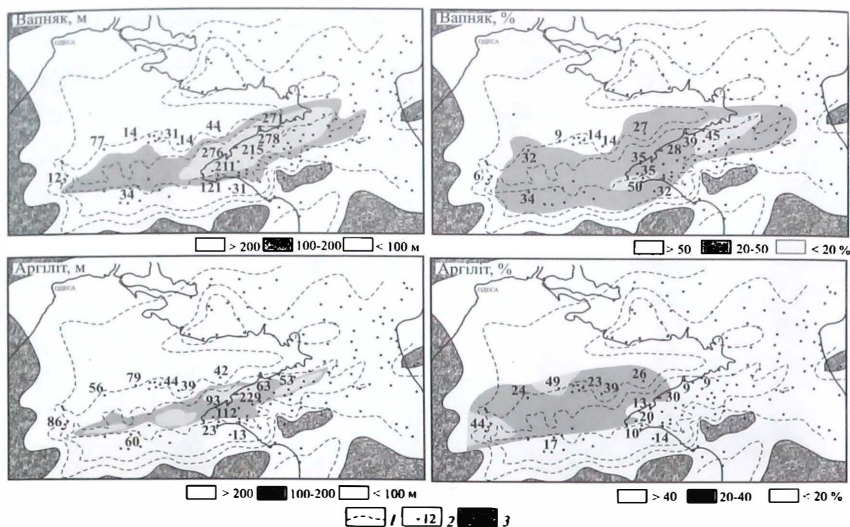


Рис. 4.35. Схеми літофасій відкладів маастрихту: ізоліт і відсотковий вміст вапняків й аргілітів.

1 – ізопахіти, 2 – свердловини і сумарна потужність прошарків вапняків та аргілітів, 3 – відсутність відкладів.

Ареал переважного розвитку аргілітів (сумарна товщина 112–239 м) тяжіє до центральних ділянок регіону. Щоправда, істотно глинисті розрізи характерні для північних і західних частин регіону: площі Голіцина, Одеська, Шмідта та ін. (понад 40 % розрізу).

Мінералого-петрографічні особливості відкладів

У літологічній структурі маастрихтської товщі Каркінітсько-Північнокримського прогину, як було вже відзначено вище, головними товщотворними компонентами є аргіліти, мергелі та вапняки. На локальних ділянках відзначаються прошарки пісковиків, алевролітів та кременистих порід.

Вапняки превалюють у верхній частині розрізу маастрихту, де формують горизонти потужністю до 30 м. Породи попелясто-сірого, світло-сірого кольору, інколи із зеленкуватим відтінком, досить щільні, міцні, часом тріщинуваті з численними стиліто-сутуровими швами, які зазвичай виповнені карбонатно-глинистим матеріалом, ангідритом, бітумами (рис. 4.36–4.41). Текстура порід масивна, нечітко-лінзоподібно-шарувата, зумовлена нерівномірним розподілом глинистого матеріалу.

Основна маса вапняків пелітоморфна, зрідка дрібнозерниста глинисто-карбонатного складу з мінливим вмістом алевритового та кременистого матеріалу.

Теригенний матеріал (1–2 до 5–25 %), розміром 0,05–0,1 мм, розподілений у породах нерівномірно і представлений, головним чином, напівобточеними й

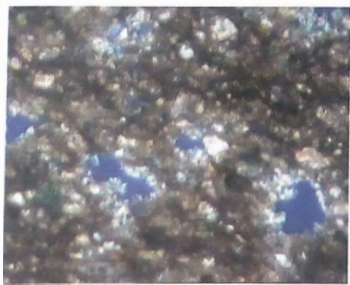


Рис. 4.36. Вапняк глинистий з вузлуватою текстурою, розсіяним скременінням та кавернами.
Св. Голіцина-4, інт. 2270–2278 м.
Збільшення 90. Ніколі II.

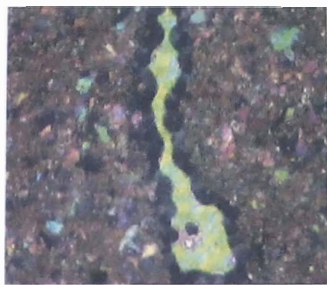


Рис. 4.37. Прожилок ангідриту з кремнеземом в органогенно-уламковому перекристалізованому вапняку.
Св. Шмідта-25, інт. 2787–2792 м.
Збільшення 80. Ніколі X.



Рис. 4.38. Органогенно-уламковий піскуватий вапняк.
Св. Клепінінська-1, гл. 1219 м.
Збільшення 90. Ніколі II.

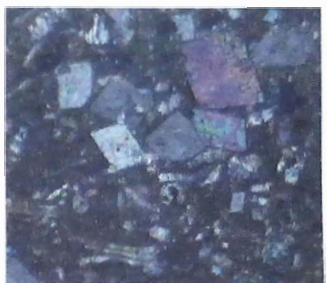


Рис. 4.39. Розсіяна доломітизація в органогенно-уламковому вапняку.
Св. Орловська-2, інт. 1517–1526 м.
Збільшення 90. Ніколі X.

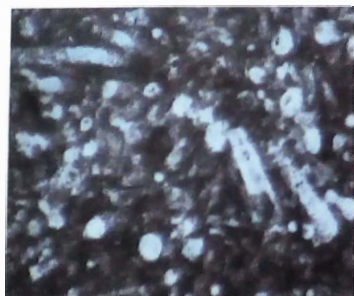


Рис. 4.40. Спікуловий вапняк з розсіяним скременінням.
Св. Орловська-2, інт. 1707–1709 м.
Збільшення 60. Ніколі II.



Рис. 4.41. Вапняк пелігоморфний із світло-жовтими бітумами.
Св. Сребрянська-1, інт. 967–974 м.
Збільшення 65. Ніколі II.

обточеними зернами кварцу, зрідка польових шпатів, уламками карбонатно-глинистих порід, лусками мусковіту.

Органогенний детрит (15–80 %) складений черепашками й уламками бентосних форамініфер, спікулами губок, фрагментами водоростей та моховаток, криноїдей, стулками остракод.

Серед аутигенних мінералів слід відзначити постійну наявність у породах глауконіту (світло- та темно-зелені зерна) і піриту (нерівномірно розподілені вкраплення та скупчення окремих кристалів). Відзначаються також (до 20 %) ромбодричні кристали доломіту (див. рис. 4.39).

Мергелі в літологічній структурі маастрихтського розрізу мають більше просторове поширення ніж вапняки. Вміст карбонату кальцію становить 40–73 %, органогенного детриту – до 10–50 %. Породи світло- та темно-сірого кольору з зеленкуватим відтінком, з масивною й лінзовидно-шаруватою текстурою, зумовленою нерівномірним розподілом глинистого матеріалу.

Силіцити в розрізі маастрихту локально розвинені лише у верхній частині розрізів північних районів регіону, де вони формують пласти і лінзи потужністю до 2,5 м. Представлені переважно спонголітами; зрідка відзначаються прошарки опок та гезів. Текстура порід нечітколінзоподібно-шарувата, зумовлена нерівномірним розподілом органогенного детриту і глинистого матеріалу. Вміст карбонатної речовини, яка характеризується нерівномірним розподілом у породах, становить 10–25 %. У складі органогенних решток, на відміну від інших утворень розрізу, істотне значення мають одно- та тривісні спікули кремневих губок.

Серед теригенних утворень у розрізі маастрихту найчастіше трапляються аргіліти й алевроліти.

Алевроліти простежуються у вигляді малопотужних прошарків (до 1,0 м) та лінз у пачках мергелів нижньої частини розрізу східних районів Рівнинного Криму і Північного Причорномор'я. Породи сірі та світло-сірі середньої щільності з нечітколінзоподібно-шаруватою текстурою, яка зумовлена нерівномірним розподілом глинистого матеріалу, а також зуглених та піритизованих рослинних решток. Кластичний матеріал, вміст якого змінюється від 50 до 70 %, алевритової розмірності (0,04–0,1 мм), розподілений у породах нерівномірно. Він складений кустастими та напівобточеними зернами кварцу, польових шпатів, зрідка уламками карбонатно-глинистих порід та кварцитів, лусочками мусковіту та біотиту. Аутигенні мінерали представлені зеленкуватими зернами глауконіту й ромбодричними доломіту, кристалами піриту. Кількістю до 20 % у породах наявний органогенний детрит, за видовим складом подібний до описаного у вапняках. Цемент базальний, контактнопоровий (30–50 %), глинисто-карбонатного складу. Вміст CaCO_3 в алевролітах коливається від 10 до 40 %.

Прошарки та лінзи *аргілітів* переважають у верхній частині розрізу товщі, хоча поодинокі їхні пачки відзначені й серед мергелів нижньої частини. Це темно-сірі, часом чорні породи з лінзоподібно- та нечіткошаруватою текстурою, складені пелітоморфною карбонатно-глинистою речовиною (вміст CaCO_3 25–42 %), у якій нерівномірно розподілений кластичний матеріал алевритової розмірності (до 20–40 %). Серед органогенних решток, постійно наявних у кількості 10–30 %, домінують черепашки форамініфер, поодинокі спікули губок.

Особливості поширення біогенних решток

Регресивний характер маастрихтських відкладів регіону підтверджується особливостями розвитку комплексів форамініфер.

Проведені дослідження показали, що у більшості випадків вміст у відкладах маастрихту планктонних форамініфер (палеобатиметричний показник) зменшується знизу вгору за розрізом. Наприклад, у св. Голіцина-1 їх кількість скорочується від 40 до 20 %, Каштанівська-1 – від 35 до 0 %, Задорненська-1 – від 35 до 0 %, Джанкойська-3 – від 18 до 0 %, що співмірне зі зменшенням палеоглибин морського басейну, відповідно, від 100 до 50, від 60 до 20, від 80 до 15, від 50 до 15 метрів.

Особливості батиметрії маастрихтського седиментаційного басейну досить виразно відображені на схемі біофасіальної зональності, зокрема на схемі поширення планктонних форамініфер (рис. 4.42). Поле максимальних глибин (понад 100 м) охоплює частину західну – Тарханкутського півострова (район Західнооленівської площі) та південну – акваторії Чорного моря. Зона палеоглибин 50–100 м (вміст планктонних форамініфер 20–25 %) займає центральну частину акваторії Чорного моря і схід Тарханкутського півострова. Вона облямована вузькою смугою мілководної зони (20–50 м). На півночі, півдні та сході Рівнинного Криму, а також у Причорномор'ї, домінували вкрай плитководні обстановки осадоагромадження (глибини до 20 м, форамініферове число близько 10 %).

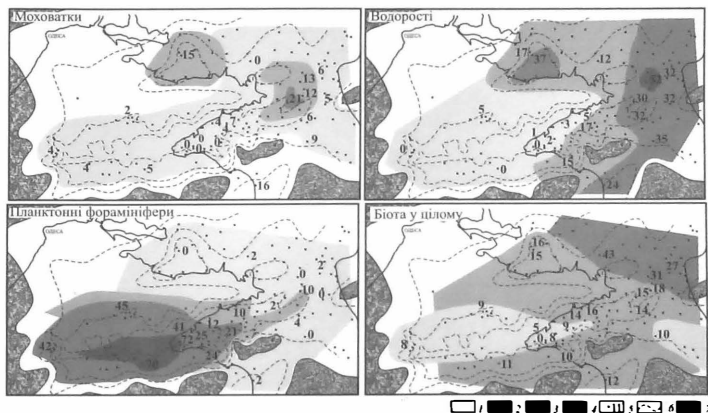


Рис. 4.42. Характер поширення органогенних решток у відкладах маастрихту.

Вміст, %: 1 – менше 10, 2 – 10–20, 3 – 20–50, 4 – більше 50; 5 – свердловини, де проводилися дослідження; 6 – ізопахіти, м; 7 – відсутність відкладів.

Характер розподілу водоростей – жителів малих глибин – загалом протилежний описаному вище (див. рис. 4.42). Мінімальний вміст водоростевих решток відзначений у відкладах, що розвинені на території Тарханкутського півострова й у

південній частині акваторії Чорного моря. Підвищена їх кількість фіксується у північному Причорномор'ї (район Великоклинівської площі). Якщо порівняти з кампанським часом, у маастрихті істотно зросли показники максимального вмісту у відкладах водоростевих решток (від 27–32 до 32–52 %), що може бути пов'язане із загальним обмілінням басейну седиментації. В той же час знизився абсолютний вміст фрагментів моховаток (див. рис. 4.42). Так, на більшій частині території їх кількість становить менше 10 %. Відзначено лише три ділянки підвищеної концентрації в районі Великоклинівської, Балашівської та Миколаївської площ.

Розподіл вмісту біоти в описуваних відкладах характеризується виразною тенденцією до зростання за геотраверсом з південного заходу на північний схід (див. рис. 4.42). Як порівнювати з кампанськими відкладами, у маастрихтських підвищилися також максимальні показники вмісту біоти загалом від 33 до 43 %. Це може свідчити про поліпшення екологічних умов середовища і, ймовірно, пов'язане не тільки з розширенням площі мілководної ейфотичної зони, а й із потеплінням клімату наприкінці маастрихту, що підкреслює Е. Хеллемом (Хеллем..., 1983).

Статистичне опрацювання результатів біофаціального аналізу (факторний аналіз, метод головних компонентів, Смирнов..., 1975) виявив деяку різницю взаємозв'язків змінних маастрихтської товщі, порівняно з кампанською (рис. 4.43). По-перше, для маастрихтських відкладів характерна відсутність від'ємного кореляційного зв'язку між планктонними форамініферами і карбонатними спікулами ($-0,28$ порівняно з

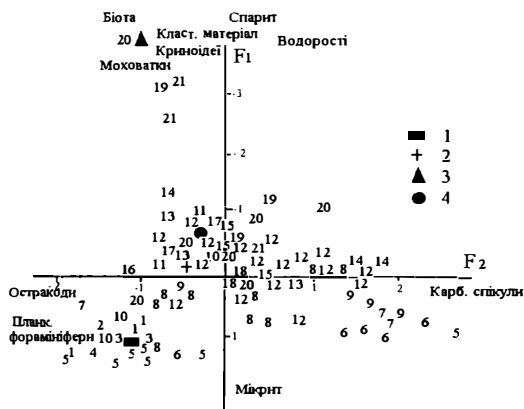


Рис. 4.43. Групування порід відкладів маастрихту у просторі факторів F_1 та F_2 .

Фаціальні зони (1–4): 1 – зовнішній шельф, 2 – передовий схил, 3 – бар'єрна, 4 – внутрішній шельф; точки 1–21 відповідають площам: 1 – Флангова, 2 – Штормова, 3 – Федорівська, 4 – Голіцина, 5 – Чорноморська, 6 – Карлавська, 7 – Бакальська, 8 – Задорненська, 9 – Каштанівська, 10 – Єлизаветівська, 11 – Миколаївська, 12 – Джанкойська, 13 – Східноджанкойська, 14 – Передова, 15 – Балашівська, 16 – Ведмедівська, 17 – Великоклинівська, 18 – Херсонська, 19 – Новоолексіївська, 20 – Генічеська, 21 – Нижньогірська.

-0,55 для кампанських). Натомість зберігається зв'язок між планктонними форамініферами та водоростями (-0,65). По-друге, водночас із від'ємним кореляційним зв'язком між вмістом у відкладах мікриту та вмістом біоти (-0,72), мікриту та спариту (-0,73) відзначаються чіткі зв'язки між вмістом теригенного матеріалу та вмістом мікриту (-0,57), біоти та спариту (+0,55).

Особливість розподілу проб у межах факторів (відсоток загальної мілливості – 51,9) показує, що на вивченій території серед маастрихтських відкладів наявні утворення усіх фаціальних зон (див. рис. 4.43). При цьому значно збільшена (супроти кампанського басейну) площа поширення відкладів передового схилу за рахунок утворень зовнішнього шельфу.

Літомологічна циклічність маастрихтських відкладів

Як зазначено вище, маастрихтський вік прикметний зміною тенденцій еволюції рівня Світового океану: в ранньому маастрихті завершився трансгресивний цикл другого рангу, а в пізньому – мала місце значна регресія (Найдин..., 1986; Schlanger..., 1986; Нас..., 1987). Ця трансгресивно-регресивна природа товщі доволі чітко фіксується за особливостями поширення літмітів: угору за розрізом зростає значення істотно карбонатних літмітів, де їх товщина перевищує 200 м (рис. 4.44).

У літомологічній структурі маастрихтської товщі регіону виділено понад 20 літмітів потужністю від 20 до 200 м. Значне просторово-вікове поширення мають літміти мергельного (45 %) класу, при практично однаковому віковому поширенні інших трьох (17–19 % розрізу) (табл. 4.8).

Таблиця 4.8. Відсотковий вміст літмітів у відкладах маастрихту

Площа, свердловина	Інтервал, м	Літміти			
		I–II	III	IV–V	VI–VII
Одеська-2	1555–1760 (205 м)	0	0	60	40
Голіщина-2	2367–2527 (160 м)	0	12	38	50
Голіщина-3	2456–2651 (195 м)	0	0	70	30
Оленівська-6	957–1563 (606 м)	27	13	53	7
Чорноморська-5	2642–3410 (768 м)	29	11	60	0
Аврорівська-1	1866–2458 (592 м)	43	11	43	3
Мелова-4	0–258 (258 м)	50	8	42	0
Міжводненська-4	1933–2675 (742 м)	18	24	37	21
Борисівська-1	1980–2686 (706 м)	28	9	60	3
Каркінська-2	2586–2782 (196 м)	12	13	50	25
Шмідта-6	2889–2984 (95 м)	0	0	40	60
Шормова-5	2020–2262 (242 м)	33	26	33	8
Південнобортова-1	312–564 (252 м)	8	50	34	8
Флангова-2	2702–2928 (226 м)	0	82	18	0
Центральна-1	2208–2478 (270 м)	35	29	29	7
Середнє		19	19	45	17

Вапнякові літміти (I–II клас) локалізовані у верхній частині маастрихтської товщі (див. рис. 4.43, перетин I–I), де їх вміст у розрізах становить 33–50 % (площі Аврорівська, Мелова). Ці літміти характерні й для розрізів південної частини північно-

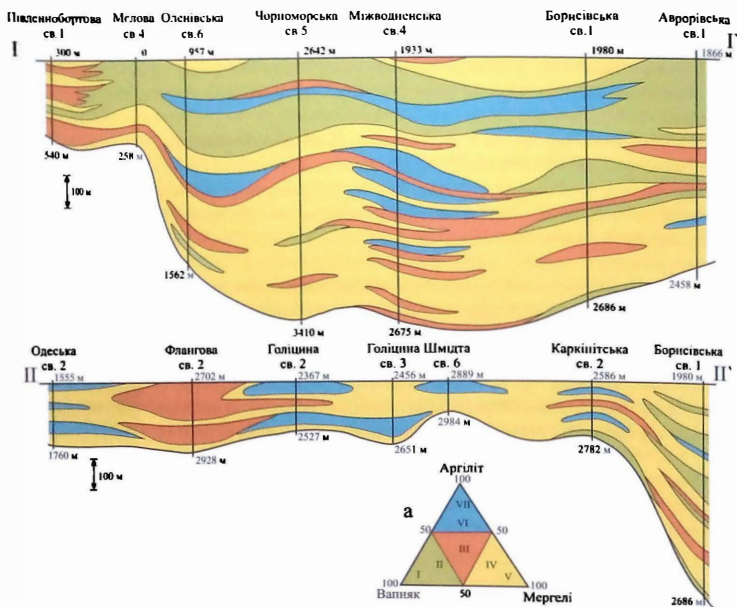


Рис. 4.44. Літологічні перетини маастрихтської товщі та класифікаційна літологічна трикутна діаграма (а).

Просторове положення перетинів – див. рис. 4.32.

західного шельфу Чорного моря (площі Штормова, Центральна, 33– 35 %). Зате в розрізах північної частини акваторії безастережно домінують мергельні літміти (IV– V клас, 30–70 %) при повній відсутності карбонатних.

Глинисті літміти (VI–VII класів) у межах вивченого регіону мають локальне поширення на різних гіпсометричних рівнях (площі Одеська, Голіцина, Шмідта, Міжводненська та ін.), де вони формують малопотужні (20–40 м) горизонти (див. рис. 4.44, табл. 4.8).

РОЗДІЛ V. СЕДИМЕНТОЛОГО-ПАЛЕООКЕАНОГРАФІЧНІ МОДЕЛІ ПІЗНЬОЇ КРЕЙДИ

В основу моделювання просторово-вікового розвитку порід-колекторів і резервуарів різного типу покладено результати седиментолого-палеоокеанографічних реконструкцій для окремих стратиграфічних підрозділів верхньої крейди Каркінітсько-Північнокримського прогину. Літогенетичне підґрунтя цього полягає у встановлених (Ильин..., 1988; Нефтегазоносность..., 1987; Марьенко..., 1978; Фортунатова..., 2007; Рифы..., 2011 та ін.) закономірностях літофізичної структури утворень різних фаціальних поясів карбонатних палеошельфів. Так, біогенні карбонатні споруди бар'єрної зони характеризуються розвитком, головним чином, порід-колекторів пористого типу, а акумулятивних тіл зони передового схилу – пористо-тріщинних та тріщинних порід-колекторів. У першому випадку природні резервуари відносяться переважно до масивно-пластового склепінного типу, а в другому – до літологічно обмеженого типу. Ці особливості спричинені передусім обстановками осадо-нагромадження, що зумовлює головні особливості літологічної структури товщі, як і низькою післяседиментаційних подій, що також характеризуються певною специфікою прояву в різних фаціально-генетичних типах відкладів.

Клиноформні карбонатні тіла фронтальних органогенно-уламкових шлейфів останнім часом стали розглядати як новий тип нафтогазоперспективних об'єктів (Фортунатова..., 2007; Рифы..., 2011). Вони відрізняються від біогермних та рифових утворень умовами залягання і характером розвитку порід-колекторів. Клиноформним тілам притаманне чергування глинистих і карбонатних порід. При цьому уламкові детритові вапняки складають різнорангові цикліти в перешаруванні зі шламовими, пелітоморфними, глинистими вапняками і мергелями, збагаченими органічною речовиною. У межах конусів виносу виділяються акумулятивні й руслові частини, і різні за вмістом глинистих та карбонатних уламкових порід. Колекторські горизонти характеризуються складним лінзоподібним розвитком, мають незначні потужності (переважно до 10 м). При цьому вміст порід-колекторів у розрізі не перевищує 30 % у проксимальних і 5 % у дистальних частинах клиноформ.

Отже, побудовані й представлені нижче палеоокеанографічні моделі обстановок пізньокрейдового седиментогенезу фактично являють собою прогнозні (літофізичні) схеми розвитку перспективних порід-колекторів і резервуарів вуглеводнів. Причому, якщо виділені в розрізі й за латераллю карбонатні споруди та шлейфи їхнього руйнування є горизонтами порід-колекторів, то мергельно-глинисті утворення зовнішнього шельфу – флюїдоупори різної категорії.

Варто зазначити, що в попередніх роботах (Гнідєць..., 1992–1994) для окремих віків пізньої крейди було спрогнозовано розвиток бар'єрної зони і передового схилу у вигляді суцільних смуг. Додаткові седиментолого-палеоокеанографічні, літолого-літологічні та петрографічні дослідження проведені в рамках цієї роботи, дозволили деталізувати раніше встановлену картину. Зокрема, дискретно локалізувати деякі

органогенні споруди та гравітаційні продукти їхнього руйнування (фронтальні й тилові органогенно-уламкові шлейфи).

У побудовах ми спиралися на принципову модель карбонатного шельфу (Сєли., 1989; Хеллем., 1983). Інтервали розрізу з переважанням вапняків (вапняків більше 50 %, аргілітів менше 10 %) інтерпретуємо як бар'єрну (банко-рифову) біофацію, вапняків і мергелів (вапняків 25–50 %, аргілітів 10–30 %) – передового схилу та внутрішнього шельфу, з домінуванням аргілітів (вапняків менше 25 %, аргілітів більше 30 %) – зовнішнього шельфу. Це добре корелюється з даними (Фортунова., 2007), відповідно до яких утворення органогенних споруд характеризуються коефіцієнтом глинистості менше 10 %, а клиноформні тіла карбонатних конусів виносу – 10–30 %.

Згідно з цим, для окремих віків верхньої крейди в межах Каркінітсько-Північнокримського прогину в розрізі й за латераллю виділено зазначені біолітофаціальні одиниці.

Загалом, враховуючи однотипний набір порід і близькі середні значення фільтраційно-ємнісних властивостей (ФСВ) окремих літотипів (Прогноз., 1981; Наукове., 2005 та ін.), можна було би передбачати й близькі характеристики резервуарів різних біофаціальних зон. Водночас неоднакові кількісні співвідношення у поширенні окремих типів порід створюють і певну специфіку в характеристиках резервуарів. Так, у межах органогенних споруд резервуари є відносно однорідні, тобто породи-колектори складають практично увесь розріз, а низькопористі літотипи вирізняються обмеженим розвитком, що зумовлює формування практично єдиної флюїдної системи. Натомість розріз клиноформ є більш диференційованим: чергування горизонтів із різними ФСВ і мергельно-глинистих непрониких горизонтів, що спричинює розвиток багатопластових, у певній мірі ізольованих один від одного резервуарів.

Отже, виділені нами прогностичні поля органогенно-уламкових шлейфів, вочевидь, складені комплексом окремих клиноформних тіл з неоднорідним просторово-віковим розвитком. Оскільки такого типу утворення розглядаються як новий тип перспективних об'єктів, то для пошуків у них резервуарів та пасток ВВ необхідні комплекс цілеспрямованих сейсмогеологічних досліджень будови і розробка нових підходів картування й вивчення їх внутрішньої структури. Особливо, якщо врахувати, що клиноформні тіла конусів виносу орієнтовані переважно ортогонально до простягання біогенних споруд.

5.1. Сеноман

Біофаціальна структура. На седиментолого-палеоокеанографічному перетині біогенні споруди зафіксовані в районі Мелової-Оленівської та Борисівсько-Серебрянської площ (рис. 5.1). Потужність сеноманських нашарувань тут перевищує 400–500 м (при товщині окремих карбонатних пачок 10–90 м). Між цими ділянками потужність товщі зменшується до 250 м, паралельно в її структурі зростає частка мергельних та мергельно-глинистих різновидів. Останні набувають максимального розвитку на Чорноморсько-Бакальській ділянці й інтерпретуються як утворення зовнішнього шельфу.

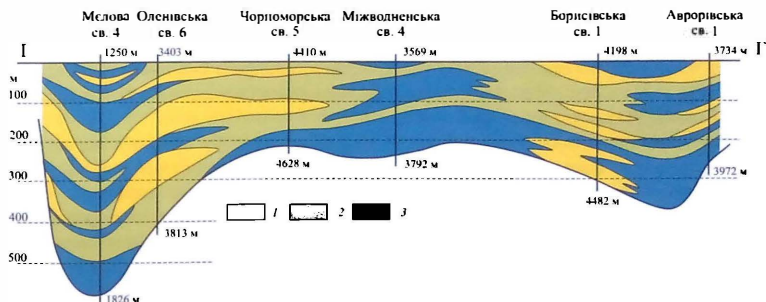


Рис. 5.1. Біофасціальна структура відкладів сеноману.

1 – бар'єрна зона, 2 – органогенно-уламкові шлейфи передового схилу, 3 – зовнішній шельф. Положення перетину – див. рис. 4.1.

Біофасціальна зональність. На основі проведених досліджень (див. розд. IV) створено біофасціальну модель карбонатного шельфу для відкладів сеноманського віку (рис. 5.2).

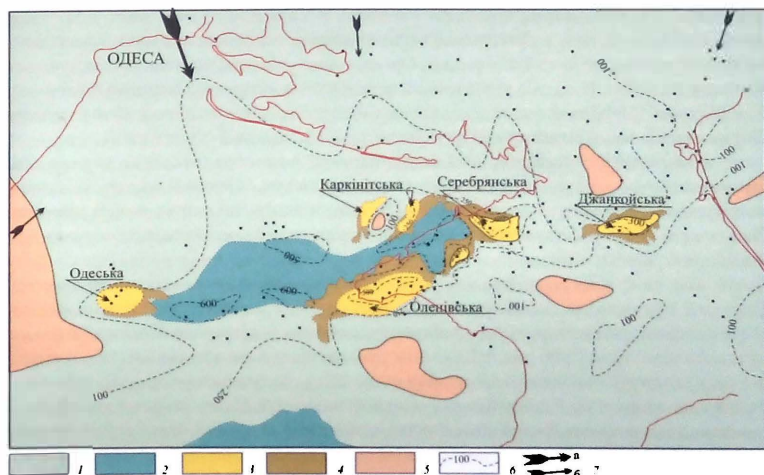


Рис. 5.2. Седиментаційна модель. Сеноман.

Біофасціальні зони: 1 – внутрішній шельф, 2 – бар'єрна, 3 – органогенно-уламкові шлейфи передового схилу, 4 – зовнішній шельф, 5 – суходіл; 6 – ізопакіти; 7 – напрямки скиду уламкового матеріалу: а – основний, б – другорядний.

Зона зовнішнього шельфу локалізована в межах південно-західної частини вивченого регіону (Михайлівська депресія). Тут переважали глибини моря понад 100 м і формувалися переважно глинисто-вапнисті мули з невеликим вмістом біоти (до 10 %) та кластики. У складі органогених решток домінували планктонні форамініфери (глобігерини) і спікули карбонатних губок.

Сеноманські нашарування зони зовнішнього шельфу складені переважно темно-сірими та сірими пелітоморфними, місцями скременілими мергелями з малопотужними прошарками вапняків. Порооди характеризуються масивною, рідше тонкошаруватою текстурою і незначним вмістом теригенного алевритового матеріалу.

Утворення органогенно-уламкових шлейфів (зона передового схилу) розвинені у фронтальних частинах біогенних споруд. Умови седиментації тут характеризувалися помірними глибинами (50–100 м), а формувалися переважно глинисто-вапнисті й вапнисті мули, уламкові продукти руйнування біогермів. Як порівняти з утвореннями зовнішнього шельфу, вміст біоти в описуваних різновидах дещо зростає (10–30 %), а в її складі зменшується кількість решток планктонних форамініфер і збільшується вміст їх бентосних форм, спікул карбонатних губок, криноїдей та карбонатних зерен

Відклади зони передового схилу розкриті свердловинами Родніковська-1, -5, Карлавська-8, -12, фрагментарно Голіцина-2, Чорноморська-5, Бакальська-17, Борисівська-2, Каштанівська-1, Глібівська-26, де у розрізі сеноману намічаються дві частини: нижня – істотно мергельна і верхня – вапнякова, що фіксується відповідним збільшенням карбонатності порід (від 54–69 до 77–92 %). Така картина, ймовірно, пов'язана з регресивним епізодом наприкінці сеноману (див. рис. 3.3), коли активізувалися процеси руйнування біогенних споруд з перевідкладанням уламкового карбонатного матеріалу на їхніх схилах. Органогенно-уламкові шлейфи прогнозуються на таких ділянках: 1) на схід від Одеської площі (район структур Осетрова й Анчоус); 2) в акваторії Чорного моря, на захід від Тарханкутського півострова (район структур Західнооленівська й Альбатрос) і на південь від Каркінітської структури.

Сеноманські відклади цієї біофасіальної зони представлені мергелями, органогенно-уламковими вапняками та спонголітами. Останні мають незначне поширення й трапляються у вигляді малопотужних прошарків та лінз у пачках вапняків. Потужність розрізу коливається у широких межах – від 66 до 489 м, при переважних показниках близько 300 м.

Бар'єрна зона локалізується у вигляді трьох великих органогенних споруд: Одеської, що тягнеться до східного схилу Кілійсько-Зміїного підняття, Оленівської та Серебрянської¹, які розвинені на північному схилі Новоселівського підняття (Тарханкутський півострів) (див. рис. 5.2). Окрім того, намічено ще три (менші за площею) ділянки розвитку карбонатних органогенних утворень: у межах південного борта і східної центрикліналі Джанкойського прогину, на схилах Каркінітського підняття. У сеноманських розрізах Джанкойської ділянки простежується 4–5 пачок органогенних та органогенно-детритових вапняків потужністю до 100 м. Існування Каркінітської споруди прогнозується передусім за сейсмогеологічними даними (Кухтіна..., 1980) і загальними літофасіальними особливостями товщі.

Седиментація у межах виділених ділянок відбувалася в мілководних умовах (20–50 м), а домінувало тут біогенне карбонатутворення. Характерним для відкладів

¹ Тут і далі назви органогенних споруд даються за пошуковими структурами, що знаходяться в їхніх межах.

є значний вміст біоти (35–40 %) і доволі широкий її видовий спектр (бентосні форамініфери, криноїдеї, спікули та ін. форми).

Літмологічна структура розрізу органогенних споруд доволі складна. Так, Оленівська органогенна споруда складається із серії карбонатних тіл (до 10) потужністю від 10 до 110 м, які перешаровуються з відкладами внутрішнього шельфу (див. рис. 4.10, 5.1). Такого ж плану є і літмологічна структура Серебрянської й Одеської споруд.

Асоціація порід бар'єрної зони представлена, головним чином, вапняками, які за своїми структурними особливостями і речовинним складом близькі до зони передового схилу. Слід відзначити широкий розвиток вапнякових пісковиків (грейнстоунів), які вміщують до 15–35 % уламкових карбонатних зерен і значну кількість спариту (до 30 %). Доволі часто простежуються вапнисті породи типу баундстоун, у яких переважають рештки водоростей, що формують специфічний скелет породи.

Область внутрішнього шельфу займає найбільшу за площею частину вивченої території, охоплюючи Північне і Західне Причорномор'є, а також Присивашся (див. рис. 5.2). У цій області переважали мінімальні для сеноманського седиментаційного басейну глибини водойми, які не перевищували 20 м, і формувалися тут вапнисті, вапнисто-глинисті, глинисті та кременисті мули й піски. Вміст біогенних залишків в останніх рідко перевищував 10 %, а їх видовий спектр, як порівняти з описаними зонами, значно розширився: криноїдеї й водорості, планктонні й бентосні форамініфери, остракоди, іноцерами та моховатки.

5.2. Турон-коньяк-сантон

Біофаціальна структура. Розвиток біогенних споруд доволі чітко фіксується (рис. 5.3) у межах чотирьох ділянок: Мелово-Оленівська, Борисівсько-Аврорівська, Голіцинська та Гамбурцівська. Сумарна потужність вивчених нашарувань на них перевищує 1000 м (при товщині окремих вапнякових пачок 100–500 м). Між цими ділянками розвинені карбонатні кластогенні утворення передового схилу і мергельно-глинисті відклади зовнішнього шельфу. Потужність товщі тут не перевищує 500 м. Причому, якщо в межах північного борта Каркінітсько-Північнокримського прогину (Одесько-Борисівський перетин) утворення зони зовнішнього шельфу виявляють наскрізний розвиток у верхній частині розрізу (потужність до 300 м) то в межах південного (Мелово-Аврорівський, Одесько-Штормовий перетини) і на решті частини території ці відклади розвинені спорадично на різних гіпсометричних рівнях, а потужність їх окремих пачок варіює від 20 до 40 м.

Біофаціальна зональність. Зона зовнішнього шельфу локалізована (рис. 5.4) у південно-західній частині регіону (Південноголіцинська та Каркінітська грабен-синклінали). Седиментація у межах зони відбувалася на глибинах понад 100 м, і формувалися тут переважно глинисто-вапнисті мули з невеликим (до 10 %) вмістом біоти. У складі останньої переважали планктонні форамініфери. Потужність турон-сантонських відкладів у межах зони досягає 500–1000 м.

Утворення органогенно-уламкових шлейфів зони передового схилу локалізовані у фронтальних частинах органогенних (біогермних) споруд. Перша ділянка розташована на північ від Гамбурцівської споруди (район структур Осетрова,

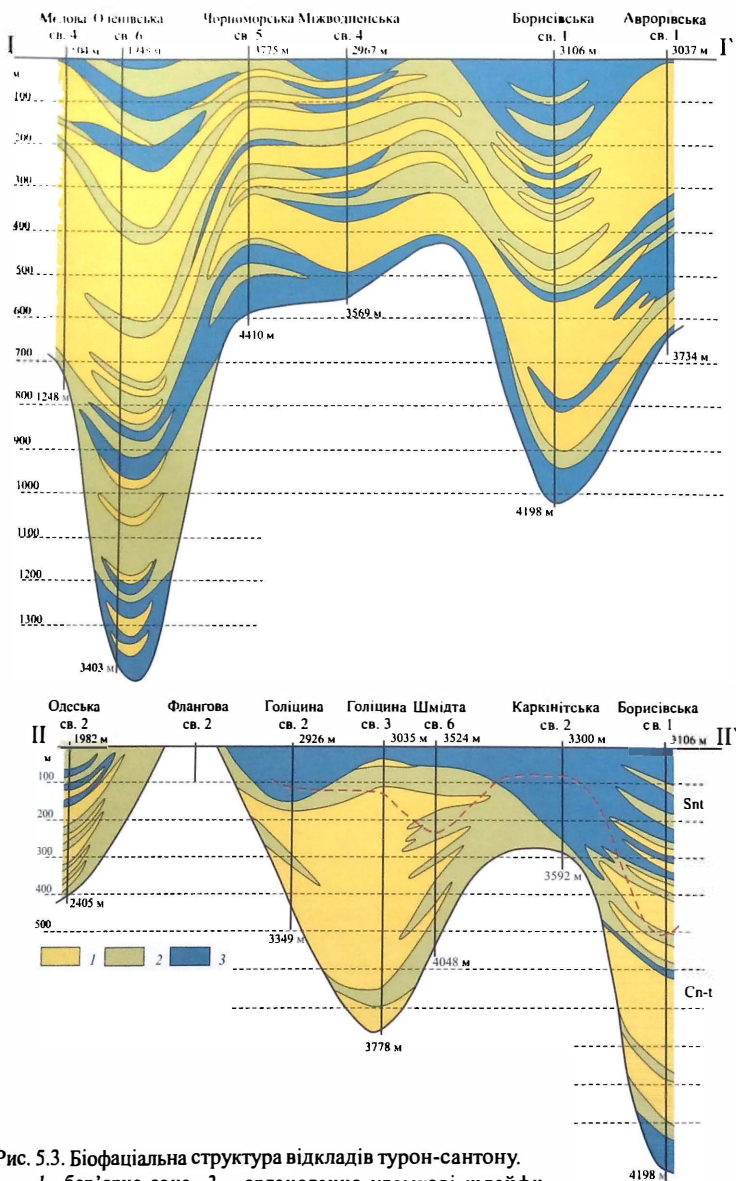


Рис. 5.3. Біофасціальна структура відкладів турон-сантону.

1 – бар'єрна зона, 2 – органогенно-уламкові шлейфи передового схилу, 3 – зовнішній шельф.

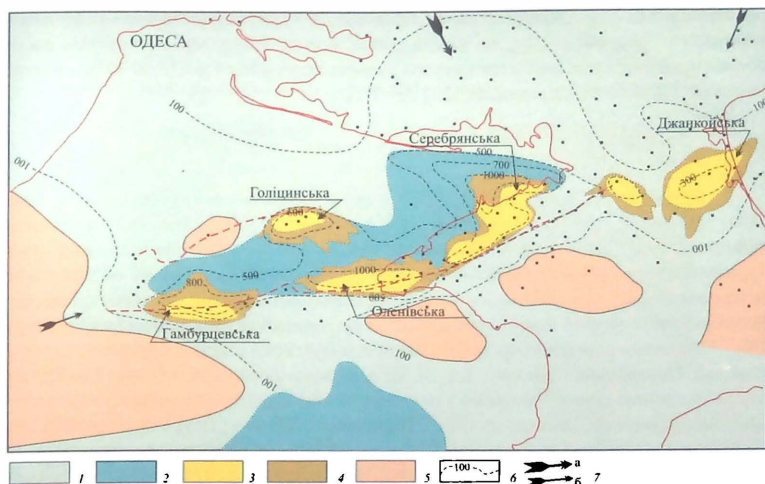


Рис. 5.4. Седиментаційна модель. Турон-сантон.

Біофаціальні зони: 1 – внутрішній шельф, 2 – зовнішній шельф, 3 – бар'єрна зона, 4 – органогенно-уламкові шлейфи передового схилу, 5 – суходіл; 6 – ізопахіти; 7 – напрямки скиду уламкового матеріалу: а – основний, б – другорядний.

Анчоуста, Прирозломна). Друга – розвинена на південь-південний схід від Голіцинської споруди (район структур Шмідта і Бортової). Третя ділянка простягається уздовж північного схилу Оленівської споруди: від структур Карлавська та Міжводненська в напрямку структур Західнооленівська та Східноархангельська.

Породи передового схилу характеризуються збільшеним вмістом, як порівняти з відкладами зовнішнього шельфу, решток планктонних форамініфер і біоти в загалом, а також спариту і карбонатних уламкових зерен. Потужність відкладів цієї зони коливається від 400 до 670 м.

Виділено декілька органогенних масивів *бар'єрної зони*: Голіцинський, Гамбурцівський, Оленівський, Серебрянський, Джанкойський (див. рис. 5.4). Морфологія карбонатних тіл близька до аналогічних утворень сеноману. Розміри становлять 15×120 км, а окремих споруд – 15–20×40–50 км при максимальній потужності товщі понад 1000 м. Джанкойська споруда вирізняється дещо меншими показниками потужності – до 350 м.

Асоціація порід *бар'єрної зони* представлена, в основному, вапняками органогенними, органогенно-детритовими, інколи пелітоморфними глинистими та слабоглинистими, часом скрементованими. Характерне, зокрема для туронських відкладів Борисівської й Одеської ділянок, перешарування пелітоморфних вапняків зі вмістом черепашок форамініфер до 20 % та вапняків органогенних, у яких вміст біогенних решток досягає 70–80 % (форамініфери, пітонелли, водорості та колоніальні організми). Карбонатні породи до того ж характеризуються підвищеним вмістом грубокристалічного кальциту (спарит), наявністю уламкових карбонатних зерен. Наприклад, у

св. Родніковські-1 та -5, Оленівська-6, Глебівська-26 у кристалічнозернистих вапняках (біоспаритовий грейнстоун), які мають доволі значне просторове поширення, вміст як діагенетичного, так і катагенетичного спариту коливається від 15 до 30 %, а частка уламкових карбонатних зерен досягає 20–60 %.

5.3. Кампан

Біофаціальна структура. Широкий розвиток банко-рифових споруд (бар'єрна зона) фіксується перетином (рис. 5.5, I–I'); потужне (до 300 м) практично монолітне вапнякове тіло (Оленівсько-Аврорівське) простягається суцільною смугою вздовж Тарханкутського півострова. Облямовують його малопотужні (20–40 м) утворення передового схилу та зовнішнього шельфу. Причому останні максимально поширені у припідшовній частині товщі і простягаються від Мелової до Міжводненської структур.

Розвиток відкладів бар'єрної зони прогнозується їй у межах перетину структур Одеська-Центральна (див. рис. 5.5, III–III'), де вони формують потужні (до 150 м), але розшаровані передсхлиловими утвореннями тіла на східному (нижній кампан) та західному (верхній кампан) схилах Штормового підняття. Широко розвинені тут, особливо на Одесько-Гамбурцівській ділянці, й утворення зовнішнього шельфу.

Ще більше поширення утворень зовнішнього шельфу спостерігається на Одесько-Борисівському перетині (див. рис. 5.5, II–II'), що протягається уздовж північного борта Каркінітсько-Північнокримського прогину. Потужність зовнішньошельфових утворень тут досягає 200 м, а в середній частині розрізу їх розшаровують нечисленні, локального поширення тіла утворень передового схилу та бар'єрної зони потужністю до 20–40 м.

Біофаціальна зональність. Зона *зовнішнього шельфу* (рис. 5.6) займає значну площу, охоплюючи фактично усю територію південно-західного шельфу Чорного моря. Глибини басейну тут досягали 100 та більше метрів, а формувалися переважно глинисті мули з невеликим вмістом карбонату кальцію й біоти (до 10 %). У складі останньої переважали черепашки планктонних форамініфер (глобігериніди, інколи гетерогеліциди).

Асоціація порід зовнішнього шельфу представлена різноманітними глинистими (аргіліти) і глинисто-карбонатними (мергелі, глинисті мергелі, глинисті вапняки) утвореннями, загальна потужність яких коливається від початкових метрів до 400 та більше (при переважних показниках до 200 м).

Утворення органогенно-уламкових шлейфів зони передового схилу поширені у фронтальних частинах органогенних споруд (див. рис. 5.6). Це – ділянка між Одеською й Осетровою структурами (середня частина кампанських відкладів). Переважно в низах та середині розрізу розвиток таких утворень прогнозується уздовж північного схилу Гамбурцівсько-Штормового масиву (структури Осетрова, Анчоус, Прирозломна, Східноархангельська).

Органогенно-уламкові тіла – продукти руйнування Чорноморсько-Аврорівського масиву локалізовані в акваторіальній частині уздовж північного узбережжя Кримського півострова, досягаючи району Каркінітської структури (див. рис. 5.5). При цьому вони, головним чином, тяжіють до нижньої та верхньої частин кампанських нашарувань. На південь від Тарханкутського півострова прогнозується розвиток органогенно-уламкових клиноформних тіл, генетично пов'язаних з біогенною спорудою Бортова.

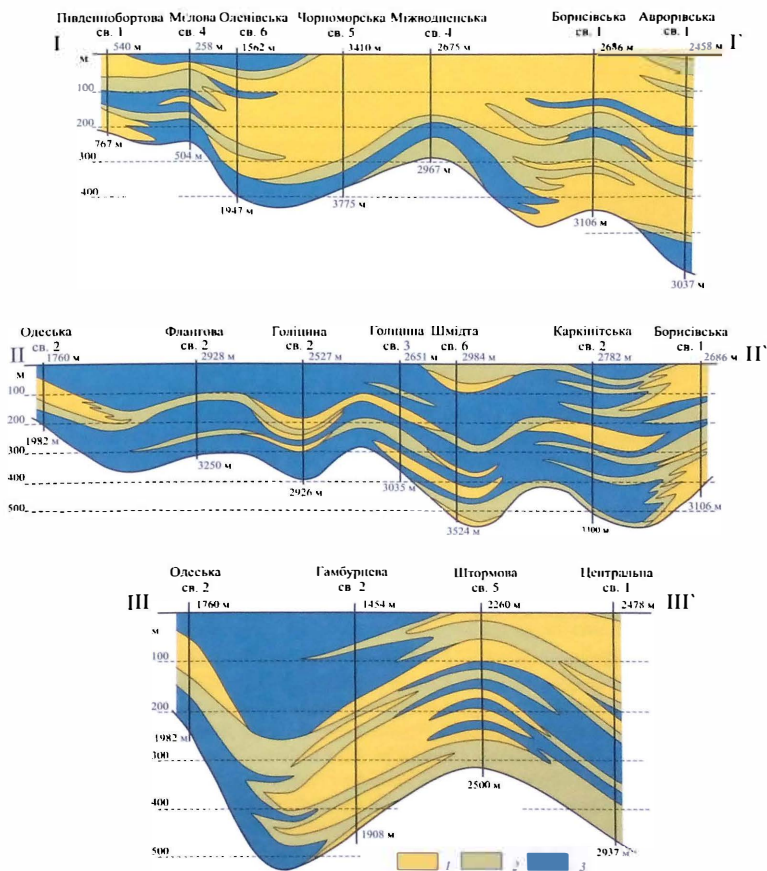


Рис. 5.5. Біофасціальна структура відкладів кампану.

1 – бар'ерна зона, 2 – органогенно-уламкові шлейфи передового схилу, 3 – зовнішній шельф. Просторове положення перетинів – див. рис. 4.20.

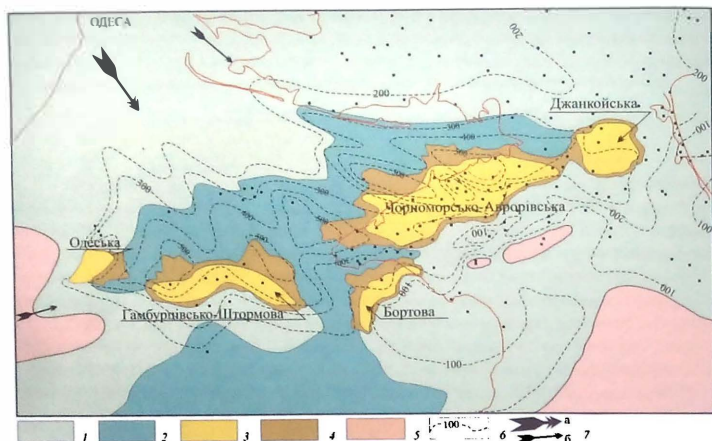


Рис. 5.6. Седиментаційна модель. Кампан.

Біофаціальні зони: 1 – внутрішній шельф, 2 – зовнішній шельф, 3 – бар’єрна зона, 4 – органічно-уламкові шлейфи передового схилу, 5 – суходіл; 6 – ізопахіти; 7 – напрямки скиду уламкового матеріалу: а – основний, б – другорядний.

Зона передового схилу характеризується меншими глибинами басейну (переважно 50–100 м), зростанням вмісту біоти (від 10 до 70 %, середнє 25 %) та широким її видовим спектром. Поряд з планктонними форамініферами, кількість яких порівняно із зоною зовнішнього шельфу зменшується, відчутну роль відіграють залишки моховаток, водоростей, криноїдей, остракод, іноцерамів, спікули карбонатних губок.

Аналіз наявного геологічного матеріалу дозволив виділити три великі органічні споруди, які просторово дещо зміщені на північний схід від вищеописаних турон-сантонських утворень. Це Гамбурцівсько-Штормова споруда, а також Чорноморсько-Джанкойський архіпелаг (Бортівий, Чорноморсько-Аврорівський, Джанкойський масиви) (див. рис. 5.6). Зауважено значне розширення площ останніх при оптимальній потужності тіл понад 400 м. Натомість спорудоформувальні процеси згортаються у межах північних районів регіону – зона Голіцинського, ймовірно, й Каркінітського підняття, що, на нашу думку, зумовлене загальним підняттям рівня водойми в кампанський час.

Глибини басейну осадоагромадження у бар’єрній зоні не перевищували 20–50 м, а серед утворень домінували зерністі вапняки (грейнстоуни) в перешаруванні з органічними вапняками. Порооди характеризуються значним зростанням кількості біоти (до 35–55 %), у складі якої домінують водорості, бентосні форамініфери (міліоліди), криноїдеї. Для порід зони характерна наявність спариту – грубокристалічного кальциту.

Зона внутрішнього шельфу охоплювала значну частину кампанського седиментаційного басейну (Західне і Північне Причорномор’є, Присивашся, також північно-східні райони Рівнинного Криму). В її межах переважали мінімальні глибини

водойми (до 20 м), а відкладалися карбонатні та глинисті мули з різноманітним вмістом (від 5–6 до 60–70 %) і широким видовим спектром біоти. У складі останньої превалювали залишки водоростей, криноїдей, карбонатні та кременисті спікули губок, моховатки, бентосні форамініфери.

Асоціація порід зони внутрішнього шельфу представлена, в основному, мергелями з мінливим вмістом глинистого і кременистого матеріалу. Потужність відкладів товщі змінюється від початкових метрів до 350 м при переважних показниках близько 100–150 м. Як правило, у розрізі досить чітко виділяються дві частини. Для нижньої характерні мергелі з підпорядкованими прошарками глинистих вапняків та аргілітів. У верхній частині розрізу поряд з мергелями розвинені вапняки, відзначаються також прошарки аргілітів, алевролітів, спонголітів та гезів. Загальний вміст кременистих і теригенних порід не перевищує 20 %.

5.4. Маастрихт

Біофациальна структура маастрихтських відкладів доволі чітко виявляє регресивну природу розрізу (рис. 5.7). Найвиразніше це фіксується перетином I–I', де відзначається домінування зовнішньошельфових умов на початку маастрихтського часу і бар'єрних – наприкінці.

Характерно, що на профілі II–II' (див. рис. 5.7), який простягається уздовж північного борта Каркінітсько-Північнокримського прогину, утворень біофациальної бар'єрної зони не зафіксовано. Розріз складений переважно відкладами зовнішнього шельфу та передового схилу.

Біофациальна зональність. На основі проведених досліджень побудована модель карбонатного маастрихтського шельфу (рис. 5.8), яка показала виразне скорочення, як порівняти з кампанським, ареалу розвитку седиментаційних обстановок *зовнішнього шельфу*. Ця область охоплює лише центральну частину акваторії північно-західного шельфу Чорного моря. Тут домінували глибини водойми понад 100 м, формувалися вапнякові мули, з істотною домішкою глинистого матеріалу, про що, зокрема, свідчить низький вміст у відкладах карбонату кальцію. Серед органічних решток у глинисто-вапнякових мулах домінували планктонні форамініфери: глобigerиніди, гетерогеліциди. Загальний вміст біоти не перевищував 5–11 %.

Утворення органічно-уламкових шлейфів зони передового схилу облямовують фронтальні частини органічних масивів (див. рис. 5.8). Масив Штормовий сформував клиноформні язикоподібні тіла на його північному схилі. З Оленівсько-Джанкойським масивом пов'язана смуга розвитку карбонатних кластолітів уздовж північного узбережжя Кримського півострова. Балашівський масив доставляв карбонатний уламковий матеріал у район Каркінітської затоки, Скадовський – Тендрівської коси.

Маастрихтський шельф відрізнявся від кампанського збільшенням ареалів розвитку *бар'єрних утворень*. У межах акваторії Чорного моря ця зона вузькою переривчастою смугою простягалася від Гамбурцівської, через Штормову, на Центральну структури. Далі на схід зона розширювалася й охоплювала східну та північну частину Рівнинного Криму (Тарханкутський півострів, Джанкойська структура).

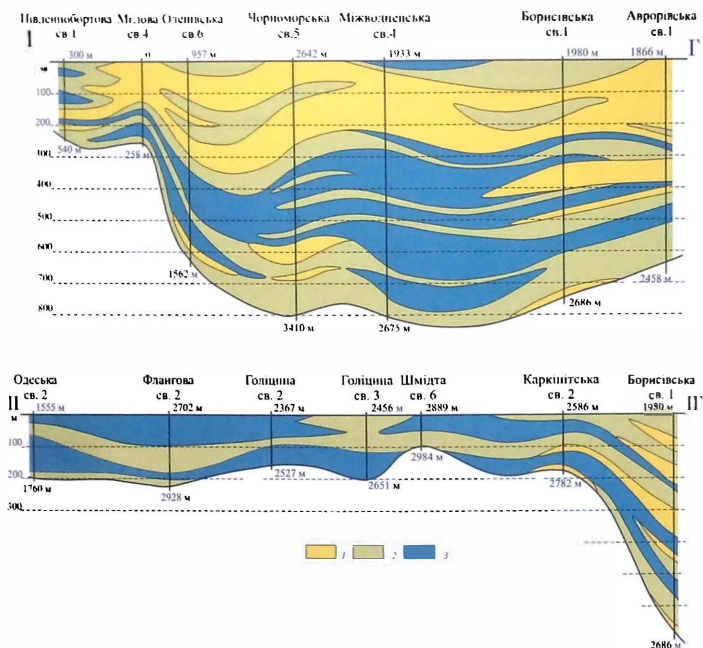


Рис. 5.7. Біофасціальна структура відкладів маастрихту.

Седиментологічні зони: 1 – бар'єрна, 2 – органогенно-уламкові шлейфи передового схилу, 3 – зовнішній шельф. Просторове положення перетинів – див. рис. 4.33.

При цьому локалізовано декілька органогенних споруд. У межах північно-західного шельфу Чорного моря (Штормова) практично ізометричне тіло 15–20 × 30–50 км завтовшки понад 400 м. У межах Рівнинного Криму і Тарханкутського півострова – потужний (понад 1000 м) Оленівсько-Джанкойський комплекс органогенних споруд розміром 30–40 × 150–200 км. У північному Причорномор'ї локалізовані невеликі за площею (5–10 × 15–20 км) та потужністю (до 400 м) Скадовська і Балашівська споруди (див. рис. 5.8). Слід відзначити, що, на відміну від сеноманських і турон-сантонських органогенних споруд, формування яких відбувалося на структурних уступах зон розломів (скидів), описані утворення сформувалися на нижчих ділянках внутрішньо-шельфового басейну.

Існування бар'єрної зони на сході регіону підтверджується результатами попередніх досліджень (Изучение..., 1974), якими на Балашівській, Медведівській та Новоолексіївській структурах була оконтурена літофасціальна зона органогенних та органогенно-детритових утворень. Крім того, лінзовидні тіла органогенних вапняків фіксувалися на Північній та Волочаївській площах, а також у межах Вишняківсько-

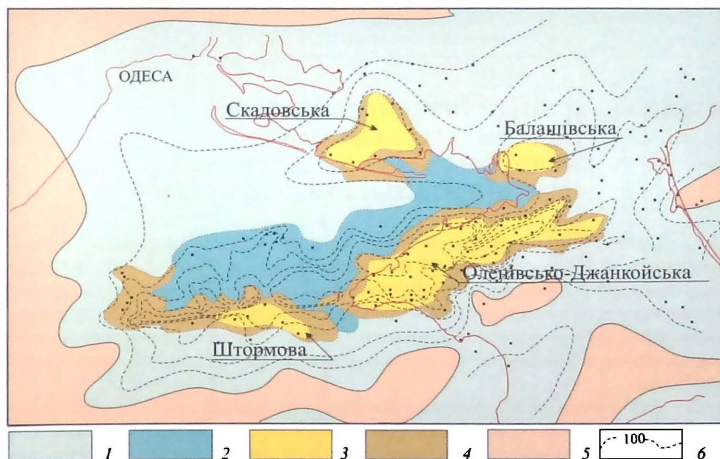


Рис. 5.8. Седиментаційна модель. Маастрихт.

Біофаціальні зони: 1 – внутрішній шельф, 2 – зовнішній шельф, 3 – бар'єрна зона, 4 – органогенно-уламкові шлейфи передового схилу, 5 – суходіл; 6 – ізопахіти.

Каштанівської зони складок (Исследование..., 1988). У св. Бакальська-11 спостерігаються пачки, які за геофізичними ознаками визначаються як органогенні вапняки (Изучение..., 1974).

Седиментація у межах бар'єрної зони відбувалася на глибинах до 20–50 м, де формувалися біогенні карбонатні відклади. Вміст біоти в породах з окремих інтервалів розрізу досяє 80 %, в середньому в товщі не перевищує 10–30 %. У її складі переважали рештки водоростей, моховаток, криноїдей та бентосних форамініфер.

Обстановки внутрішнього шельфу охоплювали територію Північного Причорномор'я, Присивашся, центральні та північні частини Рівнинного Криму, східні та південні ділянки акваторії північно-західного шельфу Чорного моря (див. рис. 5.8).

Асоціація порід зони внутрішнього шельфу досить одноманітна і складена перешаруванням мергелів та вапняків. Поодинокі пласти органогенних вапняків та теригенних порід (алевроліти, аргіліти та пісковики) простежуються у нижній та верхній частинах маастрихтського розрізу. Потужність товщі у межах зони змінюється від початкових метрів до 500 м при домінуванні показників 150–200 м.

РОЗДІЛ VI. ІСТОРІЯ ПІЗНЬОКРЕЙДОВОГО ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ. ПРИЧОРНОМОРСЬКО-КРИМСЬКА КОНТИНЕНТАЛЬНА ОКРАЇНА ТЕТІСУ

Теригенна седиментація, яка протягом першої половини крейдового періоду домінувала на Причорноморсько-Кримському шельфі в пізній крейді, змінилася біогеним (карбонатним) осадонагромадженням. Подібну картину встановлено й для інших регіонів, зокрема для північної Атлантики, де пізньокрейдова частина розрізу вирізняється значним скороченням теригенного скиду. Така закономірність крейдового седиментогенезу була зумовлена широким розвитком трансгресій у пізньокрейдовий час (Найдін..., 1992).

Узагальнення результатів вищевикладених біофаціальних та літогеохімічних досліджень і створення на їх основі моделей карбонатного шельфу для сеноманського, турон-сантонського, кампанського та маастрихтського віків дозволило прослідкувати еволюцію деяких рис карбонатної седиментації, встановити їхні просторово-часові варіації, виявити головні фактори, що її визначали.

Підвищення рівня моря у сеноманський час викликало зміни (у порівнянні з пізнім альбом) низки особливостей седиментогенезу на Причорноморсько-Кримському палеошельфі. Насамперед зменшилася швидкість осадонагромадження. Так, у Рівнинному Криму вона не перевищувала 40 Б, у районі Тарханкутського півострова – 70 Б, тоді як у пізньому альбі її покази перевищували 100–150 Б. У порівнянні з пізньоальбським часом, знизилася інтенсивність надходження у басейн уламкового матеріалу: значення відповідного параметру (сумарний вміст елементів кластофільної асоціації – Ti, Zr, Cr, Ga) становить 0,03–0,15 проти 0,24–0,25 у пізньому альбі (рис. 6.1).

На початку сеноманської епохи фіксується короткочасна регресія, яка, разом з конседиментаційними висхідними рухами, спричинила на окремих ділянках регіону неповнотуррозрізу сеноману, а також визначила специфіку умов седиментації в межах різних структурних одиниць. Загалом же, на протязі сеноману Причорноморсько-Кримська водойма поглибилася внаслідок трансгресії лише в районі східної центрикліналі Михайлівської депресії. На двох інших ділянках відзначене деяке обміління седиментаційного басейну. Біофація бар'єрних утворень максимально була розвинена в районі Тарханкутського півострова, а також на північному борті Михайлівської депресії. На цих же ділянках фіксується зростання швидкості осадонагромадження, тоді як на сході такі тенденції не спостерігалися.

У середині сеноману також простежується нетривалий епізод глобального зниження рівня океану, який у межах досліджуваного палеошельфу досить виразно фіксується зміною спектра біоти, зокрема в розрізах відкладів, розкритих св. Родніковська-5, Оленівська-6, Карлавська-8, Мелова-6. У ранньому та пізньому сеномані тут домінувала така біогенна асоціація (у напрямку збільшення): бентосні форамініфери – карбонатні губки – планктонні форамініфери, а в середині епохи – істотно зменшилася кількість планктонних форамініфер, з'явилися водорості, криноїдеї;

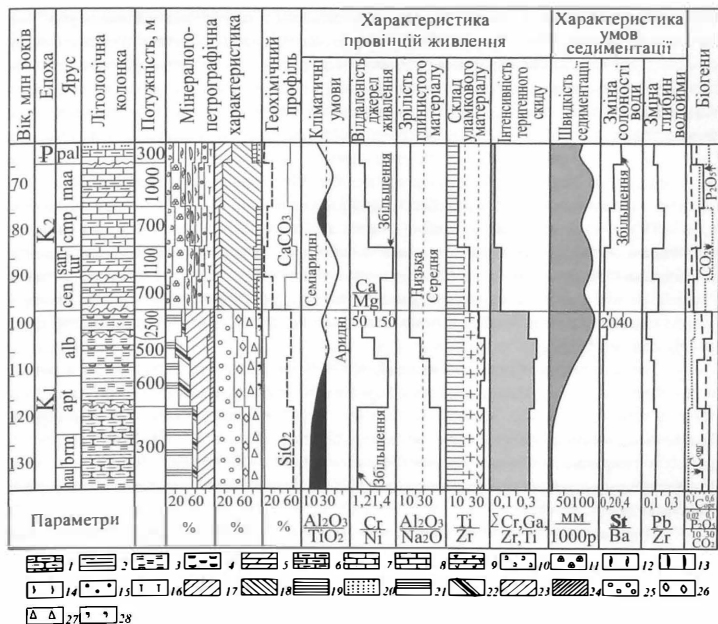


Рис. 6.1. Еволюція крейдового осадонагромадження за літогеохімічними і мінерало-петрографічними показниками.

Розріз (1–9): 1 – пісковики, 2 – алевроліти, 3 – аргіліти, 4 – кременисті породи, 5 – мергелі, 6 – глинисті вапняки, 7 – піскуваті вапняки, 8 – вапняки, 9 – вулканіти. Склад біоти (10–16): 10 – бентосні форамініфери, 11 – планктонні форамініфери, 12 – остракоди, 13 – водорості, 14 – моховатки, 15 – криноїдеї, 16 – губки. Структура порід (17–20): 17 – біота, 18 – мікріт, 19 – спарит, 20 – кластичний матеріал. Глинисті мінерали (21–24): 21 – каолініт, 22 – хлорит, 23 – іліт, 24 – монтморилоніт. Мінерали легкої фракції (25–28): 25 – кварц, 26 – польовий шпат, 27 – уламки порід, 28 – глауконіт.

часом чільне місце у складі біоти посідають карбонатні губки. Все це однозначно вказує на зменшення глибин палеоводойми в цей час.

Результати палеонтологічних досліджень сеноманських відкладів Північного і Західного Причорномор'я також фіксують наявність двох циклів седиментації, які встановлюються за зміною комплексів форамініфер та нанопланктону наприкінці раннього сеноману.

Із границею ранньо- та пізньосеноманського циклів седиментації пов'язаний епізод нагромадження вапнякових мулів з високим вмістом кремнезему (до 50 %) і цеолітів (до 50 %). Характерно, що такі утворення фіксуються на багатьох ділянках

регіону. Регресія, очевидно, викликала істотні зміни гідродинаміки в палеоводоймі, змінила шляхи транспортування, кількість і площу джерел кластичного матеріалу. Зокрема, у зону руйнування могли бути виведені вулканічні споруди пізньоальбського віку, які поставляли специфічний матеріал для формування кремнеземо- та цеоліто-вмісних мулів. Про це може свідчити значення сумарного вмісту елементів-індикаторів впливу вулкано- та пірокластичного матеріалу основного складу (Ti, V, Cr, Mn, Ni, Co, Cu, Zr). Так, якщо у верхах та низах розрізу відкладів, розкритих св. Східно-Джанківська-1, Медведівська-1, Карлівська-8 та Мєлова-6, вміст цих мікроелементів пересічно становить 0,036 %, то в його середній частині досягає 0,21 % (див. рис. 6.1).

Турон-сантонський час знаменувався загальним підвищенням рівня океану з незначною регресією на початку коньякської епохи. Але результати біофаціальних досліджень не виявили помітної прогресивної тенденції у будові відкладів цього віку. Частіше за все спостерігається складна структура, яка проявляється у чергуванні в розрізі відкладів різних біофаціальних зон, що може засвідчувати наявність декількох циклів седиментації.

Збільшення глибини палеоводойми в цей час спостерігалось лише в районі східної центрикліналі Михайлівської депресії, тоді як на її північному борті та на сході регіону глибини зменшувалися. Швидкість карбонатонагромадження на бортах Михайлівської депресії зростала і досягла в цей час значень 80–100 Б. Біофаціальна структура карбонатної товщі в районі Михайлівської депресії стала більш складною, що проявилось в появі додаткової (третьої) біофаціальної зони (передового схилу або зовнішнього шельфу).

Це, можливо, було наслідком ускладнення морфології дна палеоводойми (ймовірно, в результаті диференційних тектонічних рухів) на тлі трансгресії моря. Значення утворень бар'єрної зони, якщо порівняти із сеноманським часом, на бортах Михайлівської депресії зменшилися, а на сході регіону – зросло.

Евстатичне підвищення рівня океану було нейтралізоване тектонічними рухами й у межах сучасної території південно-західної частини Гірського Криму. В туроні тут існували глибоководні умови (зовнішній шельф – континентальний схил), які виникли ще у сеноманський час. Але вже в сантоні режим седиментаційного басейну змінився: почався регресивний етап розвитку.

Характерно, що й карбонатність туронських відкладів знизу вгору за розрізом зростає від 88 до 99 %, а коньяк-сантонських – знижується від 99 до 78 %. Це стало наслідком флуктуацій рівня моря, яких з альбу по маастрихт нараховується до шести.

Згідно з результатами літогеохімічних досліджень, солоність вод палеобасейну від сеноману до турон-сантону зменшилася. Глибина палеоводойми зростає, що фіксується як біофаціальними, так і геохімічними даними. Зростання вмісту в осадах CaCO_3 фіксує загальну трансгресивну тенденцію розвитку осадового басейну. Зниження концентрації Mn та V у відкладах свідчить про збільшення Eh середовища (див. рис. 6.1).

Інтенсивність теригенного скиду в седиментаційний басейн у турон-сантонський час (порівняно з сеноманом) відчутно впала, через що відклади вирізняються вельми низьким вмістом елементів літогенної групи (Si, Al, Fe, K, Mg, Mn та ін.). При цьому характерно, що в сеноманську епоху теригенний скид складався переважно з продуктів руйнування осадових порід, а в турон-сантонську – вивержених кислих і основних порід. Це можна пов'язати з інверсією тектонічного режиму в перед-

коньякський час, що супроводжувалося, зокрема в межах Іллічівського підняття, розмиванням вулканогенно-осадового комплексу. Це зумовило й формування у коньякський час (переважно в межах Тарханкутського півострова) глинисто-карбонатних мулів із кремнеземом, (SiO_2 – 12–35 %). Аридні кліматичні умови вивітрювання в областях денудації (сеноман) у турон-сантонський час змінилися семіаридними, що зумовило зростання хімічної зрілості глинистої речовини, яка надходила з теригенним скидом.

Пізньюкрейдова трансгресія досягла свого максимуму в кампанський час, що досить виразно проявилася в межах Причорноморсько-Кримського палеошельфу, зокрема на периферії Михайлівської депресії. Так, у районі структури Голіцина збільшилася глибина водойми, що викликало трансформацію седиментаційного режиму і зумовило домінування фаціальних умов передового схилу. Особливо істотні зміни фаціальної структури карбонатного шельфу відзначені на сході Михайлівської депресії, де в кампані панували зовнішньошельфові умови осадонагромадження. На тлі поглиблення водойми швидкість седиментації знизилася від 80–100 до 30 Б. Втім, на сході регіону подальше обміління супроводжувалося незначним зростанням швидкості нагромадження осадів. Щоправда, в їхньому складі подекуди істотну роль відігравали теригенні утворення.

Літогеохімічні показники умов седиментації свідчать, що для кампанської епохи були характерні нормальна морська солоність вод, максимальні глибини басейну седиментації, максимальний вміст CaCO_3 у відкладах і мінімальні концентрації V та Mn. Кластичний матеріал у басейн надходив у дуже малій кількості, а в його складі, згодом, домінували продукти руйнування гранітоїдів, вивітрювання яких відбувалося в семіаридних умовах (див. рис. 6.1).

У маастрихті завершився пізньюкрейдовий трансгресивний цикл, а протягом нього відзначено три регресивні епізоди.

У межах Причорноморсько-Кримського палеошельфу регресивний характер маастрихтських відкладів досить виразно підтверджується зміною комплексу біоти, зокрема, від початку віку й до його завершення зменшується число планктонних форамініфер, зростає значення водоростей, криноїдів, карбонатних губок. Наприклад, вміст планктонних форамініфер знизу вгору за розрізом відкладів маастрихту знижується у св. Голіцинська-1 від 40 до 20 %, Каштанівська-1 – від 25 до 5 %, Задорненська-1 – від 35 % до 0, Джанкойська-5 – від 18 % до 0, що вказує на зменшення глибин палеоводойми, відповідно, від 100 до 50 м, від 60 до 20 м, від 80 до 10–15 м, від 50 до 10–15 м.

Регресія в маастрихті супроводжувалася зростанням значення більш мілководних утворень. Так, площа поширення бар'єрної зони збільшилася на всій території регіону, а максимальну питому вагу вона мала на північному борті Михайлівської депресії. При цьому значно зросла швидкість карбонатонагромадження (від 33–35 до 40–70 Б). Як підкреслюють відомі дослідники, для маастрихтської епохи повсюдно реєструються найвищі для пізньої крейди швидкості нагромадження карбонатів, що пов'язується зі зростанням біопродуктивності пелагіалі в цей час.

За результатами літогеохімічних досліджень, у маастрихтському віці в провінціях живлення, які поставляли дуже мало кластичного матеріалу, домінували семіаридні кліматичні умови.

Пізньомаастрихтська регресія продовжувалася і в ранньому палеогені. Біофаціальними дослідженнями виявлене загальне обміління Причорноморсько-Кримської палеоводойми. Глибини седиментації зменшилися по всій території басейну. У фаціальній структурі карбонатної товщі зросла частка плитководних утворень (внутрішній шельф, бар'єрна зона). При цьому остання займала основне місце в структурі товщі на бортах Михайлівської депресії.

Регресивна природа відкладів цього часу підкреслюється й літогеохімічними показниками, які, зокрема, фіксують збільшення солоності вод на тлі зменшення глибин басейну. До того ж зросла інтенсивність надходження кластичного матеріалу, який, щоправда, складався переважно з продуктів руйнування осадових порід. Останнє цілком природне, оскільки регресія моря вивела на денну поверхню значні площі осадових утворень, у т. ч. і карбонатних, які руйнувалися і скидалися у залишкові водойми.

РОЗДІЛ VII. ПЕТРОФІЗИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЬОКРЕЙДОВИХ ВІДКЛАДІВ

Як було показано вище, верхньокрейдові утворення Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної області залягають у діапазоні глибин від декількох до понад 4500 метрів. Представлені вони різноманітними за генезисом карбонатними, глинисто-карбонатними та карбонатно-глинистими літотипами, з локальними прошарками алевролітів та пісковиків. Широкий спектр порід, структурно-текстурні особливості й різний ступінь післяседиментаційних перетворень зумовили різноманітність їх ємнісно-фільтраційних властивостей.

Породи-колектори регіону простежуються практично у всьому розрізі верхньої крейди, але характеризуються дискретним поширенням. Представлені вони органогенно-детритовими та органогенними вапняками бар'єрної зони, рідше пелітоморфними вапняками суміжних фацій. Роль флюїдоупорів відіграють пачки аргілітів та мергелів зони зовнішнього шельфу. Характерна для регіону наявність у розрізі верхньокрейдової товщі неправдивих колекторів (проникний неколектор, колектор-неколектор, хибна покришка). Останні представлені пелітоморфними та глинистими вапняками, з різним вмістом органогенного детриту (як правило, 10–25 %), зони внутрішнього шельфу та частково – передового схилу. Це непроничні покришки, які втрачають екранувальні властивості в результаті розвитку тріщин та стилітів.

В табл. 7.1 приведені узагальнені значення петрофізичних властивостей порід верхньої крейди. В подальшому для кожного літолого-стратиграфічного горизонту проведено статистичну обробку петрофізичних даних.

Сеноманські утворення в межах Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну, як правило, трансгресивно залягають на нижньокрейдових (альбських), а локальними ділянками – й на більш древніх породах. Представлені вони теригенними, карбонатними та кременистими нашаруваннями сумарною потужністю від декількох до понад 600 метрів. Потужність окремих горизонтів варіює від перших сантиметрів до 20 і більше метрів.

Аналіз комплексу ГДС, для розрізів середнього і верхнього сеноману, виявляє характерні значення позірної опору 8–20 Ом та інтервального часу 130–200 мкс/м для карбонатної частини розрізу. Останній значно зростає в теригенній частині, де його значення сягають 250–550 мкс/м, а опір 7–10 Ом (рис. 7.1, 7.2).

Обробка результатів петрофізичних досліджень, проведених на сеноманських відкладах регіону, дозволила встановити наявність кореляційних зв'язків між певними параметрами та визначити їхні головні статистики (табл. 7.2, 7.3).

Згідно з цими даними (діапазон глибин 1000–4500 м), середня об'ємна щільність (δ) порід становить 2,57 г/см³, відкрита пористість (K_d) змінюється в межах 0,11–29,34 % (середнє 3,06 %), а проникність (K_{np}) – від практично непрониких (менше $0,01 \times 10^{-15}$ м²) до $8,12 \times 10^{-15}$ м². Карбонатність порід (С) варіює від 1,6 до 86,3 % (середнє 59,9 %). Слід відзначити, що вапняки (вміст карбонату кальцію 74–87 %) сеноману характеризуються вищими значеннями ємнісно-фільтраційних властивостей

Таблиця 7.1 Узагальнені значення ємнісно-фільтраційних параметрів та карбонатності порід верхньої крейди Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну

№ п/п	Площа	Св.	Глибина, м	Об'ємна щільність, г/см ³		Відкрита пористість, %		Газопроникність, $\times 10^{-13}$ м ²	Кількість	Карбонатність, %		Кількість	Вик
				від-до	сер.	від-до	сер.			від-до	сер.		
1	Міжводненська	5	3681-3778	2,62-2,68	2,64	0,16-0,98	0,59	0,01	6	48,8-67,3	58,1	7	K ₂ s
2	Серебрянська	8	2707-2741	2,53-2,57	2,55	1,03-2,25	1,72	0,01-0,1	3	28,7-48,8	39,7	4	K ₂ s
3	Серебрянська	9	2140-2186	2,4-2,54	2,46	4,89-10,5	7,92	0,01	13	71,6-83,1	78,5	13	K ₂ s
4	Серебрянська	17	2738-2819	2,48-2,61	2,54	1,17-7,68	4,37	0,01	4	68,7-84,0	76,7	4	K ₂ s
5	Красноярська	2	21172324	2,47-2,61	2,53	2,13-7,24	4,64	0,01-0,05	4	58,9-86,2	78,5	5	K ₂ s
6	Чорноморська	5	4413-4540	2,55-2,63	2,6	0,36-3,39	1,3	0,01	6	22,6-53,1	45,1	6	K ₂ s
7	Бакальська	17	3731-3743	2,64-2,66	2,65	0,46-0,97	0,72	0,01	2	25,2-69,2	47,2	2	K ₂ s
8	Рилєвська	1	3214-3284	2,62-2,63	2,63	0,33-0,65	0,47	0,01-0,3	3	72,4-76,4	74,3	3	K ₂ s
9	Тетянівська	6	2991-3001	2,57-2,67	2,63	0,88-2,67	1,61	0,01-0,77	4	62,9-76,2	68,7	6	K ₂ s
10	Родніковська	4	1875-2290	2,46-2,62	2,58	0,85-7,61	2,19	0,01	8	42,8-75,9	63,8	16	K ₂ s
11	Родніковська	5	2088-2429	2,52-2,6	2,57	0,92-4,82	2,07	0,01	15	41,3-82,3	59,5	15	K ₂ s
12	Карлавська	15	3524-3804	2,49-2,64	2,57	1,2-4,46	2,00	0,01	24	38,3-81,5	55,3	24	K ₂ s
13	Тетянівська	3	3156-3207	2,46-2,6	2,57	0,44-6,16	1,42	0,01-0,1	8	19,0-58,1	47,9	8	K ₂ s
14	Борисівська	1	4203-4435	2,59-2,63	2,61	0,91-3,07	2,01	0,01-0,1 т	8	33,1-68,2	52,5	8	K ₂ s
15	Октябрська	10	1486-1859	2,37-2,58	2,5	4,73-12,66	7,44	0,01	1	63,5-82,3	70,7	3	K ₂ s
16	Генічеська	5	2064-2220	1,85-2,51	2,13	6,71-29,34	19,16	0,01-8,12	4	1,6-72,5	14,7	6	K ₂ s
17	Карлавська	10	3437-3856	2,54-2,64	2,62	0,47-3,35	1,75	0,01	14	8,2-65,9	52	20	K ₂ s
18	Карлавська	13	3236-3329	2,62-2,63	2,63	0,26-0,39	0,32			28,5-61,7	45,8	6	K ₂ s
19	Північносеребрян.	1	2870-3012	2,55-2,61	2,59	0,57-5,65	2,36	0,01	2	36,2-77,1	58,7	3	K ₂ s
20	Бакальська	9	3573-3677	2,59-2,66	2,63	0,26-2,76	1,02			55,5-87,3	72,7	12	K ₂ s
21	Октябрська	24	1759-1794	2,33-2,57	2,49	1,34-10,19	4,88	0,01	4				K ₂ s
22	Мглова	1	1312-1757	2,45-2,62	2,56	0,74-5,56	2,5	0,01	5	51,23-84,8	64,4	5	K ₂ s
23	Міжводненська	4	3008-3019	2,56		3,67-3,79		0,01	2	78,3		3	K ₂ k-st
24	Міжводненська	5	3582-3630	2,6-2,66	2,64	0,11-1,9	0,72	0,01	11	37,1-82,4	64,9	11	K ₂ t
25	Серебрянська	7	1583-1795	2,19-2,5	2,39	5,68-18,2	10,5	0,01	15	60,2-86,8	75,2	15	K ₂ st
26	Серебрянська	8	1700-1807	2,38-2,54	2,44	5,05-10,55	8,44	0,01	20	83,2-98,6	89,7	20	K ₂ t-st
27	Серебрянська	9	1669-1887	2,31-2,56	2,44	4,25-12,68	8,35	0,01	13	81,1-91,2	86,7	13	K ₂ t-st
28	Серебрянська	11	1630-1836	2,27-2,51	2,38	5,96-15,24	10,68	0,01	22	52,5-90,3	77,7	22	K ₂ t-st

Продовження табл. 7.1

№ п/п	Площа	Св.	Глибина, м	Об'ємна щільність, г/см ³		Відкрита пористість, %		Газопроник- ність, $\times 10^{-15}$ м ²	Кіль- кість	Карбонатність, %		Кіль- кість	Вік
				від-до	сер.	від-до	сер.			від-до	сер.		
29	Серебрянська	14	1490-1806	2,39-2,58	2,48	2,92-10,17	6,61	0,01	17	66,8-90,3	80,4	17	K ₂ t-st
30	Серебрянська	17	2109-2627	2,39-2,59	2,52	3,34-10,7	6,04	0,01	9	62,0-94,4	2,8	9	K ₂ t-st
31	Красноярська	2	1515-1992	2,27-2,5	2,37	5,53-14,04	10,5	0,01	17	70,6-92,0	81,6	17	K ₂ t-st
32	Бакальська	17	2935-3024	2,56-2,59	2,57	2,67-4,11	3,39	0,01	2	80,8-84,9	82,9	2	K ₂ k-st
33	Стріпкова	20	1699-1701	2,24-2,28	2,26	14,3-15,5	14,9	0,05-0,08	2	86,9-90,7	88,8	2	K ₂ t-k
34	Рилєвська	1	3005-3074	2,54-2,55		4,44-5,02	4,73	0,01	1	87,2-92,8	90,0	2	K ₂ t
35	Тетянівська	6	2560-2915	2,56-2,62	2,58	2,19-5,58	4,31	0,01-0,59	9	68,9-98,9	84,0	10	K ₂ t-st
36	Серебрянська	12	1540-1644	2,39-2,48	2,43	6,86-9,72	8,2	0,01-0,06	4	63,2-74,6	69,5	4	K ₂ st
37	Октябрська	3	1263-1286			7,88-14,5	10,9	0,01	7	83,5-99,5	90,9	7	K ₂ st
38	Октябрська	24	1022-1032			5,76-10,0	7,9	0,01	2	54,7		1	K ₂ st
39	Північносеребрян.	7	1938-2013	2,3-2,51	2,42	6,08-13,8	9,98	0,04-2,4	12	77,0-93,6	87,6	12	K ₂ st
40	Донузлавська	1	1786-1867	2,54-2,59	2,56	5,38-7,41	6,4	0,04-4,4	2	94,6-97,4	96,0	2	K ₂ t-k
41	Октябрська	3	1374-1838			1,35-9,7	5,51	0,01	26	80,2-99,4	91,4	26	K ₂ t
42	Октябрська	1	1222-1277	2,57-2,6	2,58	4,01-5,22	4,61	0,01	2	94,7-95,6	95,1	2	K ₂ st
43	Красноперекон.	2	2766-2777			2,93-3,38	3,16	0,01	2	79,2-81,8	80,5	2	K ₂ t
44	Октябрська	1	1515-1824	2,54-2,64	2,58	1,05-5,23	3,26	0,01	8	51,75-73,11	63,5	8	K ₂ t-k
45	Родніковська	4	1205-1864	2,27-2,55	2,43	4,67-14,57	9,1	0,01	10	73,0-94,2	87,6	16	K ₂ t-st
46	Родніковська	5	1410-1963	2,43-2,59	2,51	2,33-12,87	5,58	0,01	12	81,4-92,4	89,7	12	K ₂ t-st
47	Серебрянська	4	1444-1447	2,44-2,49	2,47	7,43-9,17	8,5	0,01	5	82,4-86,0	84,4	5	K ₂ st
48	Серебрянська	5	1715-1730	2,32-2,47	2,43	8,15-10,81	9,33	0,01	4	79,2-84,8	82,3	7	K ₂ st
49	Серебрянська	6	1653-1778	2,34-2,52	2,44	5,01-11,31	8,4	0,01	24	63,1-98,0	89,4	25	K ₂ t-st
50	Оленівська	6	2021-3106	2,53-2,61	2,57	1,72-4,75	3,13	0,01	3	83,2-88,6	85,6	6	K ₂ t-st
51	Глібівська	26	2660-2770	2,5-2,57	2,54	3,42-6,31	4,64	0,01	8	84,5-95,9	89,8	8	K ₂ k-st
52	Тетянівська	1	2392-2476	2,5-2,55	2,53	4,84-6,54	5,55			93,2-99,4	94,9	4	K ₂ k-st
53	Тетянівська	3	2630-2811	2,28-2,6	2,52	2,94-13,8	5,69	0,01-0,05	4	54,0-98,7	87,6	6	K ₂ k-st
54	Борисівська	1	3174-3355	2,58-2,63	2,61	1,15-3,81	2,12	0,01-0,9т	18	74,6-93,1	81,4	18	K ₂ t-st
55	Північносеребрян.	1	1944-2779	2,43-2,62	2,53	1,32-9,8	5,31	0,01	20	37,6-89,1	77,0	23	K ₂ t-st
56	Бакальська	9	2761-3508	2,56-2,6	2,58	2,45-4,39	3,57	0,01	2	71,8-87,3	80,0	4	K ₂ t-st

№ п/п	Площа	Св.	Глибина, м	Об'ємна щільність, г/см ³		Відкрита пористість, %		Газопроникність, $\times 10^{-11}$ м ²	Кількість	Карбонатність, %		Кількість	Вік
				від-до	сер.	від-до	сер.			від-до	сер.		
57	Оленівська	3	2160-2820	2,58-2,63	2,61	0,29-1,71	0,78	0,01	5	89,3-96,4	92,4	5	K ₂ t-st
58	Задорненська	1	1933-2648	2,52-2,63	2,57	0,76-4,19	2,71	0,01	5	62,16-97,86	87,9	5	K ₂ t-st
59	Міжводненська	4	2867-3019	2,51-2,58	2,56	2,4-5,37	3,65	0,01	10	63,0-89,0	81,9	14	K ₂ km
60	Міжводненська	5	2770-2789	2,58-2,6	2,59	1,79-3,55	2,67	0,01	2	79,0-86,5	82,7	2	K ₂ km
61	Серебрянська	7	2109-2117	2,52		5,25		0,01	1	62		1	K ₂ km
62	Красноярська	2	1442-1450	2,31-2,34	2,33	11,65-12,4	12,01	0,01	3	66,383,1	77,4	3	K ₂ km
63	Баранівська	2	1074-1124	1,99-2,33	2,11	10,9-24,8	19,42	0,01-4,7т	10	43,989,5	71,3	10	K ₂ km
64	Бакальська	7	2710-2908	2,51-2,63	2,58	1,35-6,05	3,35	0,01-0,5т	14	68,4-89,3	81,6	14	K ₂ km
65	Стрелкова	20	1515-1605	2,06-2,37	2,23	9,97-21,74	15,6	0,03-0,2	30	39,7-81,6	61,3	30	K ₂ km
66	Серебрянська	2	1136-1507	2,16-2,41	2,3	9,62-18,56	13,3	0,04-0,3	9	79,6-85,9	83,5	9	K ₂ km
67	Іллічівська	1	2666	2,54		4,48		0,04	1	71,8		1	K ₂ km
68	Бакальська	8	2808-2834	2,6-2,61		0,61-1,87	1,24	0,05-0,07	2	70,1-80,0	75,1	2	K ₂ km
69	Знаменська	1	1701-1709	2,53-2,56	2,55	5,42-6,8	5,95	0,01-14,5	3	89,0-91,1	90,1	3	K ₂ km
70	Октябрська	3	1260-1263			6,19-9,12	7,6	0,01	2	83,4-86,4	84,9	2	K ₂ km
71	Октябрська	1	1046-1117			3,64-8,83	61,3	0,01	2	85,8-93,6	89,7	2	K ₂ km
72	Родніковська	5	1120-1282	2,35-2,51	2,45	6,22-12,35	8,38	0,01	4	85,7-90,5	8,8	4	K ₂ km
73	Голіщівська	1	2802-2913	2,51-2,55	2,53	4,63-6,98	6,1	0,01	6	77,2-91,1	83,2	6	K ₂ km
74	Оленівська	6	1647-2021	2,5-2,55	2,53	3,93-6,78	5,03	0,01	7	79,486,1	83,2	7	K ₂ km
75	Чорноморська	5	3654-3763	2,56-2,63	2,61	0,78-3,2	1,42	0,01	4	73,2-81,5	78,5	4	K ₂ km
76	Тетянівська	1	2194-2317	2,5-2,54	2,53	4,58-5,72	5,22	0,01-0,05	4	72,6-82,4	73,5	7	K ₂ km
77	Тетянівська	3	2618-2630	2,56-2,57	2,56	2,79-2,91	2,85	0,01	2	70,9-79,9	75,4	2	K ₂ km
78	Борисівська	1	2741-3092	2,56-2,61	2,59	1,75-4,27	2,8	0,01	4	88,8-95,8	90,6	4	K ₂ km
79	Генічеська	5	1770-1861	2,23-2,33	2,28	12,6-16,3	14,5	0,01	2	81,1-83,2	82,1	2	K ₂ km
80	Південноолексієвська	6	1775-2050	2,48		15,2-19,4		0,01	3	65,6-84,4		4	K ₂ km
81	Карлавська	14	2405-2424	2,58-2,64	2,62	1,03-3,69	1,92			31,6-85,3	70,9	4	K ₂ km
82	Красногвардій.	2	1383	2,27		15				53,8		1	K ₂ km
83	Воскресенівська	1	1495-1525	2,26-2,29		13,7-14,5		6	1	71,7-72,5		2	K ₂ km

Продовження табл. 7.1

№ п/п	Площа	Св.	Глибина, м	Об'ємна щільність, г/см ³		Відкрита пористість, %		Газопроник- ність, $\times 10^{-15}$ м ²	Кіль- кість	Карбонатність, %		Кіль- кість	Вік
				від-до	сер.	від-до	сер.			від-до	сер.		
84	Оленівська	3	1589-1939	2,52-2,56	2,54	1,47-4,43	2,55	0,01	4	71,56-89,63	82,6	4	K ₂ km
85	Задорненська	1	1770-1819	2,37-2,59	2,48	4,2-10,3	7,25	0,01	2	83,76-93,3	88,5	2	K ₂ km
86	Міжводненська	5	2319-2350	2,54-2,56	2,55	3,17-3,7	3,48	0,01	3	23,9-68,2	49,1	3	K ₂ m
87	Джанкойська	17	1419-1710	2,18-2,41	2,29	8,42-17,58	13,2	0,05-1,1т	8	62,383,5	73,4	8	K ₂ m
88	Серебрянська	12	649-1059	1,93-2,25	2,11	14,6-26,8	19,88	0,08-0,5	5	60,2-68,2	65,4	5	K ₂ m
89	Бакальська	18	1831-1851	2,34-2,4	2,37	10,2-12,2	11,3	0,04-0,08	5	84,5-89,8	86,5	5	K ₂ m
90	Октябрська	2	1226-1308			8,13-8,77		0,01	2	85		1	K ₂ m
91	Карлавіська	8	1902-2074	2,41-2,56	2,48	4,21-10,9	7,6	0,04-0,36	2	70,9-72,1	71,5		K ₂ m
92	Родніковська	5	950-1035	2,31-2,33	2,32	13,0-13,8	13,4	0,01	2	84,4-87,7	85,9	2	K ₂ m
93	Голіцинська	1	2424-2528	2,39-2,43	2,41	10,7-11,5	10,8	0,01	2	86,6-89,6	88,3	2	K ₂ m
94	Оленівська	6	1110-1116	2,26-2,27		15,1-15,2				84,4-84,9		2	K ₂ m
95	Тетянівська	3	2004-2011	2,44-2,5	2,46	5,78-8,17	7,13	0,01	3	73,7-80,3	77,3	3	K ₂ m
96	Борнівська	1	2587-2626	2,55-2,56	2,55	3,83-4,18	4	0,01	2	72,2-73,5	72,8	2	K ₂ m
97	Генічеська	5	1375-1658	2,36-2,49	2,41	8,86-12,22	10,5	0,01	4	56,1-80,8	70,5	4	K ₂ m
98	Красноперекоп.	4	1833-1880	2,4-2,5	2,46	6,74-10,68	8,35	0,01	3	74,8-80,7	77,8	5	K ₂ m
99	Нижньогірська	6	1811-1936	2,31-2,51	2,43	5,9-12,65	8,99	0,01	6	17,6-67,7	40	6	K ₂ m
100	Красногвардійська	2	1150-1368	2,26-2,29	2,28	14,1-15,6	14,91	0,01	2	43,8-61,2	53,9	3	K ₂ m
101	Передова	4	18131839	2,37-2,61	2,49	3,46-12,52	8,89	0,01-0,44	10	18,1-79,1	41,3	13	K ₂ m
102	Балашівська	6	1700-1760	2,28-2,55	2,4	6,21-15,32	12,2	0,01-0,17	3	32,7-59,2	50,4	3	K ₂ m
103	Оленівська	6	1149-1536	2,35-2,46	2,41	7,06-11,96	9,37	0,01	7	77,53-95,84	88,7	7	K ₂ m
104	Оленівська	229	988-1052	2,17-2,29	2,23	15,2-19,6	17,52	0,01	4	76,28-82,7	80,2	4	K ₂ m
105	Задорненська	1	1168-1438	2,41-2,55	2,48	4,36-8,52	6,07	0,01	4	55,4-68,34	61,5	4	K ₂ m

Узагальнені результати аналітичних досліджень, виконаних лабораторіями ДП «Південькогеоцентр», Львівського відділення УкрДГРІ, ІГТГК НАН України.

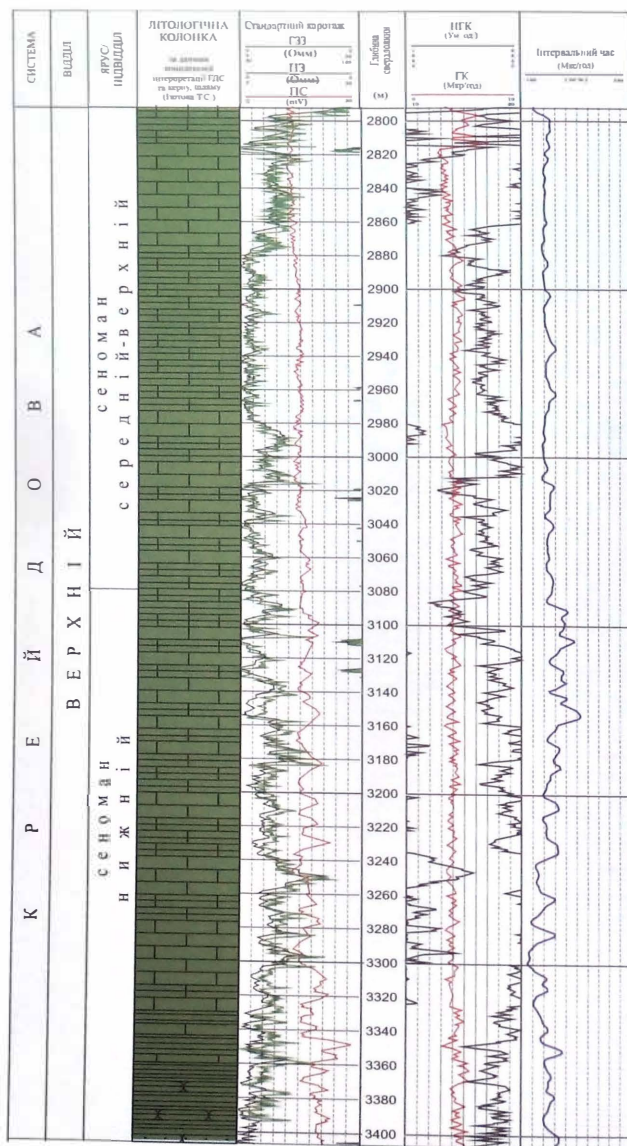


Рис. 7.1. Типова геолого-геофізична характеристика карбонатних відкладів сеноману (св. Гамбурцева-2).

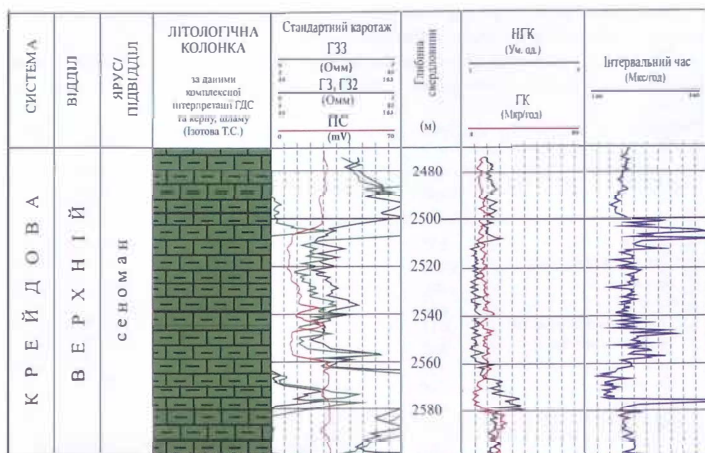


Рис. 7.2. Типова геолого-геофізична характеристика теригенних відкладів сеноману (св. Десантна-1).

(об'ємна щільність – 2,40–2,66 г/см³, середнє 2,52 г/см³; відкрита пористість – 0,33–29,34 %, середнє 7,9 %), ніж їх більш глинисті відміни – мергелі (вміст карбонату кальцію 28,7–74,8 %; об'ємна щільність – 2,46–2,68 г/см³, середнє 2,60 г/см³; відкрита пористість – 0,11–7,61 %, середнє 1,58 %).

Як видно з наведених табличних даних, кореляційні зв'язки між петрофізичними параметрами порід сеноманського розрізу малоінформативні, що зумовлено значною неоднорідністю їх літологічного та мінералого-петрографічного складу, а

Таблиця 7.2. Кореляційна матриця петрофізичних параметрів порід сеноману

	Глибина, м	Щільність, кг/м ³	K_n , %	$\lg K_{np}$	C, %
Глибина, м	1				
Щільність, кг/м ³	0,49	1			
K_n , %	-0,48	-0,97	1		
$\lg K_{np}$	0,07	-0,29	0,27	1	
C, %	-0,22	0,32	-0,24	-0,22	1

також різноманітною будовою порового простору. Простежуються сильні від'ємні кореляційні зв'язки (-0,97) між параметрами відкритої пористості та щільності порід. Значно слабша залежність показника щільності порід та відкритої пористості від глибини залягання.

Гістограми розподілу параметрів K_p , δ та C порід сеноману і графік змін їхніх значень за глибиною залягання зображені на (рис. 7.3, 7.4).

Гістограми усіх наведених параметрів неоднорідні та асиметричні і характеризуються, як правило, одно- рідко – двовершинними кривими розподілу, одна з

Таблиця 7.3. Головні статистики петрофізичних параметрів порід сеноману

Головні статистики	Щільність, г/см ³	Відкрита пористість, %	lg K_p	Карбонатність, %
Середнє	2,57	3,06	-1,89	59,86
Стандартна похибка	0,01	0,34	0,03	1,51
Медіана	2,6	1,47	-2	62,9
Мода	2,63	0,26	-2	62,9
Стандартне відхилення	0,11	4,29	0,39	18,73
Дисперсія вибірки	0,01	18,45	0,15	351,12
Експес	15,33	13,18	25,51	1,31
Асиметрія	-3,49	3,24	4,68	-1,05
Мінімум	1,85	0,11	-2	1,6
Максимум	2,68	29,34	0,91	87,3
Сума	408,5	487,19	-233,04	9218,51
Кількість	159	159	123	154

яких відображає породи-колектори, а інша – породи-неколектори. В проаналізованій вибірці (діапазон глибин 1000–4500 м) максимальна кількість взірців порід має об'ємну щільність 2,6–2,7 г/см³ (46 % взірців), відкриту пористість – 0–10 % (80 % взірців) та карбонатність – 50–60 % (24 % взірців).

При цьому в карбонатних літо типах сеноману майже непомітні варіації вмісту в них карбонату кальцію з глибиною залягання порід (рис. 7.4).

Особливості розподілу коефіцієнту пористості порід вказують на помітне зменшення параметру зі збільшенням глибини залягання, тоді як їх проникність дещо зростає (див. рис. 7.4). На глибині 2000–2500 м відзначається відчутне покращення ЄФВ порід (зменшення щільності порід до 2,1 г/см³ при зростанні параметрів відкритої пористості до 25 %), що можна пояснити розвитком у карбонатних породах доломітизації, перекристалізації, вилугування.

Турон-сантонські утворення Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну виявляють складу літологічну структуру розрізу, в якій домінують мергелі та вапняки з підпорядкованими горизонтами аргілітів. Максимальна потужність товщі сягає понад 1000 м при потужності окремих літологічних горизонтів до 20 м.

Криві ГДС карбонатних нашарувань турону та коньяку виявляють позірні опори від 10 до 30 Омм та інтервальний час 130–210 мкс/м, що відповідає таким же вищеописаним сеноманським. Водночас сантонські відклади характеризуються малими низькими позірними опорами 3–8 Омм (зрідка до 22 Омм) та високим інтервальним часом 190–220 мкс/м (Рис. 7.5).

Згідно з даними статистичної обробки петрофізичних параметрів турон-сантонських порід, вивчених у діапазоні глибин 1205–3505 м, їх середня щільність становить 2,46 г/см³, пористість змінюється в межах 0,29–18,2 % (середнє значення 7,32 %), а проникність – від практично непроникних до $0,64 \times 10^{-15}$ м² (табл. 7.4, 7.5).

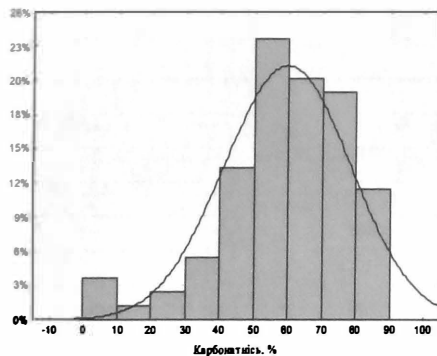
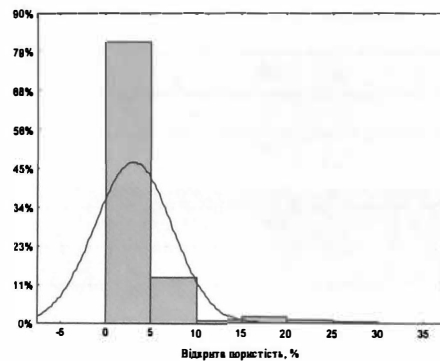
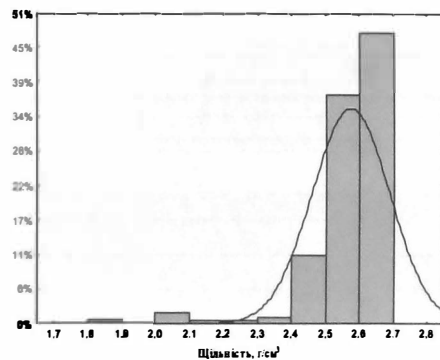


Рис. 7.3 Гістограми петрофізичних параметрів (K_p , δ , C) відкладів сеноману.

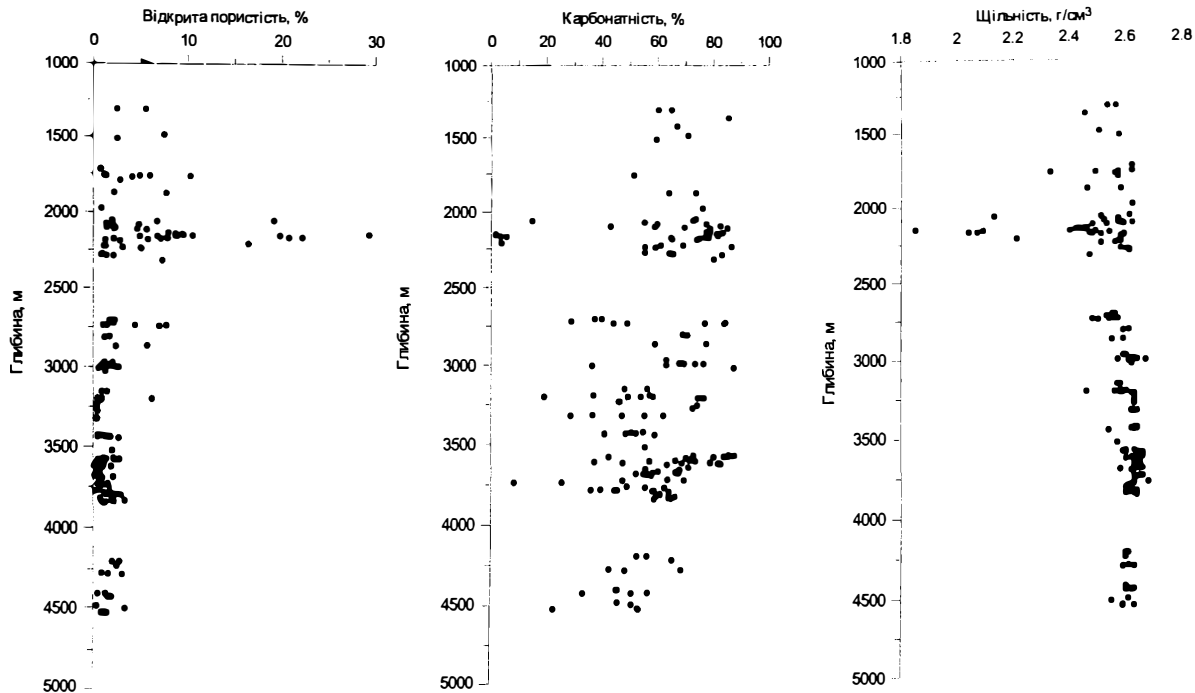


Рис. 7.4. Характер зміни петрофізичних параметрів з глибиною залягання порід сеноману.

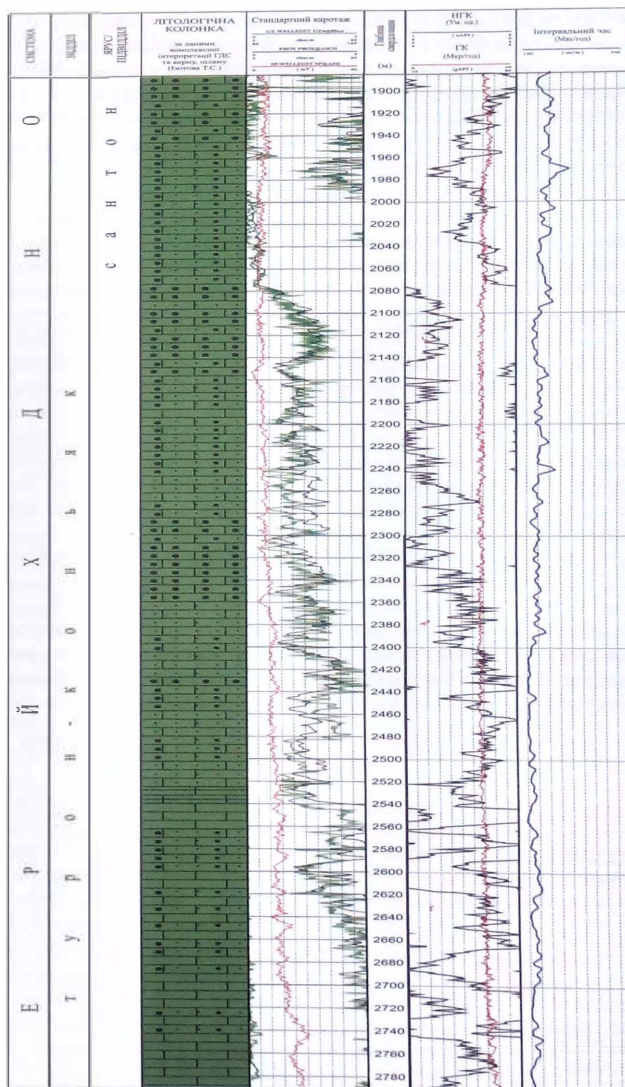


Рис. 7.5. Типова геолого-геофізична характеристика турон-сантонських відкладів (св. Гамбурцева-2).

Карбонатність порід варіює від 37,6 до 99,5 % (середнє 83,7 %). Слід відзначити характерне зростання в турон-сантонському розрізі, порівняно з сеноманськими різновидами, вмісту в породах карбонату кальцію (середнє 59,9 проти 83,7 %).

Аналіз залежності ЄФВ порід від вмісту в них карбонату кальцію (діапазон 37,6–75,0 % та 75,0–98,9 %) не виявив значних коливань параметрів: середня об'ємна щільність 2,41 г/см³ та 2,48 г/см³, відкрита пористість, відповідно, – 8,5 % та 7,2 %.

Кореляційні зв'язки між петрофізичними параметрами турон-сантонських порід виявляють значимі від'ємні зв'язки (-0,97) між об'ємною щільністю та відкритою пористістю, які аналогічні таким же сеноманським. Водночас відзначається деяке зростання, порівняно з сеноманським розрізом, впливу глибини залягання порід на величини їх об'ємної щільності (коефіцієнт кореляції 0,55) та відкритої пористості (-0,51). Зв'язок між коефіцієнтами проникності і всіма іншими параметрами відсутній.

Таблиця 7.4. Кореляційна матриця петрофізичних параметрів порід турон-сантону

	Глибина, м	Щільність, кг/м ³	K_p , %	$\lg K_{np}$	C, %
Глибина, м	1				
Щільність, кг/м ³	0,55	1			
K_p , %	-0,51	-0,97	1		
$\lg K_{np}$	0,13	-0,02	0,09	1	
C, %	0,02	0,29	-0,21	0,04	1

Гістограми розподілу параметрів K_p , δ та C та графік змін їхніх значень з глибиною для порід турон-сантону практично аналогічні таким сеноманським відкладів (рис. 7.6, 7.7). Вони неоднорідні й асиметричні, одновершинні. Піки домінуючих значень об'ємної щільності турон-сантонських літотипів спостерігаються

Таблиця 7.5. Головні статистики петрофізичних параметрів порід турон-сантону

Головні статистики	Щільність, г/см ³	Відкрита пористість, %	$\lg K_{np}$	Карбонатність, %
Середнє	2,46	7,32	-1,91	83,71
Стандартна похибка	0,01	0,18	0,02	0,54
Медіана	2,47	6,86	-2	85,7
Мода	2,56	10	-2	89,4
Стандартне відхилення	0,09	3,51	0,32	10,22
Дисперсія вибірки	0,01	12,35	0,10	104,51
Експес	-0,65	-0,57	26,55	1,71
Асиметрія	-0,41	0,34	4,73	-1,22
Мінімум	2,19	0,29	-2	37,6
Максимум	2,64	18,2	0,64	99,5
Сума	765,22	2563,2	-600,74	29216,31
Кількість	310	350	314	349

в діапазоні 2,5–2,6 г/см³ (40 % взірців), відкритої пористості – 4–6 та 8–10 % (відповідно, 25 та 20 % взірців), карбонатності – 80–95 % (понад 70 % взірців).

Коефіцієнт пористості турон-сantonських порід регіону зменшується, а щільність збільшується з глибиною їх залягання (див. рис. 7.7). Водночас проникність порід турон-сantonських відкладів дещо зростає за глибиною їх залягання, що може вказувати на формування в них тріщинної пористості.

Слід відзначити широкий розвиток у турон-сantonському розрізі порід-колекторів із підвищеними ЄФВ (об'ємна щільність до 2,19 г/см³, відкрита пористість до 20 %) у діапазоні глибин від 1000 до 2500 м.

Відклади кампану мають найбільше просторове поширення серед верхньокрейдових утворень Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну. Розкриті вони багатьма свердловинами в Рівнинному Криму, у Причорномор'ї і північно-західному шельфі Чорного моря, де їх потужність досягає 600 м. З підстиляючими відкладами сantonу вони мають поступовий перехід, а верхня границя вирізняється літологічною чіткістю. Розріз кампанської товщі представлений перешаруванням вапняків, глинистих вапняків, мергелів із прошарками (локальними ділянками до – 20 %) аргілітів. Потужність прошарків аргілітів до – 1,5 м (локальними ділянками до – 20 м), карбонатних порід – до 50 м.

Карбонатні відклади як у верхній, так і в середній частинах розрізу кампану характеризуються позірними опорами 7–10 Ом та інтервальним часом 280–340 мкс/м. Прошарки глинистих вапняків, які простежуються у середній частині розрізу, вирізняються позірним опором до 25 Ом та інтервальним часом 160–200 мкс/м. Піщано-алевролітові нашарування західних ділянок досліджуваного району характеризуються значеннями позірного опору 1–5 Ом та інтервальним часом 190–300 мкс/м, що значно нижче аналогічних параметрів сеноманського розрізу (рис. 7.8).

Петрофізичні параметри утворень (діапазон глибин 1074–3804 м) кампанського віку регіону не набагато відрізняються від аналогічних вищеописаних сеноман-сantonських. Об'ємна щільність порід в інтервалі глибин 1000–4000 м змінюється від 1,99 до 2,64 г/см³ (середнє 2,46 г/см³), відкрита пористість – від 0,61 до 24,76 % (середнє 7,28 %), а проникність – від непроникних (менше $0,01 \times 10^{-15}$ м²) до $1,16 \times 10^{-15}$ м². Вміст карбонату кальцію в породах варіює від 31,6 до 95,8 % (середнє 71,99 %) (табл. 7.7).

З огляду на аналіз кореляційних матриць (табл. 7.6), значимі додатні зв'язки спостерігаються між об'ємною щільністю порід і глибиною залягання (0,75) та від'ємні – між відкритою пористістю порід і глибиною залягання (-0,75), відкритою пористістю й об'ємною щільністю (-0,98). Проникність порід кампанської товщі з глибиною їх залягання не зростає, що вказує на відсутність у них тріщинної пористості. Відсутність в породах кампану тріщинної пористості (вторинної) пояснюється й наявністю значимих кореляційних зв'язків між параметрами об'ємної щільності та відкритої пористості відкладів за глибиною їх залягання.

Гістограми розподілу параметрів $K_{\text{пр}}$, δ та C відкладів кампану характеризуються, як правило, одно- та двовершинними кривими розподілу, одна з яких відображає породи-колектори, а інша – породи-неколектори (рис. 7.9). Піки параметрів об'ємної щільності припадають на значення 2,2–2,3 (12 % взірців) та 2,5–2,6 г/см³ (50 %), відкритої пористості – 0–10 % (50 %), карбонатності – 80–90 % (37 %).

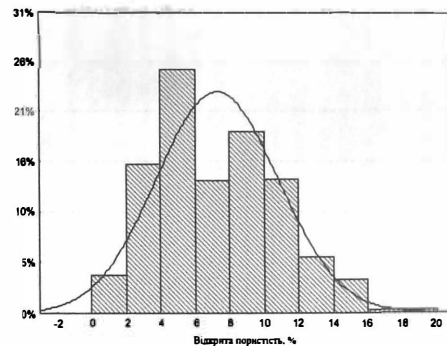
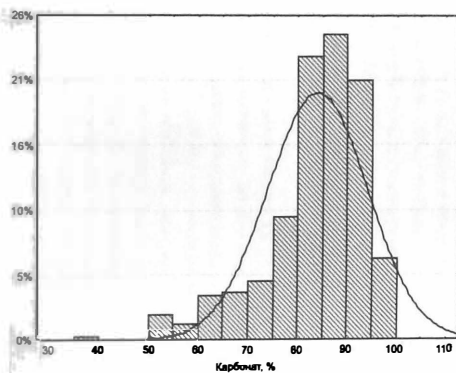
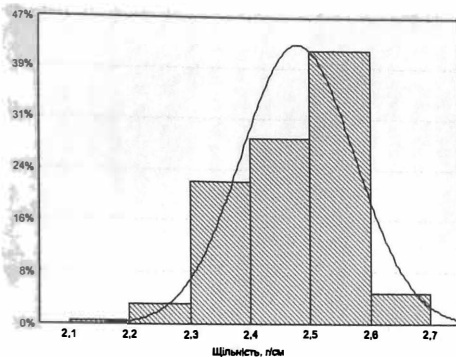


Рис. 7.6. Гістограми петрофізичних параметрів (K_p , δ , C) порід турон-сантону.

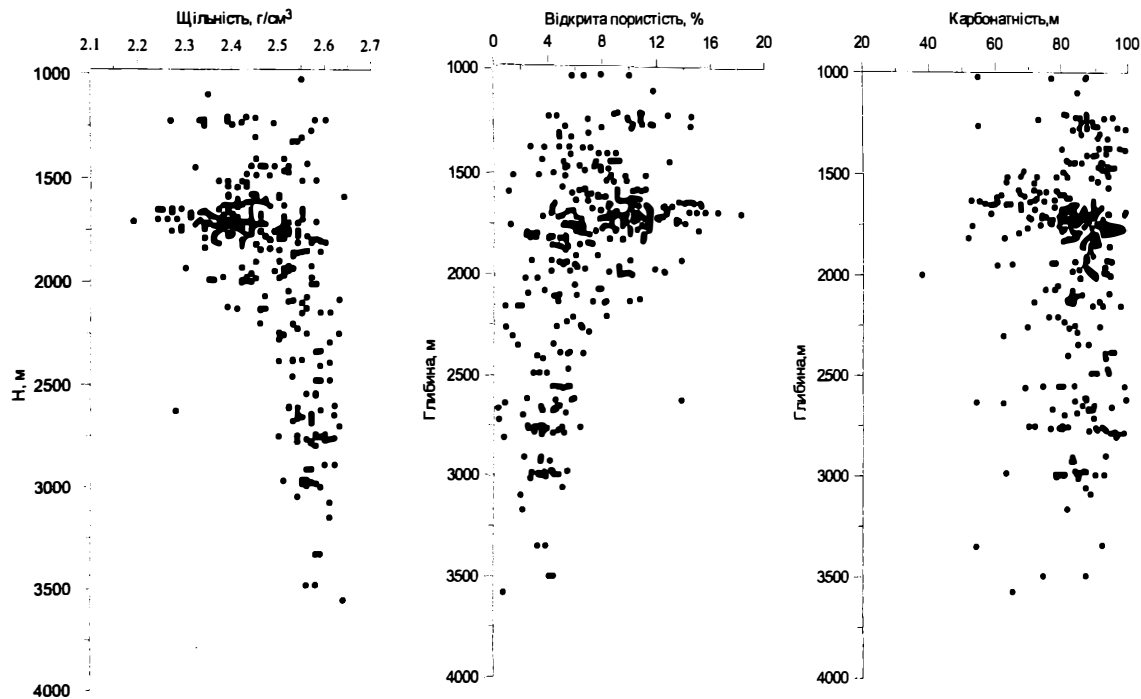


Рис. 7.7. Характер зміни петрофізичних параметрів з глибиною порід турон-сантону.

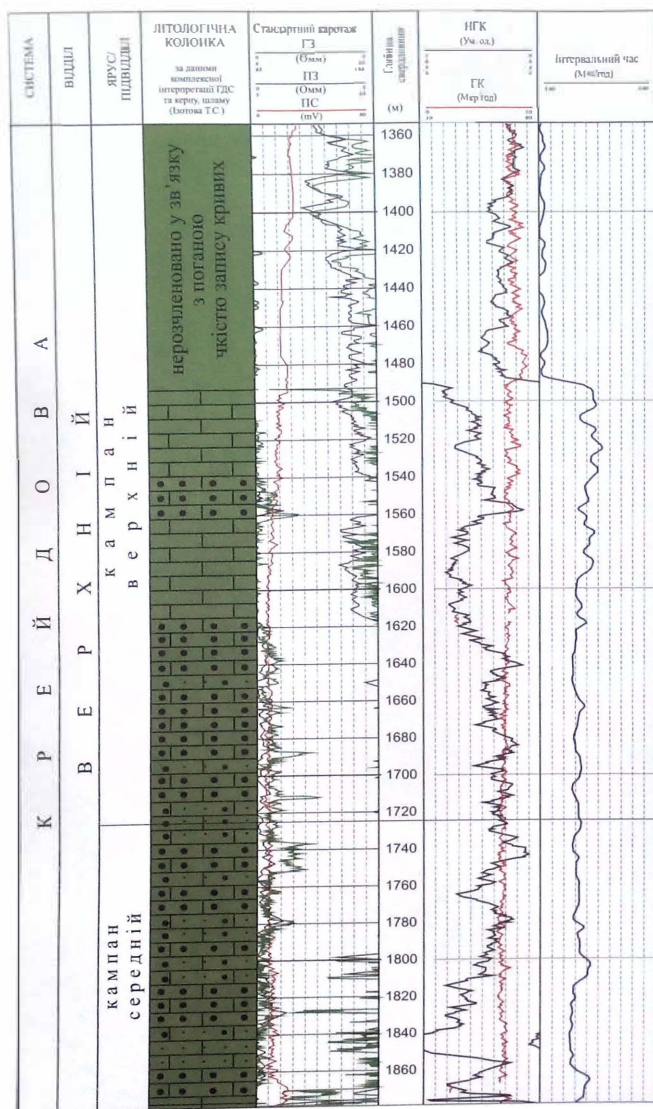


Рис. 7.8. Типова геолого-геофізична характеристика кампанських відкладів (св. Гамбурцева-2).

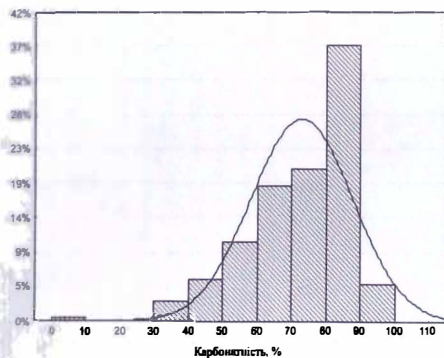
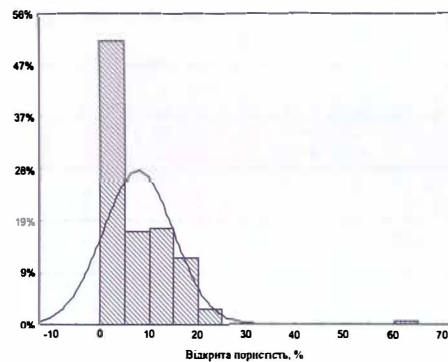
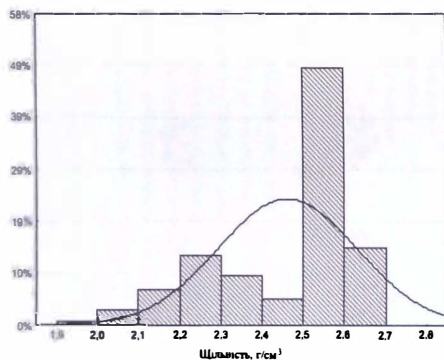


Рис. 7.9. Гістограми петрофізичних параметрів (K_p , δ , C) відкладів кампану.

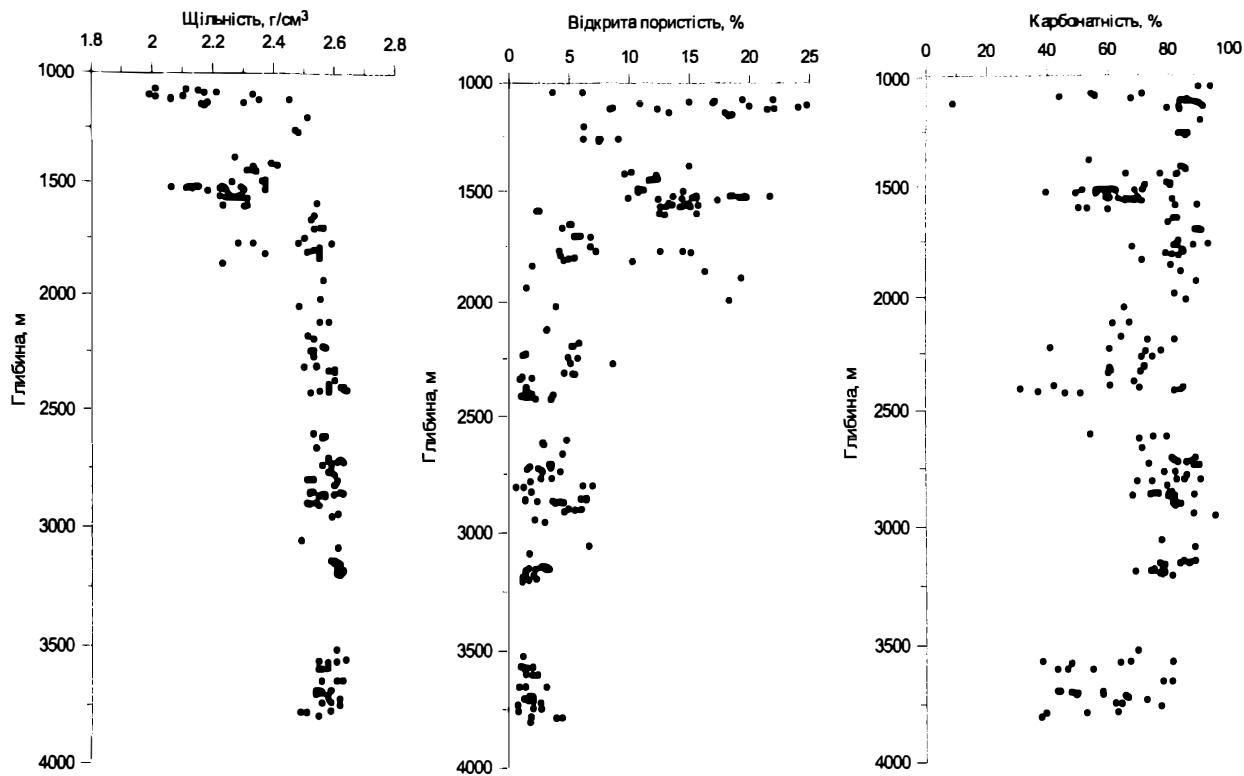


Рис. 7.10. Характер зміни петрофізичних параметрів з глибиною порід кампану.

Таблиця 7.6. Кореляційна матриця петрофізичних параметрів порід кампану

	Глибина, м	Щільність, кг/м ³	Кп, %	lg Кпр	С, %
Глибина, м	1				
Щільність, кг/м ³	0,75	1			
Кп, %	-0,75	-0,98	1		
lg Кпр	-0,35	-0,49	0,49	1	
С, %	-0,15	0,15	-0,04	0,15	1

Таблиця 7.7. Головні статистики петрофізичних параметрів порід кампану

Головні статистики	Щільність, г/см ³	Відкрита пористість, %	lg Кпр	Карбонатність, %
Середнє	2,46	7,28	-1,58	71,99
Стандартна похибка	0,01	0,46	0,05	1,04
Медіана	2,54	4,61	-2	75,1
Мода	2,58	1,45	-2	81,5
Стандартне відхилення	0,17	6,36	0,65	14,40
Дисперсія вибірки	0,03	40,49	0,42	207,54
Експес	-0,19	-0,44	3,78	-0,44
Асиметрія	-1,04	0,90	1,90	-0,65
Мінімум	1,99	0,61	-2	31,6
Максимум	2,64	24,76	1,16	95,8
Сума	452,66	1384,85	-271,56	13750,36
Кількість	184	190	171	191

Графік змін петрофізичних значень з глибиною залягання порід засвідчує закономірне зменшення параметрів відкритої пористості порід та зростання об'ємної щільності. Характерна наявність покращених значень емісно-фільтраційних параметрів кампанських порід регіону в діапазоні глибин 1000–2000 м (рис. 7.10).

Відклади маастрихту на північно-західному шельфі Чорного моря розкриті багатьма свердловинами. В більшості розрізів, це товща перешарувань вапняків, із прошарками мергелів і вапнистих пісковиків, максимальною потужністю близько 1000 м.

Як і вищеописані відклади, розріз маастрихту, за даними ГДС, характеризується позірними опорами в межах 2–5 Омм та інтервальним часом 150–200 мкс/м (рис. 7.11).

Кореляційні матриці та головні статистики петрофізичних параметрів маастрихтських відкладів наведені в таблицях 7.8 і 7.9. Згідно з цими даними (вивчений діапазон глибин 649–2730 м), середня об'ємна щільність порід становить 2,39 г/см³, відкрита пористість змінюється в межах 2,49–26,78 % (середнє 10,7 %), а проникність – від практично непрониких до $1,1 \times 10^{-15}$ м². Карбонатність порід варіює

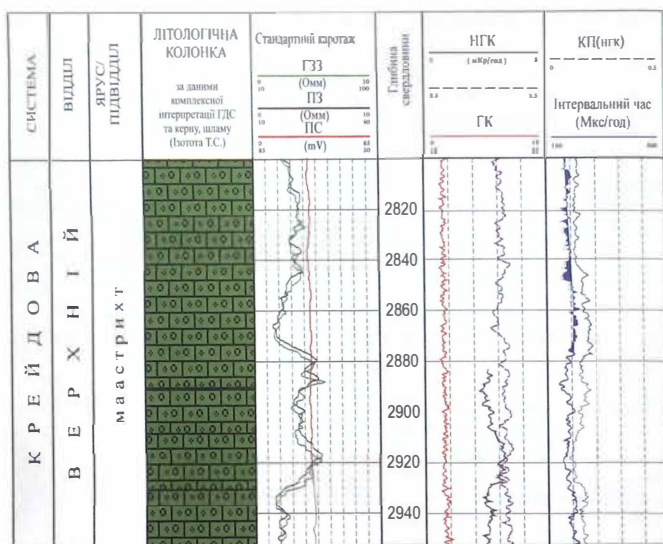


Рис. 7.11. Типова геолого-геофізична характеристика відкладів маастрихту (св. Флангова-2).

в межах від 17,6 % до 95,8 % при середніх значеннях для даного глибинного інтервалу досліджень – 66,9 %. Відзначається відносне покращення ЄФВ порід зі збільшенням вмісту карбонату кальцію. Об'ємна щільність вапняків (вміст карбонату кальцію 75,5–95,8 %) варіює в межах 2,17–2,61 г/см³ (середнє 2,38 г/см³), а відкрита пористість – від 3,46 до 19,63 % (середнє 11,0 %), тоді як більш глинисті літотипи (вміст карбонату кальцію 17,6–74,2 %) характеризуються значеннями об'ємної щільності в межах 1,93–2,57 г/см³ (середнє 2,40 г/см³), а відкрита пористість – 2,49–26,78 % (середнє 10,34 %).

Таблиця 7.8. Кореляційна матриця петрофізичних параметрів порід маастрихту

	Глибина, м	Щільність, кг/м ³	K_n , %	$\lg K_{np}$	C , %
Глибина, м	1				
Щільність, кг/м ³	0,62	1			
K_n , %	-0,59	-0,95	1		
$\lg K_{np}$	-0,14	-0,25	0,31	1	
C , %	-0,07	-0,05	-0,01	-0,19	1

Таблиця 7.9. Головні статистики петрофізичних параметрів порід маастрихту

Головні статистики	Щільність, г/см ³	Відкрита пористість, %	lg K _{np}	Карбонатність, %
Середнє	2,39	10,69	-1,66	66,87
Стандартна похибка	0,01	0,46	0,05	2,01
Медіана	2,40	10,68	-2	72,85
Мода	2,47	7,99	-2	68,2
Стандартне відхилення	0,13	4,61	0,53	19,89
Дисперсія вибірки	0,01	21,28	0,28	395,89
Ексцес	1,71	1,05	0,72	0,15
Асиметрія	-1,05	0,75	1,37	-0,99
Мінімум	1,93	2,49	-2	17,6
Максимум	2,61	26,78	0,04	95,84
Сума	229,49	1058,79	-151,65	6554
Кількість	96	99	91	98

Коефіцієнт кореляції між величиною пористості й об'ємною щільністю становить -0,95. Спостерігаються також кореляційні зв'язки між об'ємною щільністю та глибиною залягання порід (0,62) і відкритою пористістю та глибиною залягання порід (-0,59). Інші кореляційні зв'язки між петрофізичними параметрами малоінформативні через значну неоднорідність мінерального складу і різну будову пустотного простору порід.

Гістограми розподілу параметрів K_{np}, δ та C і графік змін їхніх значень з глибиною для карбонатних порід зображені на рисунках 7.12, 7.13.

Гістограми усіх наведених параметрів неоднорідні та асиметричні, одно- й двовершинні. Максимальне число спостережень параметрів об'ємної щільності припадає на діапазон значень 2,4–2,5 (35 % визначень), відкритої пористості – 8–12 % (40 %), карбонатності порід – 70–80 % (51 %).

Коефіцієнт відкритої пористості карбонатних порід помітно зменшується зі збільшенням глибини залягання.

Результати досліджень петрофізичних властивостей порід свідчать, що у верхньокрейдових відкладах наявні різноманітні за типом карбонатні колектори при великій ролі тріщинуватості й кавернозності. Все це зумовлює великий діапазон коливань петрофізичних параметрів та їх контрастність. Спостерігається зміна смісно-фільтраційних параметрів карбонатних порід за глибиною: відкрита пористість порід за глибиною зменшується, а проникність дещо збільшується у зв'язку з формуванням тріщин та каверн.

Як показали результати статистичної обробки даних лабораторних досліджень, коефіцієнт відкритої пористості верхньокрейдових порід регіону найтісніше корелюється з їх об'ємною щільністю (коефіцієнт кореляції r = -0,95) і структурно-речовинними характеристиками. Останні більшою мірою впливають на проникність, ніж на пористість порід.

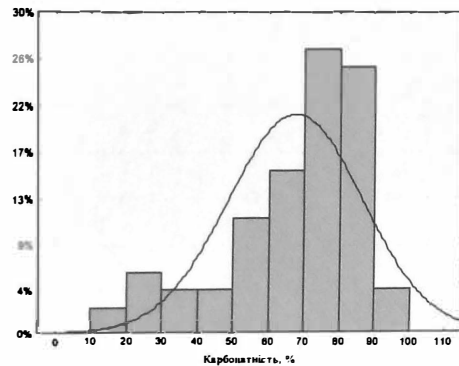
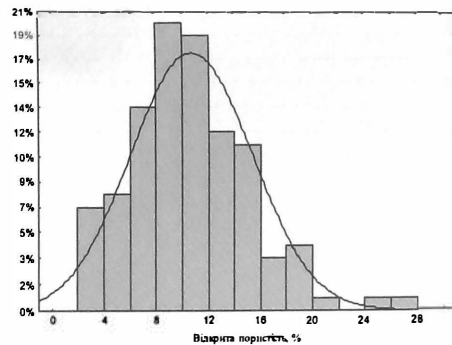
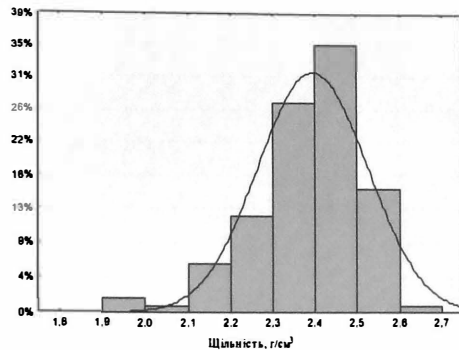


Рис. 7.12. Гістограми петрофізичних параметрів (K_p , δ , C) відкладів маастрихту.

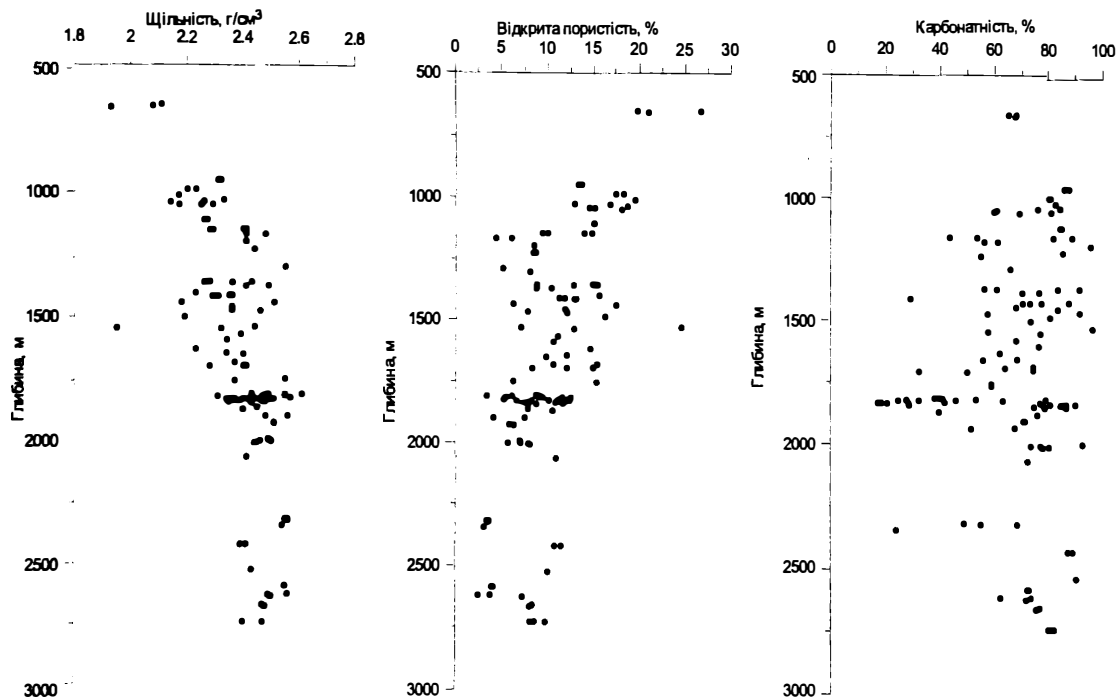


Рис. 7.13. Характер зміни петрофізичних параметрів з глибиною порід маастрихту.

РОЗДІЛ VIII. ОСОБЛИВОСТІ КАТАГЕНЕТИЧНИХ ПЕРЕТВОРЕНЬ ВЕРХНЬОКРЕЙДОВИХ ПОРІД

Об'єктом детального дослідження стали відклади верхньої крейди східної центрикліналі Каркінітсько-Північнокримського прогину. Моделювання історії катагенетичних перетворень порід проведене за профілем св. Мєлова-4 – Оленівська-6 – Чорноморська-5 – Міжводненська-4 – Борисівська-1 – Аврорівська-1.

Особливості катагенетичних перетворень порід

Як зазначається (Фаціальні..., 1981), колектори карбонатної товщі верхньої крейди вивчені вкрай недостатньо. При цьому питання їхнього просторово-вікового розвитку в ході катагенезу практично не порушувалися й не порушуються. В узагальнювальній роботі (Наукове..., 2005) відзначається, що в цілому природні колектори верхньокрейдових відкладів формувалися під впливом низки процесів: раннього постлітифікаційного розушільнення (короткочасні перерви – діастеми з перекристалізацією основної маси та розчиненням скелетних решток); палеокарстових явищ, пов'язаних із міграцією метеорних розчинів; гіпогенного аллогенезу та ряду інших „екзотичних” процесів.

Однак при цьому не наведено конкретних прикладів просторово-вікової локалізації тих чи інших їхніх генетичних типів.

Грунтуючись на результатах власних літолого-петрографічних досліджень, а також враховуючи літературні дані (Фаціальні..., 1981; Прогноз..., 1981; Бондаренко..., 1977; Наукове..., 2005), зазначаємо, що карбонатні породи верхньої крейди були охоплені такими основними катагенетичними процесами: перекристалізація й ангідритизація як основної маси, так і окремих органогенних решток; скременіння; поро- та каверноутворення, формування тріщин та стилолітів. Ці процеси фіксуються й окремо, й у різноманітних комбінаціях.

Перекристалізація проявлена головним чином в органогенно-уламкових вапняках і супроводжується, зазвичай, проявами ангідриту (рис. 8.1). Тип перекристалізації змінюється від розсіяної до плямуватої та масивної. Так, у вапняку із св. Оленівська-6 (див. рис. 8.1) проявлений масивний тип: вміст новоутвореного кальциту досягає 60 %, розміри кристалів варіюють від 0,02 до 0,35 мм. Подібна картина спостерігається й у глинистому вапняку (див. рис. 8.1). Натомість органогенно-уламковий вапняк (див. рис. 8.1) характеризується плямуватим типом перекристалізації, розміри кристалів при цьому не перевищують 0,2 мм. Характерно, що в пелітоморфних глинистих вапняках перекристалізовані винятково органогенні рештки.



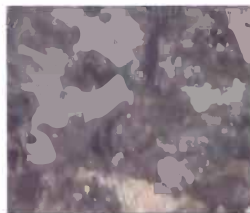
а



б



в



г

Рис. 8.1. Вапняки органогенно-уламкові перекристалізовані, з проявами ангідриду:

а – св. Оленівська-6, інт. 2160–2162 м (коньяк-сантон). Ніколі Х; б – св. Міжводненська-5, інт. 3763–3766 м (сеноман). Ніколі Х; в, г – св. Родніківська-4, інт. 2055–2060 м (турон). Ніколі II (в), Х (г).

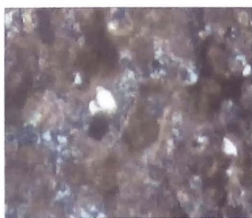


Рис. 8.2. Водоростево-форамініферовий скременілий вапняк. Св. Карлавська-12, інт. 3345–3347 м (сеноман). Ніколі Х.



Рис. 8.3. Перекристалізований та скременілий вапняк. На контакті – чорні бітуми. Св. Міжводненська-5, інт. 3763–3766 м (сеноман).

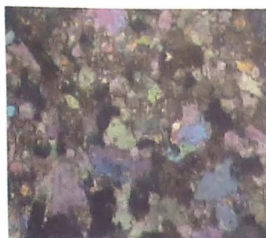


Рис. 8.4. Органогенно-уламковий перекристалізований та ангідритизований вапняк.

Св. Родніківська-4, інт. 2237–2241 м (сеноман). Карбонатність – 91 %.



Рис. 8.5. Вапняк ангідритизований. Св. Карлавська-16, інт. 3468–3477; (сеноман).

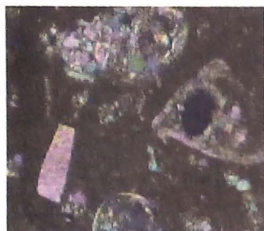


Рис. 8.6. Ангідритизація по форамініферах.

Св. Міжводненська-5, інт. 2789–2794 м (коньяк-турон).

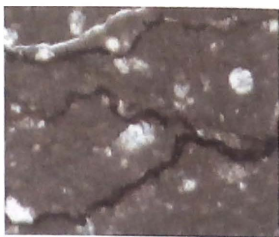


Рис. 8.7. Прожилки бурих бітумів у пелітоморфному вапняку.

Св. Карлавська-12, інт. 3407–3411 м (сеноман).

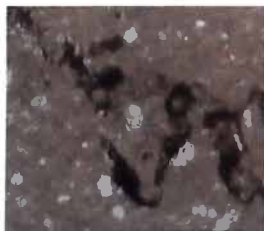


Рис. 8.8. Стилліт із бурими бітумами в мергелі.

Св. Карлавська-12, інт. 3638–3642 м (сеноман).



Рис. 8.9. Стиллітовий прожилок зі світло-жовтими бітумами в пелітоморфному вапняку

Св. Оленівська-6, інт. 1985–1989 м (коньяк-сантон).

Характерно, що скременіння зазвичай асоціюється з ділянками найбільш інтенсивної перекристалізації. Така картина, зокрема спостерігалася у св. Родніківська-5 (інт. 1480–1490 м, 2469–2470 м), Мелова-6 (інт. 1216–1218 м, 1372–1376 м), Карлавська-8 (інт. 1780–2790 м).

Ангідрит розвинений у різних типах порід. Так, в органогенно-уламковому вапняку (рис. 8.4) він проявлений в асоціації з новоутвореним кальцитом. Порода характеризується плямисто-масивною перекристалізацією (вміст новоутвореного кальциту до 35 %, розміри кристалів – 0,03–0,25 мм), вміст сумірних кристалів ангідриту становить 10–15 %. Більш масштабні прояви ангідриту (до 30–40 %) спостерігаються (рис. 8.5) у глинистому вапняку. В породі також наявні тонкі прожилки темно-бурих бітумів. У пелітоморфному вапняку ангідрит проявлений винятково в органогенних рештках (рис. 8.6).

Породи верхньої крейди характеризуються масштабним розвитком тріщин та стилолітів. На думку (Фаціальні..., 1981; Прогноз..., 1981; Бондаренко..., 1977; Гринь..., 1998) власне ці утворення відіграють вирішальну роль у формуванні природних резервуарів і зумовлюють інтенсивні припливи флюїдів, у т.ч. вуглеводневих, у локальних ділянках окремих структур. Виділяються принаймні три генерації тріщин, які можуть бути як відкритими, так і залікованими мінеральною речовиною (насамперед кальцитом) та бітумами. Простягання тріщин, прожилків та стилолітів переважно субгоризонтальне й похиле.

Стилоліти вивопнені переважно бітумами – як темно-бурими (рис. 8.7, 8.8), так і світло-жовтими міграційними (рис. 8.9, 8.10). Іноді в асоціації з останніми спостерігається криптокристалічний кремнезем (рис. 8.11). Часто стиліоліти є відкритими (рис. 8.12).

У всій товщі верхньої крейди відзначаються (Фаціальні..., 1981; Прогноз..., 1981) відкриті мікротріщини, розвинені головним чином по нашаруванню порід. Густота їх варіює в широких межах: від 0,01 до 4,68 см/см², розкритість становить 0,01–0,2 мм, довжина зазвичай не перевищує 3–5 см. Часом тріщини частково або повністю заліковані мінеральною речовиною (насамперед кальцитом) (рис. 8.3, 8.14). У св. Родніківська-5 (інт. 1434–1439 м) спостерігаються прожилки (до 0,08 мм) кремнезему з порожнинами в центральній частині.

За даними (Бондаренко..., 1977), максимальна кількість мікротріщин розвинена у породах верхнього туруну, коньяку та нижнього сantonу, згідно ж (Фаціальні..., 1981), – нижнього та середнього сеноману, нижнього туруну, сantonу та коньяку, верхнього кампану та маастрихту. Отже, як видно, тріщинуватість проявлена у відкладах практично всіх стратиграфічних підрозділів верхньої крейди, а її масштабність на різних структурах та навіть у різних свердловинах однієї структури характеризується неоднорідністю просторово-вікового поширення.

Так, за результатами наших досліджень (Геодинамічні..., 2002) у верхній частині сеноманських відкладів (св. Родніківська-5, інт. 2102–2105 м), спостерігається велика кількість стиліолітів із бурими бітумами, відкритих (0,02–0,03 мм) тріщин із примазками світло-жовтих бітумів та виділеннями в роздувах піриту. У св. Мелова-6 та Березівська-1 максимальна кількість тріщин та прожилків кальциту розвинена у верхніх горизонтах сеноману, а у св. Мелова-3 та Карлавська-12 – у нижніх. У св. Оленівська-6 спостерігається рівномірний розвиток тріщин по цілому розрізі туруну, а у св. Карлавська-8



Рис. 8.10. Пржилок із жовтими бітумами в органогенно-уламковому вапняку.

Св. Серебрянська-1, інт. 967–974 м (маастрхт).



Рис. 8.11. Стилліт із світло-жовтими бітумами та кремнеземом в пелітоморфному глинистому вапняку.

Св. Міжводненська-5, інт. 3586–3589 м (турон).



Рис. 8.12. Відкритий стилліт в пелітоморфному вапняку.

Св. Серебрянська-9, інт. 1832–1836 м (турон).



Рис. 8.13. Пржилки кальциту в пелітоморфному вапняку.

Св. Оленівська-6, інт. 2015–2018 м (коньяк-саптон).



Рис. 8.14. Пржилки кальциту в пітонелловому вапняку.

Св. Оленівська-6, інт. 3167–3170 м (турон).



Рис. 8.15. Каверни в пітонелловому вапняку.

Св. Міжводненська-5, інт. 3422–3423 м (турон).



Рис. 8.16. Поодинокі каверни в органогенно-детритовому вапняку. Св. Міжводненська-5, інт. 3158–3164 м (коньяк-сантон).



Рис. 8.17. Каверни в пелітоморфному скременілому вапняку. Св. Сребрянська-2, інт. 1726–1739 м (кампан).

тріщинуваті лише породи його верхньої частини. Породи коньяк-сантону в св. Оленівська-4 тріщинуваті слабо, натомість у св. 6 – доволі сильно.

Значна тріщинуватість порід туруну відмічена у св. Бакальські-9, -10, -17; Північносребрянські-1, -4, -5, -6. У низах туруну часто виявляється пачка сильно-тріщинуватих вапняків, яка об'єднується із тріщинуватою пачкою порід верхів сеноману. Посилення тріщинуватості відзначається у скременілих породах, а також у різновидах, збагачених залишками пітонел.

Для відкладів коньяку характерна така особливість (Фаціальні..., 1981; Прогноз..., 1981): вертикальні тріщини, в основному, відкриті, а горизонтальні – виповнені глинистою речовиною. Натомість на Ярилгацькій площі картина є зворотною: відкриті переважно горизонтальні тріщини. Останні у відкладах сантону виповнені бурими бітумами. Територіально найбільш тріщинуваті породи туруну-сантону тяжіють до районів Міжводненської та Бакальської структур; інтенсивність тріщинуватості зменшується в напрямку Сребрянської, Північносребрянської площ.

Породи турун-коньяку, розкриті на Воронківській площі, є більш тріщинуватими у верхах розрізу. Тут переважають субгоризонтальні тріщини з перетином до 2–3 мм. Субгоризонтальні тріщини мають сутуровий і стилітовий характер, містять пелітоморфний глинистий матеріал, іноді кварц; часом у центральній частині вони відкриті. Вапняки сантону ще більш тріщинуваті, ніж підстеляючі. Тріщини найчастіше виповнені темно-бурими бітумами з піритом.

Якщо за рахунок тріщинуватості істотно зростають флюїдопровідні параметри порід (Фаціальні..., 1981; Прогноз..., 1981), то їхні ємнісні властивості зумовлені передусім розвитком вторинних пор і каверн. Вони проявляються як в органогенно-уламкових перекристалізованих вапняках (рис. 8.15, 8.16), так і в пелітоморфних скременілих вапняках та мергелях (рис. 8.17, 8.18).

При цьому пори та каверни також характеризуються просторово-віковою нерівномірністю розвитку. Так, у св. Родніківська-5 у верхньо- та середньо-



Рис. 8.18. Каверни в мергелі скременілому. Св. Октябрська-1, інт. 1717–1721 м (сеноман).

сеноманських відкладах спостерігається (Геодинамічні..., 2002) значна кількість (до 7 %) відкритих пор розміром 0,01–0,06 мм (до 0,2 мм у нижній частині розрізу). У відкладах сеноману, що розкриті св. Мелова-3 та -6 відкриті пори розвинені спорадично і головним чином в органогенних рештках (до 1 %, розмір до 0,04 мм). Подібні особливості спостерігаються й на Карлавській площі.

У породах туруну та коньяк-сантону відкриті пори зазвичай асоціюють із ділянками найбільш інтенсивної перекристалізації та скременіння: св. Оленівська-4 (вміст пор 2–4 %, розмір до 0,15 мм); Карлавська-8 (до 3 %, до 0,3 мм); Мелова-6 (до 3 %, до 0,2 мм); Родніківська-5 (2–5 %, 0,06–0,8 мм).

Моделі катагенезу

Реконструкції процесів катагенезу ґрунтуються на двох основних моментах. Перший – періодизація катагенезу на основі моделювання історії занурення відкладів. Другий – це визначення літофлюїдної зональності окремих літостратиграфічних одиниць з метою виділення зон домінування певних режимів катагенезу, насамперед ділянок максимального прояву консервації літогенетичних процесів, де формуються своєрідні “енергетичні” котли з високою концентрацією флюїодинамічної енергії (Григорчук..., 2012).

Літофлюїдна зональність осадових комплексів визначалася шляхом зіставлення схем літофазій та інтенсивності занурення відкладів на момент завершення циклів катагенезу.

Окремим елементом досліджень було проведення палеотемпературних реконструкцій, що важливо для локалізації т. зв. вікна нестійкості карбонатних мінералів (80–120 °С), коли можуть утворюватися якісні породи-колектори. Палеотемператури визначалися з огляду на їхні сучасні значення та співвідношення (Белоконь..., 2004; Леонов..., 2004) з палеотепловим потоком.

Процедура подальших досліджень полягала в побудові літофлюїдних перетинів на моменти завершення циклів катагенезу. На цих моделях виділені літофлюїдні типи відкладів, регіональні зони розушільнення та палеоізотерми. Виходячи з цього, локалізовано ділянки прояву регіональних накладених процесів (розвитку резервуарів катагенетичного типу). Моделювання проводилося за профілем св. Мелова-4–Оленівська-6–Чорноморська-5–Міжводненська-4–Борисівська-1–Аврорівська-1.

Періодизація катагенезу порід базувалася на моделюванні історії занурення верхньокрейдових відкладів. У результаті цих досліджень виділено два основні типи історії катагенезу, які різняться за кількістю циклів та їхньою тривалістю (рис. 8.19).

І тип характеризується проявом чотирьох циклів катагенезу. Перший із них завершився у сантонський, другий – маастрихтський, третій – олігоценівий час, четвертий триває дотепер (св. Чорноморська-5, Міжводненська-5, Борисівська-1, Аврорівська-1).

II тип вирізняється наявністю двох циклів, насамперед у зв’язку з інтенсивними висхідними рухами протягом палеогенового та неогенового часу і, відповідно, тривалим розвитком (близько 60 млн. років) активного підетапу ексфільтраційного катагенезу.

Характеристика регіонального теплового поля. Загальний стан геотермічної активності регіону оцінено за розподілом величин теплового потоку (Гордиенко..., 2004; Кутас..., 1999, 2003, 2007). Теплове поле північно-західного шельфу Чорного

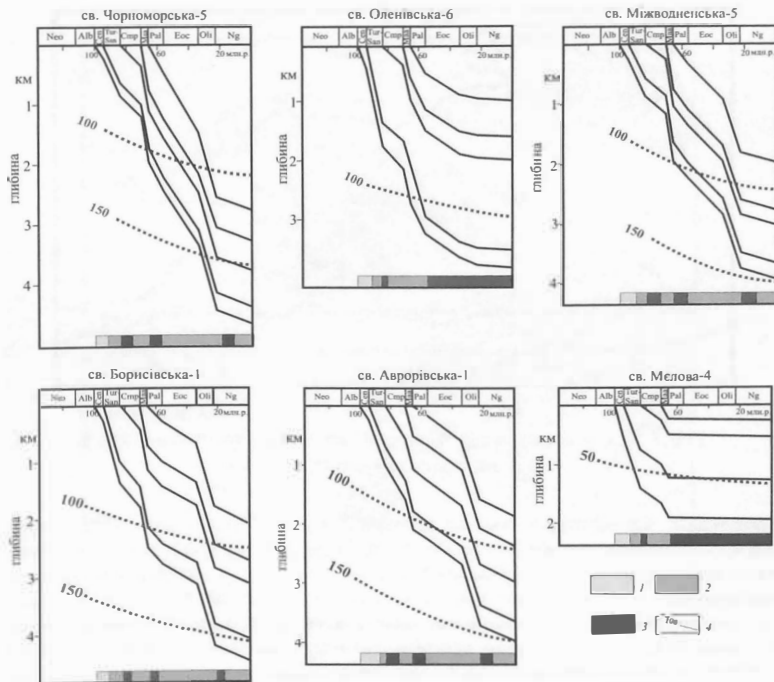


Рис. 8.19. Моделі історії занурення відкладів та періодизація катагенезу.

1 – інфільтраційний етап; ексфільтраційний етап: 2 – пасивний підетап, 3 – активний підетап; 4 – ізотерми (°C).

моря вирізняється значною диференціацією. Густина теплового потоку змінюється від 25–30 до 70 мВт/м² і більше. Низький і відносно стабільні теплові потоки (35–55 мВт/м²) характеризують південний край Східноєвропейської платформи. На Скіфській плиті зростає загальний рівень теплового потоку і збільшується диференціація поля. Переважають значення 50–60 мВт/м², які визначають “фоновий” рівень. Низька вивченість геотермічних умов на шельфі не дозволяє робити висновки про аномальність теплового поля. Ізолінія теплового потоку 60 мВт/м² на півночі проходить уздовж північного борта Каркінітсько-Північнокримського прогину. Але підстав для продовження цієї аномалії на захід від Одеської зони розломів немає. Цілком ймовірно, що її продовженням є аномалія підвищених теплових потоків (55–65 мВт/м²) у північній частині Татарбунарського прогину. На захід від Одеської зони розломів значення теплового потоку понад 60 мВт/м² не встановлені. Найбільше геотермічно активні (60–80 мВт/м²) є Тарханкутський півострів.

Слід зауважити, що найбільш забезпеченим фактичним матеріалом є Каркінітсько-Північнокримський прогин, у межах якого відкрито більшість родовищ

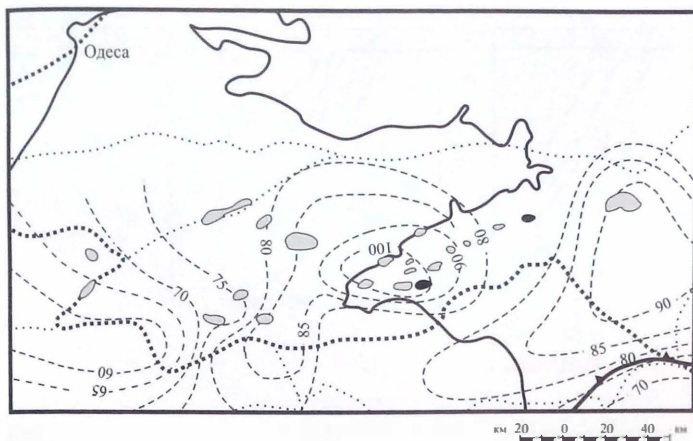


Рис. 8.20. Схема розподілу “фонових” температур на глибині 2000 м.
Умовні позначення див. на рис. 1.1.

вуглеводнів. Температурне поле на зрізі 2000 м у його межах (рис. 8.20) досить диференційоване і зменшується зі сходу (зона Євпаторійсько-Скадовського розлому) на захід від 100 до 70 °C (зона Одеського глибинного розлому). Необхідно відзначити, що ізотермою 80 °C виділено максимально прогріту зону (до 100 °C), яка розташована як у межах шельфу (Голіцинське підняття), так і в районі Тарханкутського півострова. Ізотерма 70 °C є границею менш прогрітого району, який тягнє до Придобрудзького прогину, де встановлено значну за площею територію розвитку низьких температур (до 60 °C). У центральній частині Кримського півострова виділено температурну аномалію (80–90 °C), пов’язану з Перекопським та Євпаторійсько-Новоселівським підняттями. Спостерігається закономірне зменшення температур від цієї аномалії на південь (80–70 °C) і на північ (до 80 °C).

Літофлюїдна зональність відкладів верхньої крейди ґрунтувалася на визначенні літофаціальної зональності відкладів певних стратиграфічних одиниць, що оперте на результати літологічних та геолого-геофізичних досліджень окремих свердловин. Оскільки в більшості басейнів розбуреність є вкрай нерівномірною, а найбільший інтерес із точки зору оцінки перспектив нафтогазоносності являють власне найменш вивчені бурінням ділянки, то будувалися літолого-фаціальні моделі з елементами прогнозу. Останній здійснювався на основі седиментолого-палеоокеанографічних досліджень, які дозволили реконструювати обстановки, що призвели до формування певних типів осадових тіл (див. Розділ V).

Наступним кроком у визначенні літофлюїдних типів була локалізація ділянок різної інтенсивності занурення на момент активних підетапів ексфільтраційного катагенезу (рис. 8.21).

У результаті цього локалізовано ділянки, найбільш сприятливі для прояву консервації літогенетичних процесів з масштабним проявом у подальшому регіонального накладеного катагенезу.

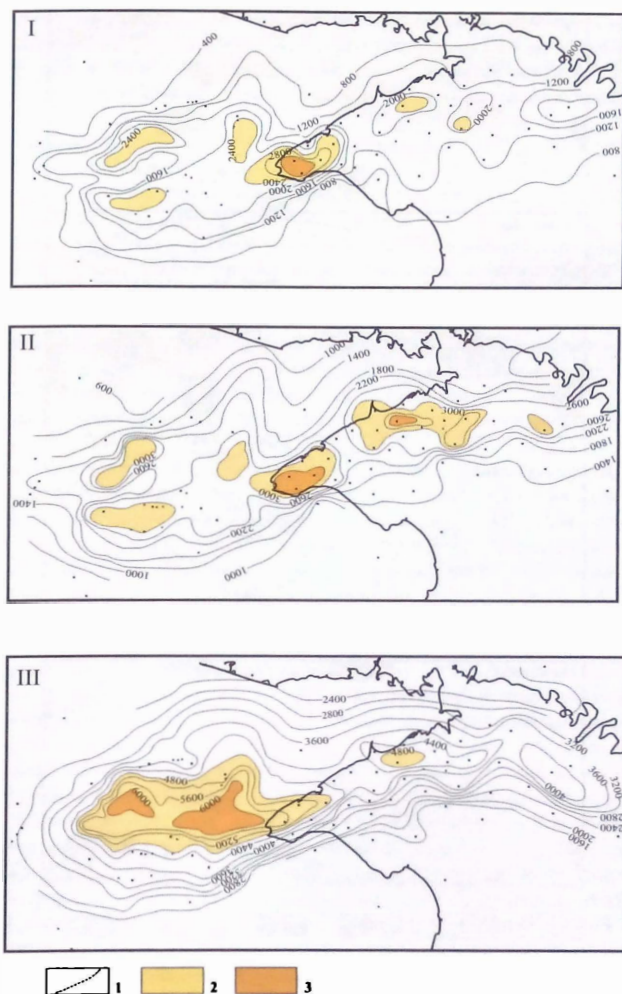


Рис. 8.21. Схеми інтенсивності занурення крейдових відкладів.

Час: I – передкампанський, II – передпалеоценовий, III – передміоценовий; 1 – ізогіпси підшови крейдових відкладів; зони занурення: 2 – середньої інтенсивності, 3 – максимальної інтенсивності.

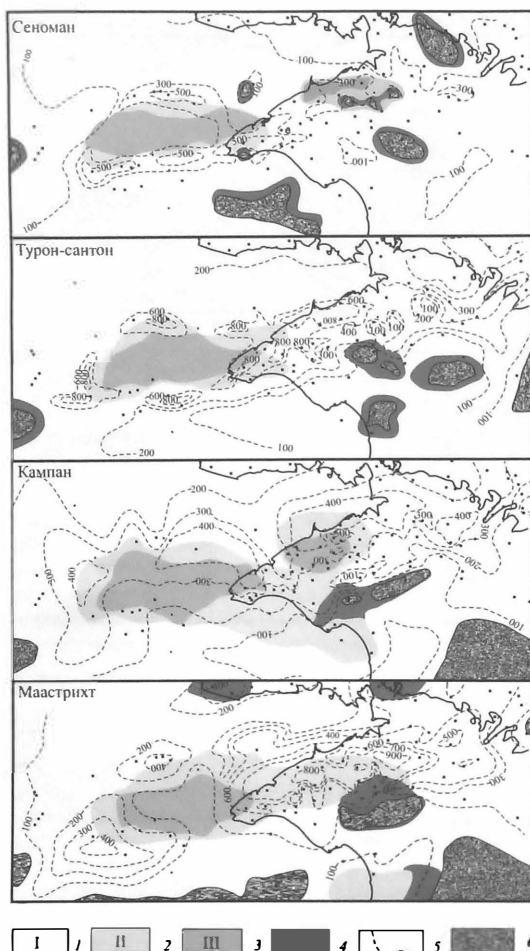


Рис. 8.22. Моделі літофлюїдної зональності відкладів верхньої крейди. Літофлюїдні зони (1–4): 1 – I, 2 – II, 3 – III, 4 – IV; 5 – відсутність відкладів.

Враховуючи ці дві позиції (літофації та інтенсивність занурення), виділено чотири основні літофлюїдні зони (регіонального типу), які загалом характеризуються закономірним співвідношенням в осадових комплексах.

I – істотно глинисті (мергельно-глинисті) пачки на ділянках максимального занурення; II – суміжні (до зони I) комплекси, складені перешаруванням аргілітів та вапняків на ділянках середньої інтенсивності занурення; III – віддалені від зони I комплекси перешарування аргілітів та вапняків на ділянках помірного і слабого занурення; IV – вапнякові нашарування на ділянках із мінімальною інтенсивністю занурення.

У відкладах верхньої крейди основне поле розвитку літофлюїдної зони I локалізоване у приосьовій частині Михайлівської депресії (рис. 8.22). Ця ділянка характеризувалася максимальною інтенсивністю занурення та домінуванням мергельно-глинистих утворень зовнішнього шельфу.

Лише у притарханкутській частині ця зона складена, в основному, більш вапнистими нашаруваннями передового схилу. Зона I фіксується й у районі Серебрянської депресії, де утворена відкладами передового схилу (сеноман), передового схилу і зовнішнього шельфу (кампан).

II літофлюїдна зона розвинена на периферії першої і представлена головно (акваторіальна частина) органогенними утвореннями бар'єрної смуги та суміжними фаціями передового схилу. На Серебрянській ділянці зону II складають виключно літотиби фації передового схилу. Винятком являють собою маастрихтські відклади, де картина є зворотною.

Зона III розвинена на більшій частині території і складена переважно карбонатними утвореннями внутрішнього шельфу, в окремих випадках – передового схилу та бар'єрної смуги (Серебрянська депресія – турон-сантон; Присиваський район – кампан; Гамбурцівська, Голіцинська, Каркінітська, Іллінсько-Балашівська ділянки – маастрихт). Характерна особливість зони – домінування умов слабого занурення та віддаленості від ділянок поширення мергельно-глинистих флюїдонасичених нашарувань.

IV зона прогнозується поблизу палеосуходолів, де періодично відклади могли знаходитися в умовах інфільтраційного катагенезу.

Основні катагенетичні процеси вирізняються вельми неоднорідним розвитком у породах верхньокрейдової товщі, що не дозволяє відтворити принципову картину особливостей їхнього просторово-вікового поширення. У зв'язку з цим було проведене моделювання історії катагенетичних перетворень та еволюції колекторських параметрів порід у межах східної центрикліналі Каркінітсько-Північнокримського прогину, зокрема за профілем: св. Мєлова-4 – Оленівська-6 – Чорноморська-5 – Міжводненська-4 – Борисівська-1 – Аврорівська-1.

Для визначення стратиграфічних рівнів ймовірного прояву інфільтраційного катагенезу був розглянутий характер змін (Наг..., 1987) рівня Світового океану протягом пізньої крейди (рис. 8.23 А). Епізоди його зниження (ранній-середній сеноман, турон, сантон, кампан та маастрихт) вважаємо основними моментами прояву інфільтраційних процесів. На користь цього свідчать дані (Фаціальні..., 1981; Прогноз..., 1981; Исследование..., 1988; Наукове..., 2005) щодо наявності на деяких із цих стратиграфічних рівнів окремих площ слідів внутрішньоформаційних незгідностей (діастем). При цьому у зв'язку з додатковим ефектом висхідних рухів (див. рис. 8.23 А) інфільтраційний вплив на породи верхніх горизонтів сантону та маастрихту мав би бути масштабнішим.

Для з'ясування просторової локалізації ділянок розвитку процесів інфільтраційного катагенезу побудовано схему гіпсометрії підоснови верхньої крейди на перед-

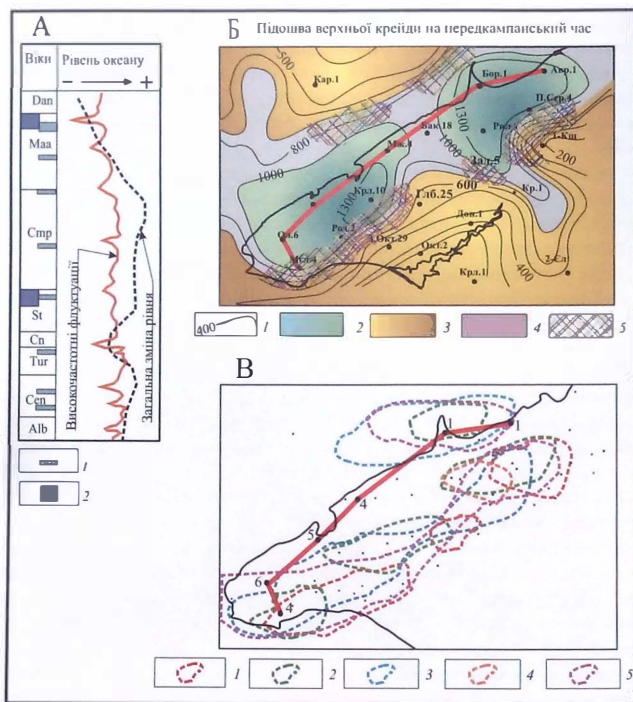


Рис. 8.23. Передумови і прогностичні ареали прояву інфільтраційного катагенезу у відкладах верхньої крейди.

А – крива зміни рівня океану за (Nag..., 1987; Eicher..., 1969) та інтервали розрізу, перспективні для розвитку процесів інфільтраційного катагенезу: 1 – пов'язані з епізодами зниження рівня океану, 2 – пов'язані з регіональними висхідними рухами.

Б – підшова верхньої крейди на передкампанський час: 1 – ізопіси (м), 2 – западини, 3 – підняття, 4 – схили, 5 – ділянки, сприятливі для прояву інфільтраційного катагенезу.

В – ареали прояву інфільтраційного катагенезу: 1 – низи- та середина сеноманських відкладів, 2 – верхи туронських відкладів, 3 – верхи сантонських відкладів, 4 – верхи кампанських відкладів, 5 – верхи маастрихтських відкладів.

кампанський час (див. рис. 8.23 Б). Враховуючи дані щодо наскрізного розвитку структурних форм (Прогноз..., 1981, Исследование..., 1988), а також відомий принцип спадковості (Забродин..., 1981), є підстави вважати, що ця схема відображає усереднену картину морфометрії пізньокрейдового басейну седиментації. Виділяються дві депресії: Оленівсько-Карлавська та Рилеєвсько-Серебрянська, на периферії яких розташовані Каркінітський, Октябрьсько-Глібівський та Каштанівський виступи. Ділянки максимального перепаду глибин вважаємо найбільш сприятливими для прояву інфільтраційних процесів (див. рис. 8.23 Б).

Найпроникнішими від самого початку літогенезу, згідно з (Марьєнко..., 1978), є утворення бар'єрної зони та передового схилу. У зв'язку із цим були враховані біофаціальні особливості відкладів окремих стратиграфічних підрозділів верхньої крейди (див. рис. 5.2, 5.4, 5.6, 5.8). Це дозволило спрогнозувати просторово-вікову локалізацію ділянок інфільтраційного перетворень порід (див. рис. 8.23 В). Як видно, вони приурочені головним чином до південних бортів вищезгаданих депресій.

Наприкінці першого циклу катагенезу (передкампанський час) прогнозується (рис. 8.24) неоднорідність вторинних перетворень порід. При цьому намічаються ділянки локальних накладених процесів, які відносяться до інфільтраційного та ексфільтраційного пасивного типів (див. рис. 8.23 А, Б). У зв'язку із загалом незначними глибинами залягання (до 1700 м) верхньокрейдова товща в цій частині території не була зачеплена процесами активного ексфільтраційного катагенезу. Проявилися здебільшого фонові явища локального перерозподілу карбонатної речовини в межах окремих літологічних тіл.

Що стосується інфільтраційних процесів, ділянки прояву яких показані на моделі, то треба зазначити їхню різночасовість в окремих літостратиграфічних одиницях. Найбільш ранні – розвивалися в районі Мелової структури в нижньо-сеноманських відкладах. Наприкінці туронувони охопили верхні горизонти відкладів цього віку на Меловій та Борисівській структурах. У передкампанський час максимальний вплив інфільтраційних процесів прогнозується у сantonських відкладах Борисівської та Аврорівської структур.

На рис. 8.24 А показані принципові риси флюїдного режиму та структурно-речовинні наслідки в ділянках прояву інфільтраційного катагенезу. Характерною особливістю останнього є формування зон поро-каверноутворення, які за латераллю замішувалися смугами мінерального ущільнення. Але ця картина притаманна власне часу прояву інфільтраційного катагенезу. Для даної моделі це – верхні горизонти сantonських відкладів. Сеноманські й туронські утворення до передкампанського часу зазнали певного зниження ємнісних параметрів унаслідок заліковування порожнин у ході процесів пасивного ексфільтраційного катагенезу.

Масштабний розвиток останніх прогнозується в районі Чорноморської та Міжводненської структур, де відклади сеноману й турону складені доволі потужними мергельно-глинистими пачками (утворення зовнішнього шельфу). Тут на границях літогенетичних тіл формувалися пошарові тріщини (див. рис. 8.24 Б), які сприяли еміграції ексфільтраційних розчинів із подальшим просуванням останніх по здійснюванню вапнякових горизонтів, у яких розвивалися процеси перекристалізації з формуванням мікропористості. В результаті цього в передкампанський час тут утворилися ділянки порово-тріщинних колекторів. Утім, якість їх була невисокою, що пов'язане з частковим заліковуванням порожнин ангідритом та кальцитом. Останнє, зокрема, спричинене знаходженням відкладів у зоні стабільності карбонатних мінералів (температура менше 80 °C).

Окрім вищезазначеного, між св. Оленівська-6 – Чорноморська-5 та Міжводненська-4 – Борисівська-1 виділяємо дві смуги розвитку субвертикальної літогенетичної тріщинуватості (див. рис. 8.24). Формування останньої пов'язане з виразними фаціальними заміщеннями на цих ділянках (градієнтний перехід глинистих утворень

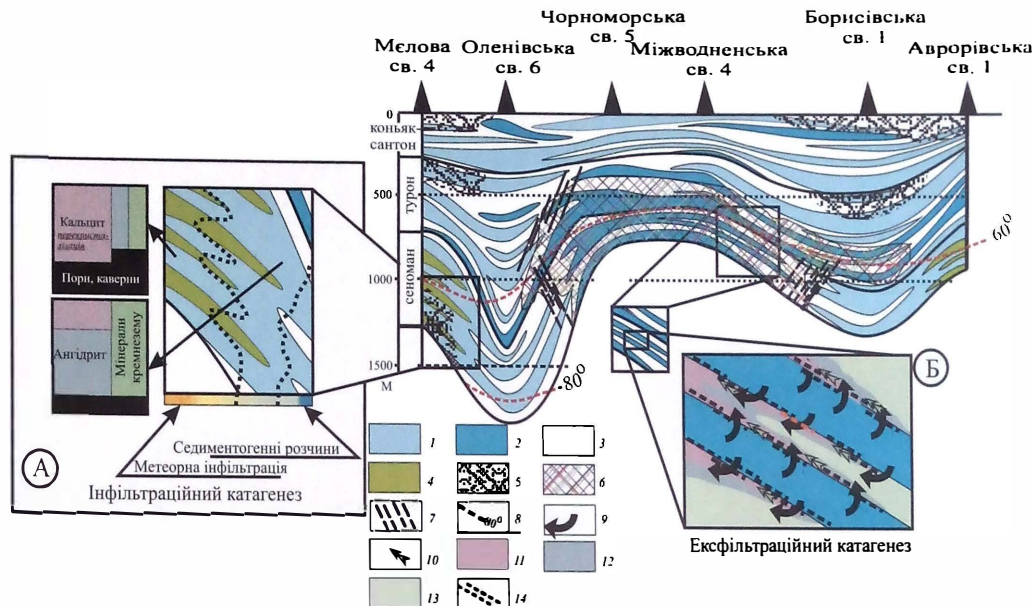


Рис. 8.24. Модель післяседиментаційних процесів у відкладах сеноман-сантону на активному підетапі ексіфільтраційного катагенезу.

Передкампанський час.

Біофації: 1 – бар’єрна, 2 – зовнішній шельф, 3 – передовий схил, 4 – внутрішній шельф; **ділянки прояву:** 5 – інфільтраційного катагенезу, 6 – ексіфільтраційного пасивного катагенезу; 7 – літогенетичні тріщини; 8 – палеотемператури; 9 – ексіфільтраційні розчини; 10 – напрямки руху ексіфільтраційних розчинів; **процеси:** 11 – перекристалізації, 12 – ангідритизації; 13 – незмінені породи; 14 – літогенетична мікротріщинуватість.

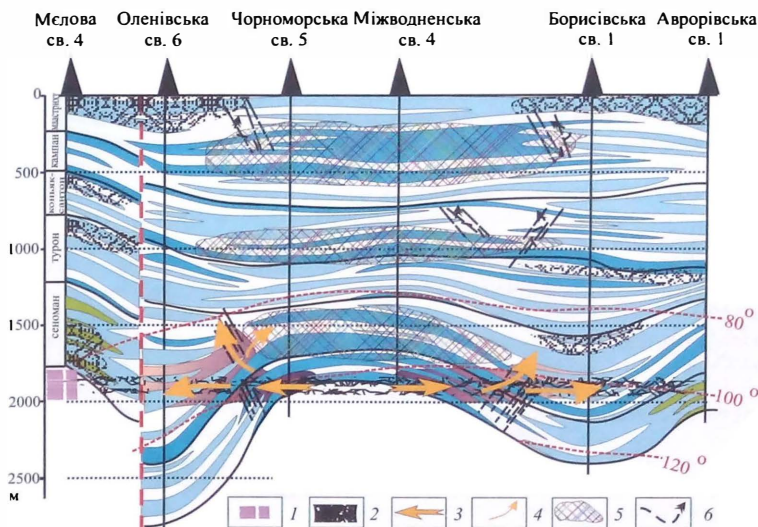


Рис. 8.25. Модель післясидиментаційних процесів у відкладах верхньої крейди на активному підтапі ексфільтраційного катагенезу. Передпалеоценовий час.

1 – положення регіональної зони розушільнення, 2 – зони розушільнення у відкладах, 3–4 – напрямки регіонального руху ексфільтраційних флюїдів, 5 – ділянки прояву процесів регіонального накладеного катагенезу (резервуари катагенетичного типу), 6 – локальні флюїдні перетоки.

зовнішнього шельфу у вапнякові акумулятивні тіла бар'єрної зони) і спричинене неоднаковою здатністю літогенетичних тіл різного речовинного складу до гравітаційного ущільнення.

Ці смуги тріщинуватості залучали до вертикальної міграції як розчини, що виділялися із глинистих нашарувань сеноман-турону, так і флюїди з нижчезаляглих утворень верхнього альбу. Можна прогнозувати, що це спричинило різноманітну прожилкову мінералізацію (кальцит, ангідрит, кварц, бітуми), а також утворення блоків тріщинно-кавернозних порід.

Наприкінці другого циклу катагенезу ще виразнішою була просторова неоднорідність літогенетичних процесів (рис. 8.25). Так, інфільтраційні явища проявилися у верхніх горизонтах маастрихтських відкладів на ділянках Мелова-Оленівська та Борисівська-Аврорівська структури, де прогнозуємо формування вторинних колекторів вилуговування. Подібні більш ранні утворення в кон'як-сантаонських та туронських відкладах за рахунок заліковування порожнин кальцитом та ангідритом у значній мірі втратили свої смисло-фільтраційні властивості.

Щоправда, у відкладах низів сеноману (св. Мелова-4) та верхів турону (св. Борисівська-1) можна очікувати деяке покращення ФЄВ порід завдяки надходженню

агресивних флюїдів, які формували локальні ділянки порово-кавернозних колекторів („вікно нестійкості” карбонатних мінералів – 80–120 °C).

Процесами пасивного ексфільтраційного катагенезу були охоплені середня частина відкладів маастрихту, нижня – кампану (Чорноморська–Міжводненська структури). Тут формувалася субгоризонтальна тріщинуватість на границях літологічних пачок різного складу; у горизонтах вапняків тривали процеси перекристалізації порід. Однак, у зв'язку зі знаходженням відкладів у температурних умовах (менше 80 °C) стабільності карбонатних мінералів, тріщини й пори заліковувалися кальцитом та (або) ангідритом, тому покращення ФЄВ порід не відбувалося.

У районі Борисівської структури прогнозується формування зон субвертикальної тріщинуватості у відкладах кампану та маастрихту. Подібні форми проявилися в горішній частині маастрихтських нашарувань між св. Чорноморська-5 й Оленівська-6. По цих зонах із ділянкою, охоплених процесами пасивного ексфільтраційного катагенезу, були можливими локальні перетоки розчинів, які, втім, спричиняли головним чином швидке заліковування тріщин і пор карбонатними мінералами.

У відкладах туруну (Чорноморська–Міжводненська ділянка) успадковано розвивалися процеси пасивного ексфільтраційного катагенезу. Тут відбувалося формування другої генерації пошарових тріщин та субвертикальних зон тріщинуватості (між св. Оленівська–Чорноморська та Міжводненська–Борисівська). На відміну від першого циклу катагенезу, цей інтервал розрізу знаходився в температурних умовах нестійкості карбонатних мінералів (80–120 °C), тому тріщини зберігали певну відкритість, ними циркулювали агресивні розчини, які спричиняли формування вторинних колекторів вилугування. Інтенсифікації цих процесів сприяв розвиток регіональної зони розущільнення (флюїдопровідності), у сферу впливу якої (регіональні накладені процеси) потрапили відклади сеноману й туруну (Чорноморська–Оленівська і Міжводненська–Борисівська ділянки). Тут формувалися субгоризонтальні стилоїти з бітумним виповненням, орієнтація яких у смугах субвертикальної тріщинуватості могла змінюватися.

Основним джерелом ексфільтраційних флюїдів були глинисті нашарування сеноману та верхнього альбу. В межах перетину розчини просувалися в напрямку Оленівської та Борисівської структур, а в цілому по площі, враховуючи біофациальну структуру відкладів сеноману й туруну (див.рис. 5.2, 5.4), могли рухатися й у бік Карлавської, Бакальської та Серебрянської структур. У результаті цього на зазначених ділянках формувалися резервуари катагенетичного типу, які охоплювали відклади сеноману і туруну. При цьому в районі Оленівської–Чорноморської структур інтенсивність накладених процесів катагенезу й об'єми резервуарів були більшими завдяки масштабності субвертикальної зони тріщинуватості, що сприяло активній міграції ексфільтраційних розчинів. Однак, як у районі Оленівської, так і Борисівської площ були відсутні як сприятливі структурні умови, так і екрануючі горизонти, тому передбачаємо, що флюїди (у т.ч. вуглеводневі) розсіювалися. Натомість на Чорноморській та Міжводненській структурах і структурні обстановки, і літофізичні особливості (комбінація горизонтів вторинних колекторів вилугування та екрануючих мергельно-глинистих пачок) сприяли акумуляції ВВ. Виходячи з біофациальної будови сеноман-туронських відкладів, передбачаємо, що подібна картина була притаманна й району Серебрянської–Північносеребрянської структури.

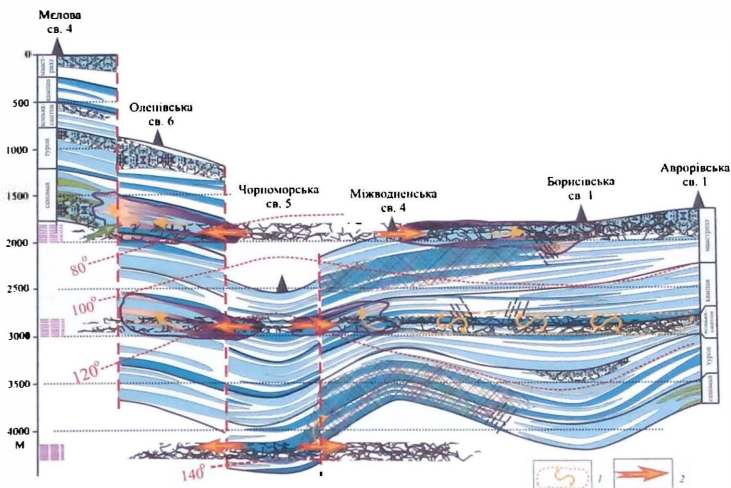


Рис. 8.26. Модель післясидиментаційних процесів у відкладах верхньої крейди на активному підтапі ексфільтраційного катагенезу. Передміоценовий час.
1 – локальний перерозподіл ексфільтраційних флюїдів, 2 – підтоки флюїдів із верхньоальбських відкладів. Решта умовних позначень див. на рис. 8.24, 8.25.

Наприкінці третього циклу катагенезу (передміоценовий час) верхньокрейдова товща була охоплена комплексом як регіональних, так і зональних та локальних процесів катагенезу (рис. 8.26).

Локальні інфільтрагенні перетворення проявилися лише у верхніх горизонтах маастрихту на Меловій структурі, де успадковано формувалися вторинні колектори вилугування. Решта подібних утворень попередніх інфільтраційних етапів зазнали певного зниження літофізичних параметрів унаслідок новоутворення карбонатних мінералів у ході локальних процесів пасивного ексфільтраційного катагенезу. Масштабіше останні успадковано проявилися в районі Міжводненської структури (відклади сеноману-турону та маастрихту). Однак ці об'єкти дещо різнилися за характером вторинних перетворень. Так, у нашаруваннях сеноману-турону, не зважаючи на формування чергової генерації тріщин, відбувалося їхнє часткове виповнення карбонатними мінералами, оскільки пластові температури перевищували 120 °С, що знижувало ефективні значення ФЕВ порід. Натомість у маастрихтських відкладах унаслідок надходження агресивних розчинів формувалися якісні (оптимальні) колектори (каверно-тріщинного типу).

У горизонтах нижньої частини маастрихту на Оленівській структурі в результаті локальних перегоків флюїдів, у зв'язку із знаходженням у температурному діапазоні стабільності карбонатних мінералів, відбувалося швидке заліковування як тріщин, так і пор та каверн.

Процеси регіонального накладеного катагенезу проявилися на трьох гіпсометричних рівнях (див. рис. 8.26). Останні різнилися за літофлюїдодинамічними особливостями. На верхньому рівні флюїди надходили із глинистих нашарувань нижнього-середнього еоцену. Відповідними процесами були охоплені відклади кампану Оленівської структури та верхні горизонти маастрихту Міжводненсько-Борисівської ділянки. При цьому в першому випадку прогнозуємо існування флюїдних (у т.ч. вуглеводневих) перетоків із боку св. Мелова-4, де у відкладах верхнього альбу розформовувався резервуар катагенетичного типу, утворений тут наприкінці другого циклу катагенезу. У зв'язку з цим можна очікувати вельми складну структуру резервуару у відкладах кампану, спричинену змішуванням розчинів різного типу та вуглеводневих флюїдів різних генерацій.

На другому глибинному рівні проявилися процеси як регіонального, так і локально-зонального накладеного катагенезу (див. рис. 8.26). Перші охопили відклади турону Оленівської структури та кампану – Міжводненської, де були сформовані резервуари катагенетичного типу. Локальний тип перетворень був розвинений в нижніх горизонтах кампанських та верхніх – коньяк-сантонських відкладів Міжводненсько-Борисівської ділянки. Тут, за рахунок накладання регіональної зони розущільнення на мергельно-глинисті нашарування, у яких на пасивному підетапі катагенезу проявилася певна літогенетична консервація, відбувалась активізація міграції флюїдів тріщинами та стилолітами.

Найглибша зона розущільнення сприяла дефлюїдизації глинистих нашарувань сеноману (район Чорноморської структури), з яких розчинні надходили в альбські відклади блоків Оленівської та Міжводненської структур.

На рис. 8.27 наведено модель просторово-вікового розвитку та стадійності формування порід-колекторів верхньої крейди. При цьому треба зазначити, що відклади сеноману, турону, коньяку та сантону зазнали впливу трьох циклів катагенезу, тоді як кампану та маастрихту – тільки двох.

У зв'язку з цим природні колектори різняться за історією формування, сучасним структурно-речовинним станом, просторовою локалізацією, що спричинило складність морфології резервуарів та суперпозицію вторинних колекторів, утворених протягом різних циклів катагенезу. Це зумовило розвиток у верхньокрейдових нашаруваннях переважно складних (комбінованих) порід-колекторів, ємність яких представлена порами, кавернами, тріщинами, стилолітами (у різних співвідношеннях).

Тому дещо умовно виділяємо такі основні типи природних колекторів: (1) каверно-поровий, (2) каверно-тріщинний, (3) стилоліто-тріщинний, які сформувалися на різних етапах катагенезу.

Перший тип пов'язаний передусім з горизонтами вапняків бар'єрної біофациальної зони, які на початку катагенезу зазнали інфільтрогенного впливу, що спричинило формування каверно-порової ємності. Пізніше, на ексфільтраційному етапі катагенезу, ці утворення суттєво змінювали свої колекторські параметри. Однак на певних частинах території, навіть в одновікових горизонтах, ці процеси проходили по-різному. Так, у колекторах, сформованих у верхніх горизонтах турону (район Мелової структури), протягом трьох циклів катагенезу фільтраційно-ємнісні властивості послідовно погіршувалися. Аналогічні утворення району Борисівської структури характеризувалися діаметрально протилежною тенденцією розвитку (див. рис. 8.27). Такі особливості пов'язуємо з різними палеотемпературами. У першому випадку

відклади тривалий час знаходилися в умовах стабільності карбонатних мінералів (температури менше 80 °C), а у другому – в т. зв. вікні декарбонатації (температури 80–120 °C). Високі колекторські параметри маастрихтських відкладів району Мелової структури (Прогноз..., 1981) зумовлені, на нашу думку, тривалим (від пізньої крейди – дотепер) знаходженням під метеогенним впливом, а району Борисівської структури – потраплянням порід (пасивні ексфільтраційні підетапи II та III циклів катагенезу) у температурні умови нестабільності карбонатних мінералів (див. рис. 8.25, 8.26). В одновікових відкладах, розкритих св. Оленівська-6, ємнісно-фільтраційні параметри погіршувалися у зв'язку з розташуванням у зоні стабільності карбонатних мінералів.

Другий (каверно-тріщинний) тип природних колекторів формувалася на ексфільтраційних пасивних підетапах катагенезу. Максимально ці процеси проявилися в утвореннях зовнішнього шельфу та передового схилу, які характеризувалися наявністю флюїдонасичених мергельно-глинистих пачок у перешаруванні з горизонтами біоморфних та уламкових вапняків. Такі літофлюїдні особливості сприяли розвитку пошарової літогенетичної тріщинуватості та каверноутворенню.

Утім, залежно від температурних умов на послідовних циклах катагенезу, еволюція ФЄВ порід на конкретних ділянках була дещо різною. Так, на Чорноморсько-Міжводненській оптимальні колектори у відкладах сеноман-турону сформувалися протягом другого циклу катагенезу, згодом тріщини та каверни у значній мірі були заліковані аутигенними мінералами, насамперед карбонатними. Подібні утворення у відкладах маастрихту та кампану набули підвищеної якості наприкінці третього циклу катагенезу. У блоках же св. Мелова-4 та Оленівська-6 відбувалося послідовне зниження колекторських параметрів порід.

Третій тип порід-колекторів формувалася винятково на активних підетапах ексфільтраційного катагенезу, коли на певних гіпсометричних рівнях тривало масштабне утворення тріщин та стилолітів. Так, наприкінці II циклу катагенезу цими процесами були охоплені відклади сеноману та турону в Чорноморсько-Оленівському та Міжводненсько-Борисівському районах. Наприкінці III циклу (передміоценовий час) – найбільш масштабна стилоліто-тріщиноутворення проявилася у відкладах коньяк-сантону, низів кампану та верхів маастрихту. У блоках св. Чорноморська-5 та Оленівська-6 зазначені структурно-речовинні перетворення успадковано розвивалися в нашаруваннях сеноман-турону. Натомість у Міжводненсько-Аврорівській ділянці утворені раніше тріщини та стилоліти були частково заліковані аутигенними мінералами.

Зони субвертикальної тріщинуватості в основному сконцентровані південніше Борисівської структури й охоплюють окремі інтервали розрізу сеноманських, туронських, коньяк-сантонських та маастрихтських відкладів; у районі ж св. Чорноморська-5 – лише нашарування сеноман-турону. Структурно-речовинна еволюція цих літогенетичних тіл була різною. Так, у відкладах сеноману й турону вони формувалися протягом трьох циклів катагенезу. При цьому найбільші їх порово-проникні параметри були притаманні другому циклу, натомість у вищезалеглих утвореннях верхньої крейди – третьому.

Розглядаючи описану модель в цілому (див. рис. 8.27) очевидно є наявність “вузлів” (інтервалів) суперпозиції різногенетичних і різновікових стилоліто-тріщино-кавернових горизонтів. Зокрема, це відклади сеноману, турону та кампану (блок св. Чорноморська-5), турону (блок св. Оленівська-6). На Міжводненсько-Борисівській

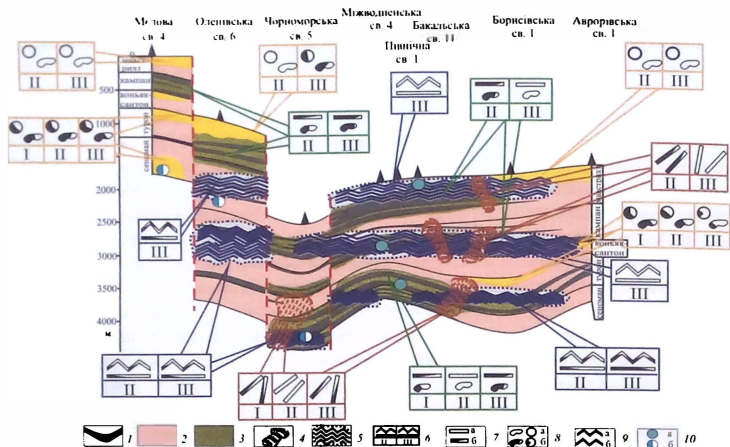


Рис. 8.27. Модель просторово-вікового розвитку та стадійності формування різних типів порід-колекторів.

1 – флюїдоупори; 2 – фонові катагенетичні зміни порід; 3 – тріщинно-кавернові колектори пасивних підтапів ексфільтраційного катагенезу; 4 – субвертикальні зони тріщинуватості; 5 – стиліто-тріщинні колектори активних підтапів ексфільтраційного катагенезу; 6 – стан і тип колектора на кінець основних циклів катагенезу; 7 – тріщини: а – відкриті, б – частково заліковані; 8 – каверни: а – відкриті, б – частково заліковані; 9 – стиліоліти: а – відкриті, б – частково заліковані; 10 – газ: а – промислові припливи, б – прояви.

ділянці максимальний розвиток утворень такого типу тяжіє до коньяк-сantonських та низів кампанських відкладів, крім того, вони прослідковуються в сеноманських, туронських та маастрихтських нашаруваннях.

Ця картина знаходить певне підтвердження за результатами літологічних та геолого-геофізичних досліджень (Фаціальні..., 1981; Бондаренко..., 1977; Гринь..., 1998; Лукін..., 2005), згідно з якими, в північно-західних районах Криму найбільш тріщинуватими є коньяк-сantonські та нижні горизонти кампанських відкладів. З деяких частин розрізу цих утворень kern неможливо було підняти через його дезінтеграцію (св. Чорноморська-5, інт. 3884–4078, 4306–4338 м; св. Міжводненська-4, інт. 2685–2693 м; св. Бакальська-10, інт. 2462–2773 м та ряд інших площ).

Складна літофізична будова верхньокрейдової товщі спричинила ускладнення при проведенні нафтопромислових робіт. Так, при випробуванні свердловин (Чорноморська-5, інт. 4302–4369 м; Міжводненська-4, інт. 2907–3019, 3602–3716 м; Бакальська-10, інт. 2698–2739 м, 2798–2883 м та інші) спостерігалися значні припливи бурового розчину, що пов'язується з його глибоким проникненням у тріщинуваті колектори і блокуванням пластових, у т. ч. вуглеводневих, флюїдів (Наукове..., 2005).

Крім того, при збільшенні депресій на пласти відзначалося зниження припливів (св. Бакальська-10, Північні-1, -2), що спричиняється, на думку (Наукове..., 2005), змиканням тріщин і деформацією колектора.

Утім, не зважаючи на ці проблеми, після ряду додаткових заходів були отримані припливи (у т.ч. промислові) власне з виділених нами інтервалів максимальної тріщинуватості, пов'язаних насамперед з останнім циклом катагенезу (див. рис. 8.27). Зокрема, з відкладів маастрихту (св. Північна-1 – 120–828 м³/добу); коньяк-сантиону (св. Міжводненська-4 – 23–67,2 тис. м³/добу); сеноману (св. Бакальська-10 – 25–30 тис. м³/добу). У св. Чорноморська-5 спостерігалася інтенсивне розгазування з переходом у регульований фонтан (відклади сеноману); подібні явища відзначені й у св. Оленівська-6 (відклади турону та сanton-кампану).

Це, з одного боку, засвідчує перспективність подібних літогенетичних утворень, а з другого – вимагає специфічних підходів до їх випробування, оскільки такі колектори можна віднести до т. з. блокового типу (Скарятин..., 2001). Останні складаються із двох частин: 1) матриці, де основна ємність та фільтрація зумовлені порами, кавернами, каналами та дрібними тріщинами і 2) міжблоковими протяжними тріщинами й зонами дроблення з роздувами, кавернами, великими порожнинами. Останні, власне, й забезпечують основні припливи флюїдів. У зв'язку з цими особливостями при нафтопромислових роботах не можна допускати значних депресій на пласти як для запобігання закриття тріщин, так і недопущення підтоку підшовних вод по міжблокових зонах. При використанні вторинних методів експлуатації (заводнення) необхідно враховувати значну проникність останніх, оскільки це блокує вилучення ВВ із матриці колектора.

РОЗДІЛ IX. ГЕОЛОГО-ПАЛЕООКЕАНОГРАФІЧНІ, ЛІТОГЕНЕТИЧНІ ТА ТЕРМОБАРИЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ ПЕРСПЕКТИВНИХ НАФТОГАЗОНОСНИХ ОБ'ЄКТІВ

Геолого-палеоокеанографічні та літогенетичні умови. Локалізація нафтогазоперспективних об'єктів ґрунтувалася насамперед на седиментолого-палеоокеанографічному моделюванні, на основі якого виділені прогностичні резервуари різних типів і рангів. Історико-катагенетичні реконструкції дозволили з'ясувати просторово-часові особливості розвитку оптимальних колекторів.

Моделі (див. рис. 5.2, 5.4, 5.6, 5.8) поширення карбонатних акумулятивних тіл (біогермів бар'єрної зони та кліноформ передового схилу), по суті, являють собою літофізичні схеми прогностичного розвитку протоколекторів. Утім, необхідною передумовою формування резервуарів є не тільки існування колекторських горизонтів, але й наявність флюїдоупорів. Роль останніх, як зазначалося вище, відіграють мергельно-глинисті нашарування зони зовнішнього шельфу.

Встановлені особливості біофациальної структури окремих ярусів показали збільшення площі розвитку утворень зовнішнього шельфу від сеноману до кампану, що, вочевидь, пов'язане з відомими тенденціями зміни рівня Світового океану (Хеллем... 1989). Зазначене уможливило необхідність розгляду питання щодо локалізації перспективних об'єктів окремо для сеноман-сантонської (трансгресивної) та кампан-маастрихтської (регресивної) частин верхньокрейдової товщі.

Термобаричні умови. Для визначення особливостей розвитку покладів вуглеводнів у досліджуваному районі проведено аналіз розподілу геотермобаричних параметрів з використанням нових даних, отриманих у процесі пошукових робіт та переінтерпретації опублікованих раніше матеріалів. На нашу думку, оптимальним є використання таких геотермобаричних параметрів: розподіл "фонових" температур на певних зрізах (для даного регіону на глибині 2000 м); значень середніх геотермічних градієнтів в інтервалі "нейтральний шар" – максимальна глибина заміру температури у свердловині; глибин залягання ізотермічної поверхні 150 °С; термобаричного коефіцієнта ($K_m = T_{150}/P_{150}$) та коефіцієнта гідростатичності ($K_g = P_{150}/P_v$). Використано дані замірів початкових пластових температур (T_{150}) і тисків (P_{150}) у свердловинах при проведенні геофізичних досліджень та випробувань на газових, нафтових та газоконденсатних родовищах, а також пошукових площах.

Аналіз розподілу "фонових" температур на зрізі 2000 м у межах Причорноморсько-Кримської нафтогазоносною області наведений у розділі "Особливості катагенетичних перетворень верхньокрейдових порід" і на рис. 8.20.

За розподілом середніх геотермічних градієнтів у межах досліджуваної території виділено дві різнопрогріті зони: високих значень геотермічного градієнта (3,5–4,0 °С/100 м), яка тягнеться до Кримського півострова, і низьких (до 3,0 °С/100 м) – простягається в західному напрямку до Переддобруджя (рис. 9.1). Каркінітсько-

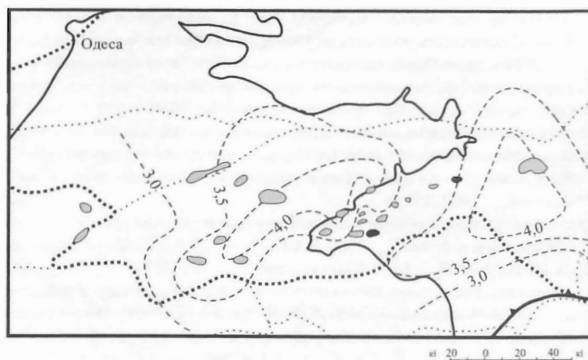


Рис. 9.1. Схема розподілу середніх геотермічних градієнтів.
Умовні позначення див. рис. 1.1.

Північнокримський прогин характеризується значеннями геотермічного градієнта 3,5–5,0 °C/100 м, Перекопське та Єваторійсько-Новоселівське підняття – 3,5–4,0 °C/100 м, Гірський Крим – 2,5–3,0 °C/100 м.

Для визначення прогнозних глибин залягання нафтових покладів при гідростатичних тисках побудовано модель ізотермічної поверхні 150 °C – т. зв. "нафтове вікно". Ці розрахунки зумовлені геологічною будовою досліджуваної області, глибинним тепловим потоком та процесами тепломасопереносу в інтервалі "фундамент–поверхня Землі" (рис. 9.2). У східній частині досліджуваної території

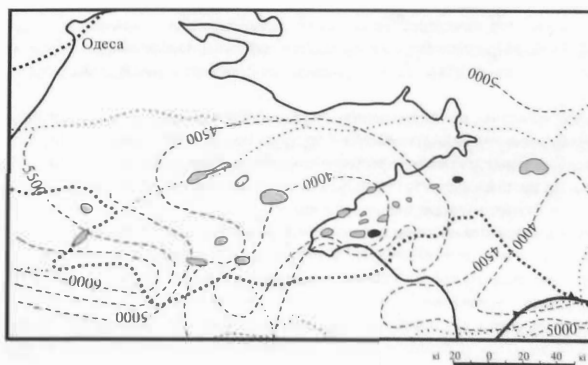


Рис. 9.2. Схема розподілу глибини залягання ізотермічної поверхні 150 °C
Умовні позначення див. рис. 1.1

глибина залягання ізотермічної поверхні 150 °С змінюється від 4000 м (зона Євпаторійсько-Скадовського розлому) до 4500 м (зона Одеського розлому), у західній частині – від 5000 м (зона Одеського розлому) до 6000 м (зона Арцизького розлому). В межах Каркінітсько-Північнокримського прогину ця глибина становить 3500–4000 м. Центральній частині півострова притаманні глибини 4000–4500 м, а на південь (Сімферопольське підняття) та північ (Східноєвропейська платформа) спостерігається занурення ізотермічної поверхні. Наведений аналіз геотермічних параметрів дозволяє прогнозувати наявність покладів нафти в західній частині даної області до глибин 6000 м (Осадчий..., 2002, 2007).

За термобаричними даними у Південному нафтогазоносному регіоні (рис. 9.3) виділяються три зони: нафтова ($T_{n1} = 340\text{--}370\text{ K}$; $P_{n1} = 15,0\text{--}30,0\text{ МПа}$); газоконденсатна ($390 > T_{n1} > 320\text{ K}$; $36,0 > P_{n1} > 16,5\text{ МПа}$) та газова ($T_{n1} = 291\text{--}425\text{ K}$; $P_{n1} = 0,9\text{--}45,0\text{ МПа}$).

Аномальність пластових тисків суттєво впливає на фазовий стан вуглеводнів (Колодій..., 2000; Осадчий..., 2002, 2007; Атлас..., 1998). За коефіцієнтом гідростатичності та термобаричним коефіцієнтом зони знаходяться в межах значень: нафтова – $1,2 > K_c > 0,9$; $21,7 > K_m > 12,3\text{ К/МПа}$ при $2500 > H > 1770\text{ м}$; газоконденсатна – $1,2 > K_c > 1,7$; $10,8 < K_m < 19,3\text{ К/МПа}$ при $2910 > H > 1400\text{ м}$ та газова – $0,9 < K_c < 1,8$; $143 > K_m > 9,84\text{ К/МПа}$ при $4420 > H > 70\text{ м}$ (див. рис. 9.3). У шельфовій області виділяються дві зони розподілу покладів вуглеводнів, залежно від коефіцієнта гідростатичності та глибин їх залягання: верхня зона – газова, яка характеризується такими параметрами: K_c змінюється від 1,1 до 1,3 та глибини залягання покрівлі продуктивних горизонтів у відкладах верхнього палеогену та нижнього неогену від 400 до 1000 м. Винятком є газовий поклад Одеського родовища у відкладах середнього палеогену, який пояснюється аномальним пластовим тиском ($K_c = 1,78$) на $H = 400\text{ м}$. Нижня зона – газоконденсатна: $K_c > 1,2$ при $H > 1000\text{ м}$ у відкладах нижнього палеогену. Верхня зона – газова: H сягає до 1000 м, K_m змінюється від 25 до 70. Нижня зона – газоконденсатна: $H > 1000\text{ м}$, K_m змінюється від 10 до 25 (Осадчий..., 2002, 2007; Грицик..., 2007; Атлас..., 1998).

На рис. 9.4 наведений розподіл геотермобаричних параметрів у відкладах верхньої крейди Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної області за результатами випробувань у свердловинах при проведенні пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ.

Таким чином, на основі аналізу розподілу термобаричних параметрів виділені зони розміщення покладів вуглеводнів у вертикальному розрізі залежно від початкових пластових температур і тисків та розрахункових термобаричних коефіцієнтів. Показано, що характер зміни коефіцієнта гідростатичності залежить від особливостей структурно-тектонічної будови досліджуваної території.

Перспективні об'єкти верхньокрейдового комплексу. У відкладах сеноман-сантону виділено 6 типів об'єктів, які віднесено до категорії перспективних (рис. 9.5). Перші чотири являють собою ділянки успадкованого розвитку карбонатних біогенних та кластогенних утворень.

Так, розвиток біогермних споруд сеноману й турон-сантону проілюстровано на трьох ділянках. Перша охоплює західну частину Тарханкутського півострова (район Мелової та Оленівської структур); друга – розвинена в районі Задорненської-Кіровської; третя – Північносеребрянської-Тетянівської структур.

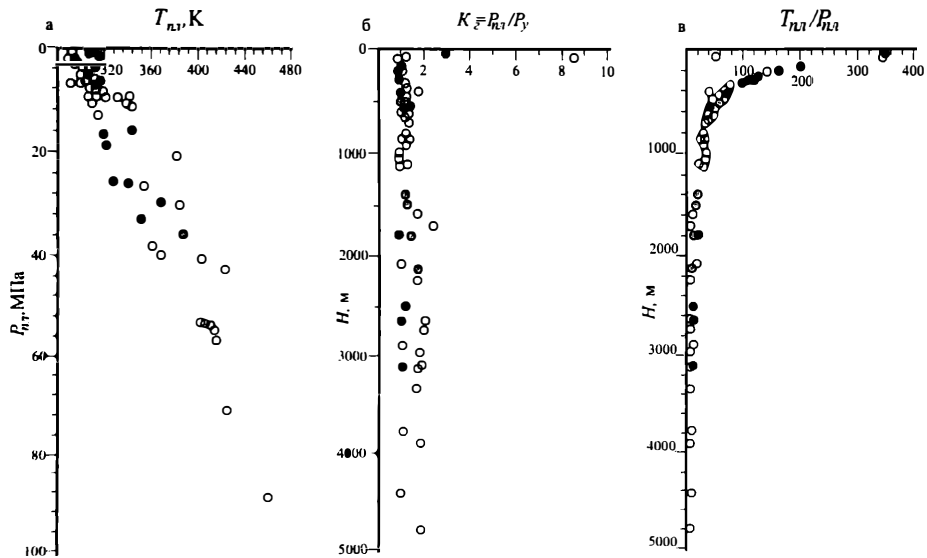


Рис. 9.3. Графіки розподілу покладів вуглеводнів Південного нафтогазоносного регіону залежно від:
 а – початкових пластових температур та тисків, б – коефіцієнта гідростатичності та глибин їх залягання, в – термобаричного
 коефіцієнта та глибин їх залягання.
 Поклади: ● – нафта, ○ – газ, ● – газоконденсат.

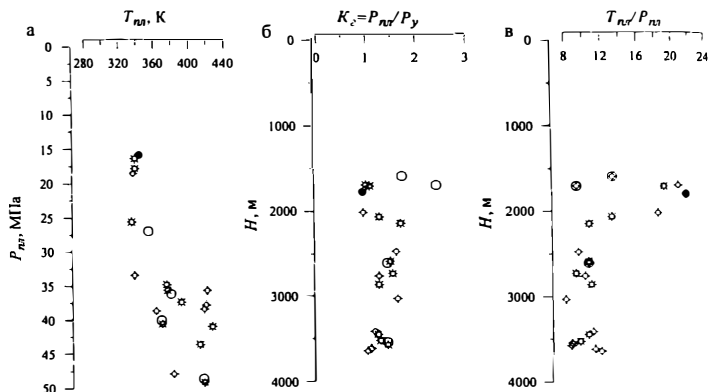


Рис. 9.4. Графіки розподілу геотермобаричних параметрів у відкладах верхньої крейди: а – початкові пластові температури та тиски, б – коефіцієнти гідростатичності та глибини заміру, в – термобаричні коефіцієнти та глибини заміру. Результати випробувань: ● – нафта, ○ – газ, ● – газоконденсат, ✱ – вода-газ, ◇ – вода.

Наскрізнний розвиток карбонатних кластолітів зафіксовано між Одеською та Гамбурцевською площами (район Осетрової структури), а також на півночі Тарханкутського півострова у вузькій смузі – Чорноморська–Міжводненська–Глібівська площі.

У районі площ Октябрська–Донузлавська та Джанкойська зафіксовано ділянки розвитку біогермних утворень сеноману, які перекриті карбонатними кластолітами турон-сантону. Зворотній характер перешарувань прогнозується в районі структур Борисівська–Рилєєвська–Східноворонківська–Максимівська, а також у межах акваторії Чорного моря на захід від Тарханкутського півострова (від Західнооленівської в напрямку Прибійної та Східноархангельської структур).

Вищеописані ділянки характеризуються розвитком найпотужніших горизонтів порід-колекторів, які представлені біоморфними та уламковими вапняками. Перспективність цих утворень є різною, що зумовлене наявністю чи відсутністю флюїдоекрануючих пакоч. У зв'язку з цим виділені найперспективніші ділянки (див. рис. 9.5).

Перша перспективна ділянка розміщена між Одеською та Гамбурцевською структурами, включно з Осетровою. Тут можна виділити три типи об'єктів. Перший – представлений карбонатними кластолітами сеноман-сантону, другий – тільки турон-сантону, які перекриті флюїдоекрануючими мергельно-глинистими нашаруваннями кампану (зона зовнішнього шельфу). Третій об'єкт – це карбонатні кластоліти сеноману, перекриті екрануючими горизонтами турон-сантону. У цій ділянці, враховуючи гіпсометрію залягання (Геолог..., 2005) окремих горизонтів верхньої крейди та їхню біофаціальну структуру (див. рис. 5.1–5.4), прогнозуємо можливість розвитку

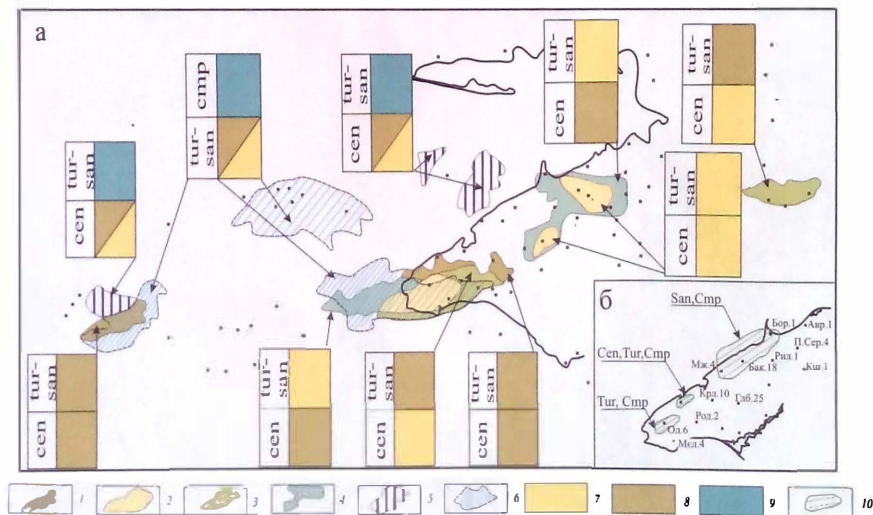


Рис. 9.5. Перспективні ділянки у відкладах сеноман-сантону.

а) Седиментаційні тіла: ділянки *спадкового розвитку*: 1 – карбонатних уламкових шлейфів сеноману і турон-сантону, 2 – біогермних утворень сеноману і турон-сантону; ділянки *розвитку*: 3 – біогермних утворень сеноману та карбонатних уламкових шлейфів турон-сантону, 4 – карбонатних уламкових шлейфів сеноману та біогермних утворень турон-сантону, ділянки *перекриття*: 5 – уламкових шлейфів та біогермів сеноману утвореннями зовнішнього шельфу турон-сантону, 6 – уламкових шлейфів та біогермів турон-сантону утвореннями зовнішнього шельфу кампану. Біофаціальні зони: 7 – бар'єрна, 8 – уламкові шлейфи передового схилу, 9 – зовнішній шельф.

б) Літогенетичні тіла: 10 – зони тріщинуватих колекторів.

літологічних пасток. Останні являють собою тіла карбонатних кластолітів, які за латераллю заміщуються мергельно-глинистими утвореннями зовнішнього шельфу: в напрямку з Одеської на Осетрову (сеноман-сантон) та Гамбурцевської на Осетрову (турон-сантон) структури.

Друга перспективна ділянка розміщена в південно-західній частині Тарханкутського півострова, поширюючись у прилеглу акваторію Чорного моря. Тут можна виділити чотири типи об'єктів. Перший локалізований у районі Мелової, Родниківської, Західнооктябрьської, Західномелової структур і складений біогермними утвореннями сеноман-сантону, які перекриті екрануючими горизонтами кампану. Другий – вузькою смугою прилягає з півдня до першого й утворений карбонатними біогенними (сеноман) та кластогенними (турон-сантон) тілами, що перекриті мергельно-глинистою товщею кампану. Третій – вирізняється лише зворотнім співвідношенням біофаціальних утворень сеноману й турон-сантону і простягається від Західнооленівської у напрямку Прибійної, Східноархангельської структур. Четвертий тип розвинений також в акваторіальній частині (прилягає з півдня та півночі до третього) і складений біогермами та карбонатними кластолітами турон-сантону, що перекриті екрануючими горизонтами кампану. Беручи до уваги біофаціальну зональність відкладів (див. рис. 5.1–5.4) та структурні особливості (Геолого..., 2005), прогнозуємо можливість формування літологічних пасток між Чорноморською та Міжводненською структурами, а також в акваторії Чорного моря на схід від Прибійної та Східноархангельської структур.

Третя перспективна ділянка розміщена в межах північного борта Каркінітсько-Північнокримського прогину й охоплює Голіцинську та Шмідтівську площі. Перспективність її зумовлена тим, що бар'єрні та карбонатні кластогенні утворення турон-сантону перекриті фліодоекрануючою товщею кампану.

Четверта перспективна ділянка складається із двох частин, які локалізовані на схід та захід від Каркінітської структури. Резервуари тут складені бар'єрними й уламковими утвореннями сеноману та мергельно-глинистими відкладами турон-сантону.

Вищеописані перспективні ділянки виділені на основі седиментолого-палеоокеанографічних показників і являють собою прогнозні резервуари зонального рангу. У процесі катагенезу відбувалися певні зміни петрофізичних властивостей порід, що утворюють їх. На прикладі східної центрикліналі Каркінітсько-Північнокримського прогину показано історію постседиментаційних змін та формування природних колекторів (див. рис. 8.20–8.23). У результаті цього локалізовано зони розвитку колекторів тріщинного типу, які сформувалися на ексфільтраційному етапі катагенезу (див. рис 9.5 б). Як видно, вони мають афаціальний характер. У районах Оленівської та Борисівської структур вони підвищують позитивну оцінку виділених (за седиментологічними критеріями) перспективних тіл. Натомість на ділянках Чорноморська та Міжводненсько-Бакальська – відіграють самостійну роль. Ці дані засвідчують, що вивчення процесів постдіагенезу є важливим елементом, який підвищує аргументованість прогнозу перспективних об'єктів.

У відкладах *кампан-маастрихту* виділено чотири типи перспективних об'єктів (рис. 9.6). *Перші три* є ділянками успадкованого розвитку карбонатних біогенних та (або) кластогенних утворень. Так, розвиток біогермних споруд кампану та маастрихту прогнозується на двох ділянках.

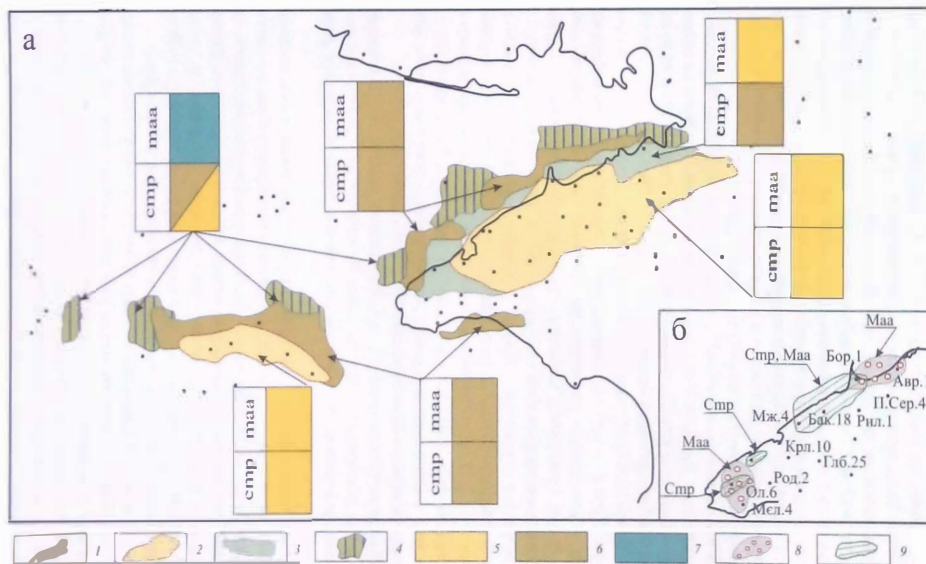


Рис. 9.6. Перспективні ділянки у відкладах кампан-маастрихту.

а) Седиментаційні тіла: *ділянки спадкового розвитку*: 1 – карбонатних уламкових шлейфів кампану і маастрихту, 2 – біогермних утворень кампану і маастрихту; *ділянки розвитку*: 3 – карбонатних уламкових шлейфів кампану та біогермних утворень маастрихту, 4 – ділянки перекриття уламкових шлейфів та біогермів кампану утвореннями зовнішнього шельфу маастрихту. Біофаціальні зони: 5 – бар'єрна, 6 – уламкові шлейфи передового схилу, 7 – зовнішній шельф.

б) Літогенетичні тіла: 9 – зони порових колекторів, 10 – зони тріщинуватих колекторів.

Перша – охоплює структури Штормову, Центральну та Кримську. Друга – розвинена в північній частині Рівнинного Криму і простягається від Міжводненської до Новоіванівської площі.

Успадкований розвиток карбонатних кластолітів спостерігається на трьох ділянках. Перша – облямовує з півночі структури Штормову, Центральну та Кримську, включно з Архангельською площею. Друга – майже суцільною смугою простягається в акваторії Чорного моря уздовж північного узбережжя Кримського півострова. Третя ділянка – у вигляді невеликого поля розвинена на південь від Тарханкутського півострова (між Октябрською та Південнобортвою площами).

Відклади, складені карбонатними кластолітами кампану та біогермними утвореннями маастрихту, вузькою й майже суцільною смугою облямовують із заходу та півночі велике поле наскрізного розвитку бар'єрної зони.

Четвертий тип перспективних об'єктів становить найбільший інтерес, оскільки в цьому випадку йдеться про природні резервуари. Останні складені карбонатними біогенними або кластогенними утвореннями кампанського віку, які перекриті екрануючими горизонтами маастрихту (див. рис. 9.6). Виділено шість ділянок розвитку такої будови кампан-маастрихтської товщі. Перша – локалізована в районі Осетрової структури. Друга – у вигляді ізометричного поля розміщена на північ від Гамбурцевської структури. Третя – розвинена на північний схід від Архангельської площі (район структури Альбатрос). Четверта – розміщена на північний захід від Тарханкутського півострова (на широті смт. Чорноморське). П'ята – охоплює територію на схід від Каркінитської структури. Шоста – вузькою субширотною смугою простягається від Бакальської банки до Сергіївської коси. Крім того, враховуючи побудови (див. рис.5.5, 5.7), на Міжводненській площі прогнозуємо розвиток локального типу резервуарів (структурного типу) в низах відкладів кампану та маастрихту, а в середній частині розрізу кампану – резервуарів літологічного типу між Шмідтівською й Голіцинською та Шмідтівською й Каркінитською структурами.

Виділені літогенетичні тіла порових та тріщинуватих природних колекторів (див. рис. 9.6 б) дещо підвищують перспективи Чорноморської й Бакальсько-Аврорівської ділянок, а в районі Мелової та Оленівської площ відіграють роль самостійного прогностичного показника.

Підсумовуючи, треба зазначити, що незважаючи на широкий, успадкований практично протягом усієї пізньої крейди, розвиток біогенних і кластогенних карбонатних акумулятивних тіл у північно-західній частині Рівнинного Криму, ця територія має незначні перспективи. Майже весь розріз тут складений потенційними породами-колекторами з локальними розвитком флюїдоупорних горизонтів, що не сприяє формуванню великих резервуарів і зумовлює розсіяний характер нафтогазонагромадження (численні, але незначні за дебітами припливи вуглеводнів).

Для більш аргументованої оцінки цих об'єктів необхідне проведення додаткових досліджень катагенетичних перетворень порід, оскільки, як було показано, ці дані вносять певні корективи при визначенні перспектив на деяких ділянках.

На решті території можна намітити декілька ділянок з певною градацією перспектив. До категорії високоперспективних відносимо ділянку між Одеською та Гамбурцевською площами, включно з Осетровою структурою. Тут прогнозується існування резервуарів на трьох стратиграфічних рівнях (сеноман, турон-сантон. кампан), а також розвиток літологічних пасток.

Перспективною вважаємо ділянку, що охоплює південно-західні терени Тарханкутського півострова і прилеглу частину акваторії, де резервуари сформувалися переважно у відкладах сеноману та турон-сантону з розвитком літологічних пасток у західній частині ділянки.

Як середньоперспективну розглядаємо ділянку, розміщену між Каркінітською та Борисівською площами, де резервуари приурочені до відкладів сеноману та кампану (з супутнім розвитком пасток літологічного типу). До такого ж типу можна віднести Голіцинсько-Шмідтівську ділянку, де потужні верстви бар'єрної зони та кластоліти передового схилу перекриті екрануючими горизонтами кампану. Тут також прогнозується існування літологічних пасток.

ВИСНОВКИ

Робота є узагальненням результатів седиментолого-палеоокеанографічних, літогенетичних і петрофізичних досліджень відкладів верхньої крейди Каркінітсько-Північнокримського прогину, які проводилися в контексті з'ясування умов формування природних резервуарів і колекторів вуглеводнів.

На основі опрацювання літологічних та геолого-геофізичних матеріалів для окремих стратиграфічних підрозділів верхньої крейди (сеноман, турон-сантон, кампан, маастрихт) встановлено характер просторового поширення відкладів і літологічну структуру розрізу. Виділені й описані основні їх типи – карбонатний, глинистий та перехідний, локалізовані ділянки максимального розвитку карбонатних утворень, які у своїй більшості просторово тяжіють до південного борта Каркінітсько-Північнокримського прогину (зона Суліно-Тарханкутського розлому), формуючи при цьому локальні тіла наскрізного типу сумарною потужністю до 500–800 м.

Наведена характеристика мінералого-петрографічних особливостей відкладів верхньої крейди. Найбільш цікаві в нафтогазопрошуковому відношенні карбонатні утворення представлені органогенно-детритовими, пелітоморфними, уламковими різновидами світло-сірого кольору, масивної текстури з численними сутуростилітовими швами, виповненими карбонатно-глинистим матеріалом та бітумами. Органогенний детрит представлений, в основному, планктонними та бентосними форамініферами, моховатками, криноїдеями, остракодами, фрагментами колоніальних організмів, спікулами губок кременистого та карбонатного складу.

Результати досліджень петрофізичних властивостей порід свідчать, що у верхньокрейдових відкладах наявні різноманітні за типом карбонатні та глинисто-карбонатні утворення при великій ролі тріщинуватості й кавернозності. Ємнісно-фільтраційні властивості складнобудованих карбонатних колекторів верхньокрейдових відкладів значно змінюються як по латералі, так і по вертикалі. Аналітично встановлено, що щільність керну змінюється від 1,85 до 2,65 г/см³, пористість – від 0,15 до 26,5 %, а проникність – від менше 0,01 до $14,5 \times 10^{-15}$ м².

Встановлено циклічну будову товщі верхньої крейди. Виділено чотири типи літмітів: карбонатний, мергельний, глинистий, змішаний, регіонального, зонального або локального поширення. Карбонатні літміти, у розрізі яких домінують вапняки (понад 50 %), потужністю від 20 до 400 м (у середньому близько 100 м) максимально поширені на сході (Аврорівська, Борисівська та Оленівська площі) та півдні (площі Гамбурцевська, Штормова, Центральна) регіону. Глинисті літміти (аргілітів понад 50 %) переважають у північних ділянках північно-західного шельфу Чорного моря.

Побудовано седиментолого-палеоокеанографічні моделі для сеноманського, турон-сантонського, кампанського та маастрихтського віків пізньої крейди. При цьому локалізована низка карбонатних споруд (Гамбурцевська, Штормова, Оленівсько-Аврорівська, Джанкойська, Голіцинська та ін.) в межах південного та, локально, північного бортів Каркінітсько-Північнокримського прогину (на периферії Кілійсько-Зміїного, Каламітського, Новоселівського та, фрагментарно, Голіцинського підняття). Встановлено закономірне фаціальне заміщення у південному напрямку карбонатних утворень бар'єрної зони органогенно-уламковими й уламковими відкладами передового схилу та глинистими мулами зовнішнього шельфу (осьова зона Каркінітсько-Північнокримського прогину).

Встановлено зони розвитку банко-рифових споруд – Гамбурцевська, Штурмова, Оленівсько-Аврорівська, Джанкойська, Голіцина, які становлять найбільший практичний інтерес. Виділено декілька зон з певною градацією перспектив. До категорії високоперспективних віднесено ділянки між площами Одеською і Гамбурцева, включно з Осетровською структурою, де прогнозується існування резервуарів на трьох стратиграфічних рівнях (сеноман, турон-сантон, кампан), а також розвиток літологічних пасток. Високоперспективною є й ділянка, що охоплює південно-західні терени Тарханкутського півострова та прилеглу частину акваторії, де резервуари сформовані переважно у відкладах сеноману та турон-сантону з розвитком літологічних пасток у західній частині ділянки. Як перспективну розглядаємо територію, розміщену між Каркінітською та Борисівською площами, де резервуари приурочені до відкладів сеноману та кампану (із супутнім розвитком пасток літологічного типу). До такої ж категорії можна віднести й Голіцинсько-Шмідтівську ділянку, де потужні утворення бар'єрної зони та кластоліти передового схилу перекриті екрануючими горизонтами кампану. Крім того, тут прогнозується існування й літологічних пасток.

На основі аналізу розподілу температур та геотермічних градієнтів досліджуваного регіону встановлена зональність розміщення покладів вуглеводнів по латералі, за термобаричними параметрами виділені зони їх розміщення у вертикальному розрізі. Виявлені особливості сприятимуть ґрунтовнішому вирішенню теоретичних проблем, пов'язаних з формуванням, міграцією вуглеводнів та збереженням їхніх покладів, що дасть можливість підвищити ефективність нафтогазоперспективних робіт.

Вищеописані перспективні ділянки, виділені на основі седиментолого-палеоокеанографічних і термобаричних показників, є прогнозними зонами розвитку резервуарів. У процесі катагенезу відбувалися певні зміни петрофізичних властивостей порід, що їх складають. На прикладі східної центрикліналі Каркінітсько-Північнокримського прогину показана історія постседиментаційних змін та формування природних колекторів. У результаті, локалізовані зони розвитку колекторів порового та тріщинного типу, які сформувалися, відповідно, на інфільтраційному та ексфільтраційному етапах катагенезу. Ці зони мають афазіальний характер. На одних ділянках вони підвищують позитивну оцінку виділених (за седиментологічними критеріями) перспективних тіл, а в інших – відіграють самостійну роль. Ці дані засвідчують, що вивчення процесів постдіагенезу є важливим елементом, який підвищує аргументованість прогнозу перспективних об'єктів.

CONCLUSIONS

This work represents a generalization of the results of sedimentological-paleoceanographic and lithogenetic investigations of Upper Cretaceous deposits of the Karkinite-North Crimean depression, which have been performed in context of elucidation of formation environments of the natural reservoirs of hydrocarbons.

Based on the analysis of the lithological and geological-geophysical data on separate stratigraphic subdivisions of the Upper Cretaceous (Cenomanian, Turonian-Santonian, Campanian, Maastrichtian) the character of the spatial distribution of deposits and the lithological structure of the sequence have been established. Their main types have been distinguished and described: carbonate, clayey and transitional, the areas of the maximum development of carbonate deposits are localised, which mainly are spatially tending to the southern side of the Karkinite-North Crimean depression (zone of the Sulino-Tarkhankut fault), forming by this the local trough-type bodies of the total thickness of up to 500–800m.

The mineralogical-petrographic peculiarities of the Upper Cretaceous deposits are characterized. The most interesting in oil-prospecting respect carbonate deposits are represented by the organogenic-detrital, pelitomorphous, clastic varieties of light-grey color, massive fabric with numerous suture-stylolitic junctions, filled with carbonate-clayey material and bitumen. Organogenic detritus is represented mainly by planctonic and benthic foraminifera, pearlweeds, crinoids, ostracods, fragments of colonial organisms, sponge spicules of siliceous and carbonate composition.

The results of rocks' petrophysical properties investigations show that the Upper Cretaceous deposits comprise the different type carbonate and clayey-carbonate rocks with a significant role of fracturing and cavernosity. The capacity-filtration properties of the the Upper Cretaceous carbonate reservoirs with the complex structure significantly change both laterally and vertically. It was established analytically that the density of core samples varies from 1.85 to 2.65 g/cm³, porosity – from 0.15 to 26.5 %, permeability – from less than 0.01 to 14.5×10^{-15} m².

The cyclic structure of the Upper Cretaceous sequence has been established. Four types of lithites have been distinguished: carbonate, marly, clayey, and mixed, of regional or local extension. Carbonate lithites, in the sequence of which the limestones predominate (over 50%), with thickness of 20 to 400 m (average about 100 m) are maximum spread at the east (Avrorivska, Boryshivska, Olenivska prospects) and south (Gamburtseva, Shtormova, Tsentralna prospects) of the region. Clayey lithites (argillites over 50%) are prevailing at northern areas of the north-western shelf of the Black Sea.

Sedimentological-paleoceanographic models for Cenomanian, Turonian-Santonian, Campanian and Maastrichtian stages of Late Cretaceous have been made. A range of carbonate accumulative constructions have been localized (Gamburtseva, Shtormova, Olenivsko-Avroryvka, Dzhanikoyska, Golitsyna and other) within the southern and locally southern sides of the Karkinito-North Crimean depression (on the periphery of Kiliysko-Zmiyni, Kalamitsky, Novoselivsky, locally Golitsynske highs). The regular facies substitution in the northern direction of the carbonate deposits of the barrier zone by the organogenic-detrital and clastic deposits of the frontal slope and clayey muds of the outer shelf (the axis zone of the Karkinito-North Crimean depression) is established.

Zones of bank-reef structures Gamburtseva, Shtormova, Olenivsko-Avroryvka, Dzhanikoyska, Golitsyna represent the greatest practical interest. Several zones with certain gradation of prospects have been distinguished. To the range of highly prospective are included the

areas between the prospects Odeska and Gamburtseva, including the Osetrova structure, where the existence of the reservoirs at three stratigraphic levels (Cenomanian, Turonian-Santonian, Campanian) as well as the existence of the lithological traps is forecasted. Highly prospective also is the area, which covers the north-western regions of the Tarkhankut peninsular and the adjacent part of the sea basin, where the reservoirs are formed mainly in Cenomanian and Turonian-Santonian with the existence of the lithological traps in the western part of the area. As the prospective one we consider the area, located between the prospects Karkinitzka and Borysivska, where the reservoirs occur in Cenomanian and Campanian (with simultaneous existence of the lithological type traps). To the same range we can regard the Golitsynsko-Shmidtivska area, where the thick deposits of the barrier zone and clastolites of the frontal slope are covered by the sealing horizons of Campanian. Besides, the existence of the lithological traps is forecasted.

On the base of the temperature distribution and geothermal gradient analysis for the region under study the lateral zoning of accumulations' location has been established. By thermobaric parameters the zones of their occurrence in the vertical sequence have been distinguished. The revealed peculiarities will facilitate the more grounded solution of the theoretical problems, related to the formation, migration of hydrocarbons and their preservation in accumulations, which will allow to increase the efficiency of the oil- and gas-prospecting works.

The described above areas are distinguished on the base of sedimentological-paleoceanographic indexes and represent the forecast reservoirs of zonal range. In the course of catagenesis the certain changes of petrophysical properties of the rocks, which are forming them, took place. On the example of the eastern centroline of the Karkinitzko-North Crimean depression the history of the postsedimentary transformations and forming of natural reservoirs is shown. As a result, the zones of pore and fracture type reservoirs occurrence, which have been formed correspondingly at infiltrational and exfiltrational stages of catagenesis are localised. These zones have an afacial character. In some areas they are increasing the positive estimate of the distinguished (by sedimentological criteria) prospective bodies. In others they play an independent role. These data evidence that the investigation of the processes of postdiagenesis are an important element, which increases the validity of prospective objects forecast.

ЛІТЕРАТУРА

- Атлас родовищ нафти і газу України: у 6 т. / Під ред. М. М. Іванюти. – Львів: Центр Європи, 1998. – Т. VI: Південний нафтогазоносний регіон. – 222 с.*
- Бондаренко О. Б., Михайлова Й. А. Краткий определитель ископаемых беспозвоночных. – М.: Недра, 1984. – 536 с.*
- Бондаренко В. Г., Коваленко Р. А. Нефтегазоносность верхнемеловых трещиноватых отложений на северо-западе Крыма // Геология нефти и газа. – 1977. – № 6. – С. 48–53.*
- Боровиков В. П., Боровиков И. П. Статистический анализ и обработка данных в среде Windows. – М.: НИИД “Филін”, 1998. – 608 с.*
- Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность / А. Т. Богаец, Г. К. Бондарчук, И. В. Леськив и др. – Киев: Наук. думка, 1986. – 152 с.*
- Геология шельфа УССР. Стратиграфия (Шельф и побережье Черного моря) / Т. В. Астахова, В. С. Горак, Е. Я. Краевая и др. – Киев: Наук. думка, 1984. – 184 с.*
- Геология шельфа УССР. Литология. – Киев: Наук. думка, 1985. – 192 с.*
- Геология СССР. Т. 8. Крым. – М.: Недра, 1969. – Ч. 1. – 575 с.*
- Геология нижньої крейди Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної області (геолого-структурні умови, седименто-літогенез, породи-колектори, перспективи нафтогазоносності) / В. П. Гнідець, К. Г. Григорчук, С. М. Захарчук та ін. – Львів-Київ, – 2010. – 206 с.*
- Гнідець В. П., Григорчук К. Г., Найдьонов В. М., Бондарчук Г. К. Фациальна модель пізньокрейдового карбонатного шельфу Чорноморської частини Мезо-Тетису. Кампанський вік // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1992. – Вип. 81, № 4. – С. 26–33.*
- Гнідець В. В., Григорчук К. Г., Найдьонов В. М., Бондарчук Г. К. Фациальна модель пізньокрейдового карбонатного шельфу Чорноморської частини Мезо-Тетису. Сенманський вік // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1993. – Вип. 85, № 4. – С. 12–30.*
- Гнідець В. В., Григорчук К. Г., Найдьонов В. М., Бондарчук Г. К. Фациальна модель пізньокрейдового карбонатного шельфу Чорноморської частини Мезо-Тетису. Турон-сантонський вік // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1994. – Вип. 86–87, № 4. – С. 37–45.*
- Гнідець В. В., Григорчук К. Г., Найдьонов В. М., Бондарчук Г. К. Фациальна модель пізньокрейдового карбонатного шельфу Чорноморської частини Мезо-Тетису. Маастрихтський вік // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1993. – Вип. 82, № 1. С. 12–18.*
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В. и др. Геотермический атлас Украины. – Киев, 2004. – 60 с.*
- Гринь В. С., Захарчук С. М., Полухович Б. М. Перспективи нафтогазоносності тріщинних і порово-тріщинних колекторів крейдових відкладів Тарханкутського півострова і суміжних районів // Геолого-геофізичні дослідження нафтогазоносності надр України: зб. наук. пр. УкрДГРІ. Т. 1. – Львів, 1997–1998. – С. 181–188.*
- Григорчук К. Г. Динаміка катагенезу порід осадових комплексів нафтогазоносних басейнів: Автореф. дис. докт. геол. наук. – Львів, 2012. – 40 с.*
- Грицик І. І., Куровець І. М., Приходько О. А., Мельничук С. П. Південний нафтогазоносний регіон України: термобаричний режим та нафтогазоносність // Геодинаміка, тектоніка та флюїдодинаміка нафтьгазоносних регіонів України: Тез. докл. VII Міжл. конф. “Крым – 2007” – Симферополь: ООО “Форма”, 2007. – С. 203–205.*
- Долицкая Н. В. Особенности фациального распространения фораминифер в верхнемеловых отложениях Горного Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1972. – № 4. – С. 123–135.*
- Ильин В. Д., Фортунатова Н. К. Методы прогнозирования нефтегазоносных рифовых комплексов. – М.: Недра, 1988. – 201 с.*

- Забродин В. Ю. Системный анализ дитянктивов. – М.: Наука, 1981. – 200 с.
- Зубаков В. А. О климато-океанических режимах и парниковом эффекте // Геология морей и океанов: тез. докл. XIV Межд. школы морской геол. Т. II. М., 2001. – С. 30–31.
- Кароздин Ю. Н. Седиментационная цикличность. – М.: Недра, 1980. – 242 с.
- Колодій В. В., Лебедінець М. В., Колодій І. В. Геотермобаричні умови Північно-Причорноморського водонапірного нафтогазоносного басейну // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2000. – № 1. – С. 72–82.
- Колодій В. В., Колодій І. В. Гідрогеологічні умови Субботівського нафтового родовища Прикержанському шельфі Чорного моря // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2009. – № 3–4. – С. 107–115.
- Красильов В. А. Меловий період. Еволюція земної кори і літосфери. – М.: Наука, 1985. – 240 с.
- Корреляция отложений верхнего мела Черноморских побережий и шельфа Болгарии и Украины / Л. Ф. Плотникова, И. К. Начев. – Киев: ИГН УССР, 1987. – 38 с.
- Кузнецов В. Г. Бескаркасные рифы – типы, строение, положение в геологическом разрезе. Сообщение 2. Иловые холмы и постройки, сложенные онколитоподобными образованиями. Общая характеристика бескаркасных рифов // Литология и полезные ископаемые. – 1996. – № 6. – С. 602–613.
- Кутас Р. И. Геотермический режим Черноморской впадины: роль в развитии геодинамических процессов и в формировании углеводородного потенциала // Проблемы геодинамики и нефтегазоносности Черноморско-Каспийского региона: тез. докл. V Межд. конф. “Крым – 2003” – Симферополь, 2003. – С. 51–53.
- Кутас Р. И. Модель формирования теплового режима осадочной толщи Черноморской мегавпадины // Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины: тез. докл. VII Межд. конф. “Крым – 2007” – Симферополь: ООО “Форма”, – 2007. – С. 39–41.
- Кутас Р. И., Кобелев В. П., Цвященко В. А. и др. Результаты определения теплового потока в северо-западном секторе Черноморского бассейна // Геофиз. журн. – 1999. – №2. – С. 38–51.
- Лисицын А. П. Лавинная седиментация. // В кн.: Лавинная седиментация в океане – Изд-во Ростовского ун-та. – 1982. – С. 3–59.
- Лебедев Б. Л. Использование закономерностей распределения малых химических элементов в осадочных породах для решения некоторых палеогеографических задач // Литолого-петрографические исследования в нефтяной геологии. – Тр. ВНИГРИ, вып. 274. – 1970. – С. 78–89.
- Лейдх Р. І. Ранньокрейдова фауна Рівнинного Криму і Північного Причорномор'я. – Київ: Наук. думка, 1987. – 320 с.
- Марьенко Ю. И. Нефтегазоносность карбонатных пород. – М.: Недра, 1978. – 240 с.
- Махнач А. С., Москвавич В. А., Кручек С. А. и др. Органогенные постройки Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1984. – 236 с.
- Минский Н. А. Закономерности формирования поясов оптимальных коллекторов. – М.: Недра, 1979. – 288 с.
- Москвавич М. М. Биогеография позднего мела // Итоги науки и техники. Стратиграфия. Палеонтология. – Т.9. – М.: ВНИИТИ, 1979. – С. 87–124.
- Муравтов М. В. Руководство по учебной геологической практике в Крыму. – Т. II. Геология Крымского полуострова. – М.: Наука, 1973. – 192 с.
- Найдин Д. П., Похалайшан В. П., Кац Ю. И., Красильов В. А. Меловый период Палеогеография и палеоокеанология. – М.: Наука, 1986. – 262 с.
- Найдин Д. П., Кияшко С. И. Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман-турона Горного Крыма. Статья 2. Изотопный состав углерода и кислорода, условия

- Smith A. G., Briden J. C., Drewry G. E. Phanerozoic world maps in organisms and continents through time // Paleont. Assoc. London Spec. Papers in Paleontology. – 1973. – V. 12. – P. 1–42.
- 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.
- Teisseyre W. Calokształt płyty paleozoicznej Podola galicyjskiego // Kosmos. – 1893. – T. 18. – P. 319–336.

Фондова література (звіти)

Анализ результатов геолого-разведочных работ и выдача рекомендаций по направлениям дальнейших работ в Западном Причерноморье и акватории Черного моря: отчет о НИР / В. А. Григорьева и др. – Фонды “Крымморгеология”; Инв. № 6594. – Симферополь, 1978. – 139 с.

Анализ геолого-геофизических материалов по поисково-разведочным площадям Причерноморья, Равнинного Крыма и выдача рекомендаций по направлению геолого-разведочных работ: отчет о НИР / Л. И. Кухтина и др. – Фонды “Крымморгеология”; Инв. № 6833. – Симферополь, 1980. – 125 с.

Геодинамічні та палеоокеанографічні критерії пошуків вуглеводнів у Чорноморсько-Кримській нафтогазоносній провінції на основі геолого-генетичного моделювання резервуарів і прогнозу поширення порід-колекторів: звіт про НДР / Керівники теми: М. І. Павлюк, Ю. М. Сеньковський. – Фонди ІГГК НАН України. – Львів, 2002. – 175 с.

Геологічний звіт за результатами наукової обробки матеріалів Олімпійської параметричної свердловини № 400 (Крайовий уступ): звіт про НДР / Б. М. Полухович та ін. – Фонди ЛВ УкрДГРІ; Инв. № 8538. – Львів, 2002. – 205 с.

Геолого-геофізична оцінка нафтогазоносного потенціалу і виділення першочергових об'єктів пошуків вуглеводнів для українського сектора акваторій Чорного та Азовського морів: звіт про НДР / С. М. Стовба та ін. – Фонди ДП “Наука нафтогаз”. – Київ, 2005. – 352 с.

Геологическая оценка месторождений нефти и газа и нефтегазопроявлений по отложениям мела Равнинного Крыма: заключительный отчет о НИР / Л. Н. Кухтина. – Фонды “Крымгеология”. – Симферополь, 1989. – 105 с.

Методика виділення литотипов по даним ГИС і керна: отчет по договору 039/І / Т. С. Изотова. – Фонди ЛВ УкрДГРІ. – Львов, 1988.

Изучение литолого-петрографического состава пород и стратиграфического расчленение разрез мезо-кайнозойских отложений на площадях объединения “Крымморгеология”: отчет о НИР / В. Г. Бондаренко и др. – Фонды “Крымморгеология”; Инв. № 5645. – Симферополь, 1974. – 83 с.

Исследование литолого-фациальных особенностей и определение перспектив нефтегазоносности верхнемеловых отложений Равнинного Крыма: отчет о НИР / Л. И. Кухтина и др. – Фонды “Крымморгеология”; Инв. № 7978. – Симферополь, 1988. – 63 с.

Литолого-петрографическое изучение пород на разбуриваемых объединениях “Крымморгеология” площадях в 1967 г.: отчет о НИР / В. Г. Бондаренко и др. – Фонды “Крымморгеология”; Инв. № 3916. – Симферополь, 1968. – 45 с.

Литолого-петрографическое изучение пород на разбуриваемых объединениях “Крымморгеология” площадях в 1967 г.: отчет о НИР / В. Г. Бондаренко и др. – Фонды “Крымморгеология”; Инв. № 4550. – Симферополь, 1971. – 65 с.

Литолого-петрографическое изучение пород на разбуриваемых объединениях “Крымморгеология” площадях в 1967 г.: отчет о НИР / В. Г. Бондаренко и др. – Фонды “Крымморгеология”; Инв. № 5152. – Симферополь, 1972. – 138 с.

Минералого-петрографическое изучение отложений по разбуриваемым трестом "Крымнефтегазразведка" площадям в 1966 г.: заключительный отчет о НИР / В. Г. Бондаренко и др. – Фонды "Крымгеология". – Симферополь, 1967. – 156 с.

Наукове обґрунтування освоєння вуглеводневих ресурсів карбонатних формацій України: Книга 2 – Південний нафтогазоносний регіон / Науковий керівник: О. Ю. Лукін. – Держ. реєстр № У-03-92/34. – Чернівці, 2005. – 296 с.

Петрографическое изучение пород и стратиграфическое расчленение разрезов на площадях объединения „Крымморгеология“: отчет о НИР / В. Г. Бондаренко и др. – Фонды "Крымморгеология"; Инв. № 6782. – Симферополь, 1978. – 128 с.

Петрографическое изучение пород и стратиграфическое расчленение вскрытых разрезов на площадях Северного и Западного Причерноморья и Крыма: заключительный отчет о НИР / Руководитель темы: М. Я. Апостолова. – Фонды "Крымгеология". – Симферополь, 1981. – 134 с.

Оперативный анализ геолого-геофизических материалов разведочных площадей на акваториях Черного моря: заключительный отчет о НИР / Руководитель темы: Г. К. Бондарчук. – Фонды "Черноморнефтегаз". – Симферополь, 1990. – 123 с.