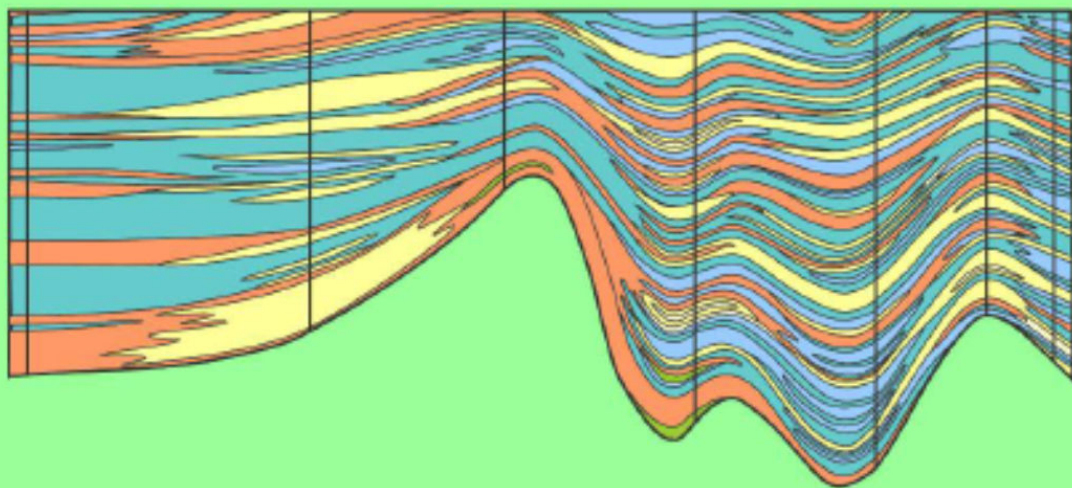


ЛІТОГЕНЕЗ МАЙКОПСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО МЕГАПРОГІНУ

Одеса

Сімферополь

Севастополь



НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
Інститут геології і геохімії горючих копалин

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЇ І ГЕОХІМІЇ ГОРЮЧИХ КОПАЛИН

**ЛІТОГЕНЕЗ МАЙКОПСЬКИХ ВІДКЛАДІВ
ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО МЕГАПРОГІНУ**

**Володимир Гнідець, Костянтин Григорчук,
Оксана Кохан, Анастасія Ревер, Ліна Баландюк**

Львів –2023

NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF UKRAINE
INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOCHEMISTRY
OF COMBUSTIBLE MINERALS

**LITHOGENESIS OF MAYKOP DEPOSITS
OF THE BLACK SEA MEGADEPRESSION**

**Volodymyr Hnidets, Kostyantyn Hrygorchuk,
Oksana Kokhan, Anastasia Rever, Lina Balandyuk**

Lviv – 2023

УДК 551.78:553.98](262.5:477.75)

Л64

Затверджено до друку вченою радою

Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України

Рецензенти: доктор геологічних наук **Я. Г. Лазарук**
доктор геологічних наук, професор **С. С. Куровець**
кандидат геологічних наук **І. М. Бубняк**

Гнідець В. П., Григорчук К. Г., Кохан О. М., Ревер А. О., Баландюк Л. В.

Л64 Літогенез майкопських відкладів Причорноморського мегапрогину. – Львів, 2023.
– 192 с.

ISBN 978-617-14-0159-4 (електронне видання)

Монографія «Літогенез майкопських відкладів Причорноморського мегапрогину» присвячена уточненню геологічної будови та обґрунтуванню перспектив нафтогазоносності майкопських відкладів Причорноморсько-Кримської нафтогазоносною області. Проаналізовано й узагальнено як більш ранні, так і новітні геолого-геофізичні матеріали по Північно-Західному та Північно-Східному шельфах Чорного моря, Азовському морю, території прилеглому суходолу Рівнинного Криму, Північного та Західного Причорномор'я. Основну увагу приділено седиментолітогенетичним аспектам проблеми, з'ясуванню палеоокеанографічних умов нагромадження відкладів, встановленню особливостей просторово-вікової мінливості літологічної структури товщ, формуванню та еволюції колекторських властивостей, утворенню природних пасток вуглеводнів та визначенню основних напрямків геологорозвідувальних робіт на майкопський комплекс Причорноморсько-Кримської нафтогазоносною області.

Для наукових працівників, геологів-нафтовиків виробничих організацій, викладачів і студентів геологічних спеціальностей.

The monograph "Lithogenesis of the Maikop deposits of the Black Sea megadepression" is dedicated to the clarification of the geological structure and the substantiation of the oil and gas potential prospects of the Maikop deposits of the Black Sea-Crimea oil and gas region. The work analyzes and summarizes both earlier and more recent geological and geophysical materials on the North-Western and North-Eastern shelf of the Black Sea, the Sea of Azov, the territory of the adjacent land of Plain Crimea, the Northern and Western Black Sea coasts. The main attention is paid to the sedimento-lithogenetic aspects of the problem, to find out the paleoceanographic conditions of the accumulation of sediments, to establish the features of the spatial-age variability of the lithological structure of strata, the formation and evolution of reservoir properties, the formation of natural hydrocarbon traps, and the determination of the main directions of geological exploration work on the Maikop complex of the Black Sea-Crimean oil and gas region.

The monograph is intended for scientific workers, geologists, oil workers of production organizations, teachers and senior students of geological universities.

ISBN 978-617-14-0159-4 (електронне видання)

© Гнідець В. П., Григорчук К. Г.,
Кохан О. М., Ревер А. О., Баландюк Л. В., 2023

Світлій пам'яті
видатного вченого-геолога
члена-кореспондента НАН України
Юрія Миколайовича Сеньковського

ЗМІСТ

Передмова	6
1. Основні риси геологічної будови	9
2. Літофації та типи розрізу майкопських відкладів	20
2.1. Причорноморсько-Кримський осадово-породний басейн.....	20
2.1.1. Нижній майкоп.....	20
2.1.2. Середній майкоп.....	25
2.1.3. Верхній майкоп.....	34
2.2. Азово-Чорноморський осадово-породний басейн.....	40
2.2.1. Нижній майкоп.....	40
3. Літмологічна будова майкопських відкладів	73
3.1. Причорноморсько-Кримський осадово-породний басейн.....	73
3.1.1. Нижній майкоп.....	73
3.1.2. Середній майкоп.....	77
3.1.3. Верхній майкоп.....	81
3.2. Азово-Чорноморський осадово-породний басейн.....	83
3.2.1. Нижній майкоп.....	83
4. Геолого-палеоокеанографічні умови олігоцен-ранньоміоценового осадонагромадження	93
4.1. Регіональні геолого-палеоокеанографічні ситуації.....	93
4.2. Умови осадонагромадження. Причорноморсько-Кримський басейн..	98
4.2.1. Ранній майкоп.....	98
4.2.2. Середній майкоп.....	103
4.2.3. Пізній майкоп.....	112
4.3. Умови осадонагромадження. Азово-Чорноморський басейн.....	117
4.3.1. Генетична інтерпретація мінералогічних та гранулометричних аналізів теригенних порід планорбелового горизонту.....	117
4.3.2. Седиментаційні моделі.....	128
4.3.3. Обстановки седиментації.....	135
5. Геолого-палеоокеанографічна модель ранньоолігоценного осадонагромадження в межах Кримсько-Кавказького сегмента Паратетису	144
6. Літофізична будова та прогноз перспективних об'єктів у відкладах середнього майкопу. Причорноморсько-Кримський осадово-породний басейн	159
6.1. Особливості розвитку порід-колекторів та флюїдоупорів у розрізі.....	160
6.2. Локалізація та характеристика перспективних об'єктів.....	173
Висновки	177
Посилання	183

ПЕРЕДМОВА

Майкопські відклади Південного нафтогазоносного регіону України, на рівні з крейдовими, належать до перспективних комплексів щодо пошуків нафти і газу. Специфіка умов їхньої седиментації, що проявилася в мінливому просторово-віковому поширенні кластогенних акумулятивних тіл, потенційних колекторів нафти та газу, у розрізі товщі, зумовила необхідність провести детальні літологічні дослідження: створити літофаціальні та літологічні моделі відтворити палеоокеанографічні умови їхнього осадонагромадження.

Оскільки фрагментарного відбору кернового матеріалу бракує, щоб вивчити доволі повно по розрізі традиційні показники умов осадонагромадження (характер нашарувань, структурно-текстурні особливості порід тощо), нагальними стають дистанційні методи, насамперед – результати геофізичних досліджень свердловин (ГДС). Методику седиментолого-літогенетичних реконструкцій за такими даними розроблено у відділі седиментології провінцій горючих копалин Інституту геології і геохімії горючих копалин (.ІГГК) НАН України й апробовано під час вивчення нижньо- та верхньокрейдових (Гнідець та ін., 2010, 2013), еоценових (В. Б. Ревер., 2016) і майкопських (Гнідець та ін., 2022; Григорчук та ін., 2009) нашарувань Причорноморсько-Кримського та Індоло-Кубанського прогинів.

Стратегія досліджень складається з декількох послідовних етапів. На першому – на основі інтерпретації результатів ГДС з урахуванням фрагментарних кернових матеріалів по окремих свердловинах будують літологічні розрізи, відтак створюють моделі літолого-фаціальної зональності (розділ 2). На другому – визначають літологічну будову відкладів за методикою Ю. М. Карагодіна (Карагодин, 1980), що дозволяє з'ясувати основні риси просторово-вікового розвитку літологічних тіл (літмітів) різного складу (розділ 3). На третьому – здійснюють різнорангові реконструкції седиментаційних умов (фаціальна діагностика кластогенних акумулятивних утворень, за даними ГДС, згідно з методикою (Муромцев, 1983; Porębski, 1999),

побудова двовимірних палеоокеанографічних моделей (перетини та схеми)) (розділи 4, 5). Останні дають можливість визначити характер поширення в розрізі та по латералі літогенетичних типів, перспективних щодо формування порід-колекторів. На завершальному етапі для окремих літостратиграфічних одиниць (нафтогазоносних комплексів) визначають літофізичну структуру (перетини) відповідно до розробленої методики (Гнідець та ін., 2018; Попп та ін., 2000) (розділ 6).

В основу монографії лягли результати багаторічних досліджень, які автори виконували в рамках комплексних національних програм НАН України та Національної акціонерної компанії «Нафтогаз України».

Автори монографії – учені ІГГГК НАН України – доктор геологічних наук Костянтин Григорович Григорчук, кандидат геолого-мінералогічних наук Володимир Петрович Гнідець, кандидат геологічних наук Оксана Михайлівна Кохан, провідні інженери Анастасія Олександрівна Ревер, Ліна Василівна Баландюк.

Важливу роль у вивченні питання геології майкопських відкладів Південного регіону України відіграли дослідження М. Я. Апостолової, О. Т. Богайця, В. Г. Бондаренка, М. Є. Герасимова, В. В. Глушка, П. Ф. Гожика, Б. І. Денегі, Е. М. Довжок, Г. Н. Доленка, С. М. Захарчука, Г-Х. В. Ключиної, В. В. Колодія, А. Ф. Коморного, А. Я. Краснощок, Я. Г. Лазарука, А. Е. Лукіна, О. Т. Москальського, М. В. Муратова, М. І. Павлюка, Р. Й. Палінського, О. І. Паріляк, Л. Г. Плахотного, Б. М. Полухтовича, І. В. Попадюка, С. П. Пустовойт, О. Д. Самарського, А. І. Самсонова, В. Й. Самсонова, В. Б. Соллогуб, С. М. Стівби, А. В. Чекунова, А. А. Шиманського, П. Ф. Шпака, А. Л. Шипілова та інших.

Ми вдячні всім дослідникам, які займалися чи займаються цим питанням. Висловлюємо щире подяку керівникові відділу седиментології провінцій горючих копалин ІГГГК НАН України, докторові геологічних наук, професору Наталії Радковець за наукову підтримку, а також рецензентам за конструктивні зауваження, які були враховані під час підготовки монографії до видання.

Дякуємо співробітникам відділу седиментології за співпрацю (приготування зрізів порід та виконання лабораторних досліджень, набір та редагування текстів, виконання графічних робіт).

1. ОСНОВНІ РИСИ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ

Олігоцен-нижньоміоценові (майкопські) утворення регіонально поширені в південних районах України і відсутні лише локальними ділянками в межах Нижньопрутсько-(Придунайсько)-Кримського мегапідняття та Чорноморської мегазападини (рис. 1.1).

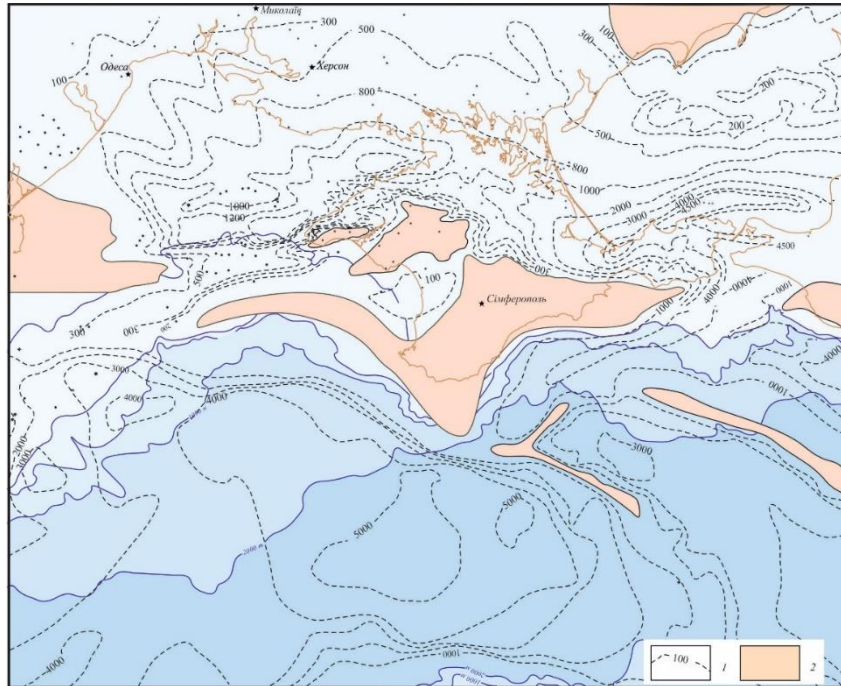


Рис. 1.1. Схема поширення та товщини майкопських відкладів Азово-Чорноморського регіону (у межах Чорноморської мегазападини, за (Туголесов и др., 1985)):

1 – ізопахіти олігоцен-нижньоміоценових відкладів, м; 2 – відкладівідсутні

Найбільші товщини майкопу розкриті глибокими свердловинами в західній та східній частинах Причорноморського мегапрогину (Індоло-Кубанський прогин – понад 4000 м; та Північнокримський прогин – понад 1600 м) (див. рис. 1.1). На Південноукраїнській монокліналі на Азовському валі, Приморській монокліналі розріз майкопу скорочений, його товщина не перевищує 300–400 м. У Чорноморській мегазападині, за геофізичними даними, товщина відкладів майкопу понад 5000 м.

Основні тектонічні елементи регіону (рис.1.2) характеризуються певними особливостями поширення майкопських відкладів та їхніми товщинами.

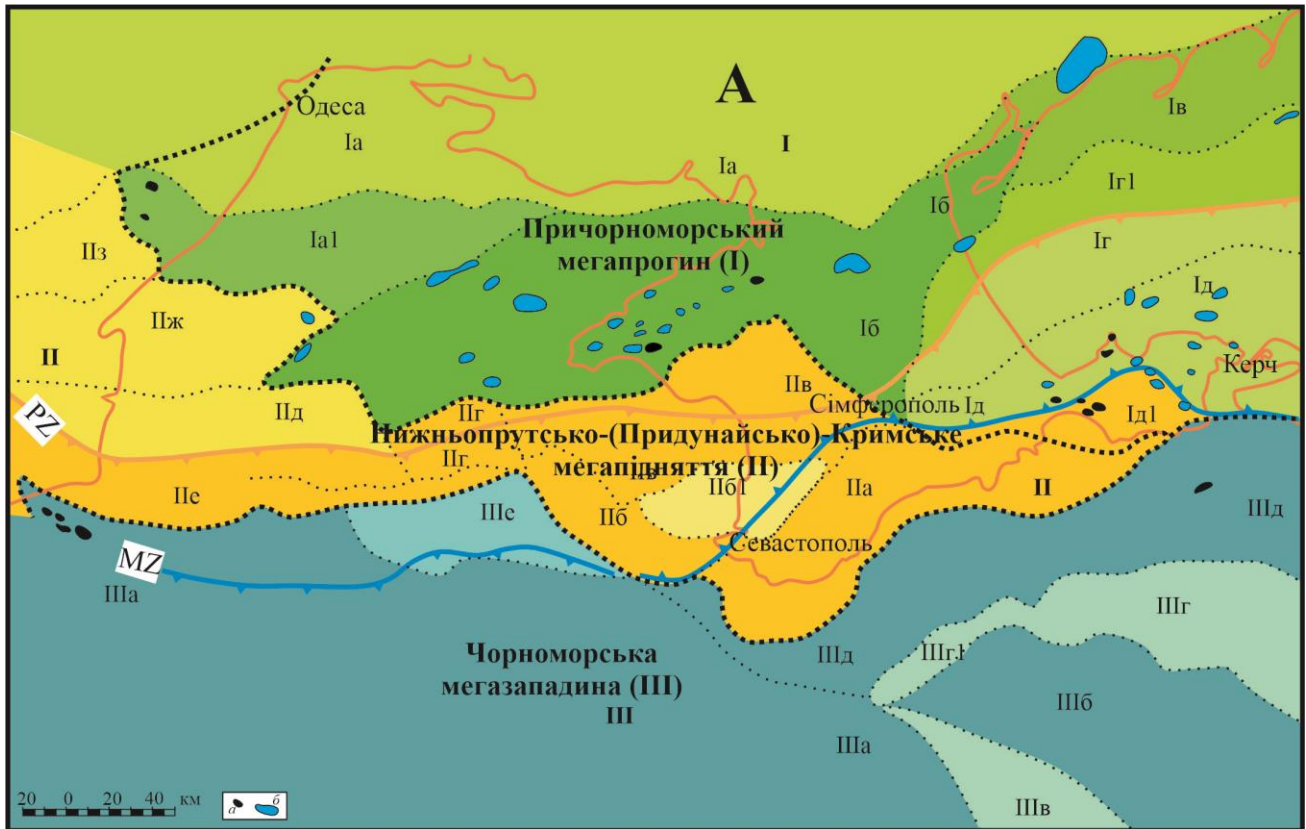


Рис. 1.2. Тектонічна карта Півдня України

(Герасимов та ін., 2006):

PZ – пізньопалеозойська сутура (Дунайсько-Терська); MZ – мезозойські сутури (Печеняга-Камена і Кримсько-Кавказька). I – Причорноморський мегапрогин: Ia – Південноукраїнська монокліналь; Ia1 – передбачувана зона розвитку карбонатної товщі девону-карбону пасивної окраїни Лавразії з накладеним Передскіфійським крайовим прогином; Ib – Північнокримський рифтогенний прогин; Ib1 – Північноазовський прогин; Ic – Середньоазовське підняття; Ic1 – Азовський вал; Id – Індоло-Кубанський рифтогенний прогин; Id1 – Приморська монокліналь. II – Нижньопрутсько-(Придунайсько)-Кримське мегапідняття: IIa – Гірськокримська складчасто-насувна споруда; IIb – Качинський блок ранньомезозойської пасивної окраїни Лавразії з накладеним Альмінським прогином; IIb1 – Альмінський прогин; IIc – Центральнокримське підняття; IIg – Іллічівське підняття; IIд – підняття Губкіна; IIe – Крайовий уступ (північна бортова зона Західночорноморського рифтогенного прогину); IIж – Придунайське підняття; IIз – Болград-Лиманський блок. III – Чорноморська мегазападина: IIIa – Західночорноморський рифтогенний прогин; IIIб – Східночорноморський рифтогенний прогин; IIIв – Центральнорноморське залишкове рифтогенне підняття; IIIг – залишкове рифтогенне підняття Шатського; IIIг1 – підняття Тетяєва; IIIд – Прикримсько-Кавказька зона складок; IIIе – Передмізійський верхньоюрсько-нижньокрейдовий крайовий прогин. Родовища: а – нафти; б - газу

Територія дослідження – це три великі тектонічні одиниці (Герасимов та ін., 2006): *Причорноморський мегапрогин*, *Чорноморська мегазападина* та

Нижньопрутсько-Кримське мегапідняття, яке їх розділяє (див. рис. 1.2). У межах цих одиниць виокремлюється низка структурних форм більш високого порядку.

Причорноморський мегапрогин охоплює терени західного та північного Причорномор'я, північно-західний шельф Чорного моря, Рівнинний Крим, Керченський півострів та шельф Азовського моря. У його межах виокремлено структурно-тектонічні елементи другого порядку: Південноукраїнська монокліналь, Північнокримський та Індоло-Кубанський рифтогенні прогини, Північноазовський прогин, Середньоазовське підняття та Азовський вал.

Південноукраїнська монокліналь – структура широтного простягання, з незначними (1–2°) кутами південного падіння, вкрита крейдовими, палеогеновими, неоген-четвертинними відкладами потужністю до 3 км. Товщина майкопських нашарувань не перевищує 800 м. У межах монокліналі спостерігається серія флексурно-розривних порушень, тераси й уступи, вали, вузькі жолоби, поодинокі локальні, здебільшого брахіантиклінальні підняття, а також депресії (Херсонська, Генічеська) та Балашівський виступ – структурні елементи більш високого порядку.

На півдні монокліналь межує з *Північнокримським* та *Північноазовським* прогинами, субширотно видовженими, асиметричними в розрізі, з похилим північним та крутим південним бортами. Західна центрикліналь Північнокримського прогину накладена на Придунайське підняття (структурний елемент Нижньопрутсько-(Придунайсько)-Кримського мегапідняття), а східна – кулісоподібно з'єднується з Північноазовським прогином. Будова Північнокримського прогину ускладнена низкою депресій (Михайлівська, Серебрянська, Джанкойська) та поперечними виступами (Міжводненський, Роздільненський), а також різноспрямованими розривними порушеннями, конусами ранньокрейдових вулканів та локальними складками. Рифтогенний прогин виповнений крейдово-палеогеновими відкладами, максимальна товщина яких у межах північно-західного шельфу Чорного моря досягає 8–10 км, а

товщина досліджуваних майкопських нашарувань коливається від 500 м у крайових зонах прогину до 3,0 км у його центральній частині (див. рис. 1.1).

Північноазовський прогин по відкладах майкопу являє собою слабо виражену структуру: товщина цих утворень тут не перевищує 100 м. На півдні прогин межує з *Індоло-Кубанським* рифтовим прогином, від якого відокремлений Азовським валом та Середньоазовським підняттям. Рифтовий прогин за структурним планом майкопської серії субширотно видовжений та асиметричний: з пологим північним та крутим південним бортами. Максимальної товщини майкопські нашарування (приблизно 2000 м) досягають на сході Керченського півострова, зменшуючись на бортах до 1000 м та повністю виклинюючись у передгірських районах Криму та, імовірно, у склепінні Центральноазовського підняття.

Індоло-Кубанський прогин у південному напрямку переходить у *Південнокерченський*, структурний елемент Чорноморської мегазападини, який розташований у зоні зчленування альпійських складчасто-насувних споруд Гірського Криму та Кавказу. Ця клиноподібна структура також асиметричної будови: крутий південно-східний та похилий північно-західний борти (товщина майкопських відкладів досягає 4500 м). Північну границю прогину умовно проводять уздовж зони Правдинського розлому, а південну – уздовж Анапського виступу та Бар'єрної зони антиклінальних підняттяв (західне занурення Північно-Західного Кавказу). У південно-західному напрямку Південнокерченський прогин, через Південнокарангатську сідловину, зчленовується із западиною Сорокіна, виповненою товщею (понад 6000 м) олігоцен-пліоценових утворень, а на північному сході він розкривається в Індоло-Кубанський прогин.

Нижньопрутсько-(Придунайсько)-Кримське мегапідняття відокремлює Причорноморський мегапрогин від Чорноморської мегазападини (див. рис. 1.2). Це структура широтного простягання, асиметрична в розрізі, з крутим північним та похилим південним схилами. Товщина осадового чохла коливається тут у

межах від 1500 до перших метрів, за товщини майкопських відкладів до 200 м.

У складі мегапідняття виокремлюється низка структурно-тектонічних елементів вищого порядку. На крайньому заході це Придунайське підняття, на південь від якого розташоване підняття Губкіна, східна частина якого занурюється і переходить в Іллічівське, яке на сході межує з Центральнокримським підняттям, що замикається структурними елементами Гірського Криму. Товщина осадового чохла майкопу підняття Губкіна досягає 500 м, зростаючи в південному напрямку, через Крайовий уступ (товщина майкопу 300 м), до 4000 м у межах північних областей Західночорноморського рифтогенного прогину.

Окрім піднятів, у центральній частині мегапідняття локалізований накладений Альмінський прогин (див. рис. 1.2), у вигляді неглибокої депресії, накладеної на Качинський блок ранньомезозойської пасивної окраїни Лавразії. Прогин має ізометричну в плані та асиметричну в розрізі з крутим південним та похилим північним бортами форму. Виповнений він головно крейдовими, палеогеновими та неогеновими відкладами сумарною товщиною до 2000 м зокрема майкопу – до 200 м.

Нижньопрутсько-(Придунайсько)-Кримське мегапідняття на півдні межує з **Чорноморською мегазападиною** (див.рис. 1.2). Остання – це депресійна структура з формою дещо стисненого та зігнутого овалу. Структура складена двома великими рифтогенними прогинами: Західно- та Східночорноморським, що розмежовані валом Андрусова. Осадовий чохол у межах прогинів виповнений крейдово-четвертинними утвореннями, сумарна товщина яких перевищує 15000 м, зокрема майкопської серії – понад 5000 м (Афанасенков и др., 2007; Туголесови и др., 1985).

ЛІТОЛОГО-СТРАТИГРАФІЧНИЙ НАРИС

У літологічній структурі майкопської товщі домінують безкарбонатні та слабо карбонатні аргіліти (глини) із підпорядкованими прошарками дрібно-середньозернистих пісковиків та алевролітів.

У розрізі майкопської товщі спостерігаються утворення чотирьох літофаціальних серій, серед яких найбільш поширені (майже 80 % вивченої території) породи аргілітової серії (рис. 1.3; типізація розрізів за (Киселев, Кульчицкий, 1983)).

Псамітова літофаціальна серія в межах регіону розвинена лише в північно-західних ділянках, де представлена аргіліто-алевроліто-псамітовим літологічним комплексом (пісковики 50–75 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 0–25 %), який складає тіло (завтовшки 30–200 м) неправильної лапатої форми, що прилягає до області денудації.

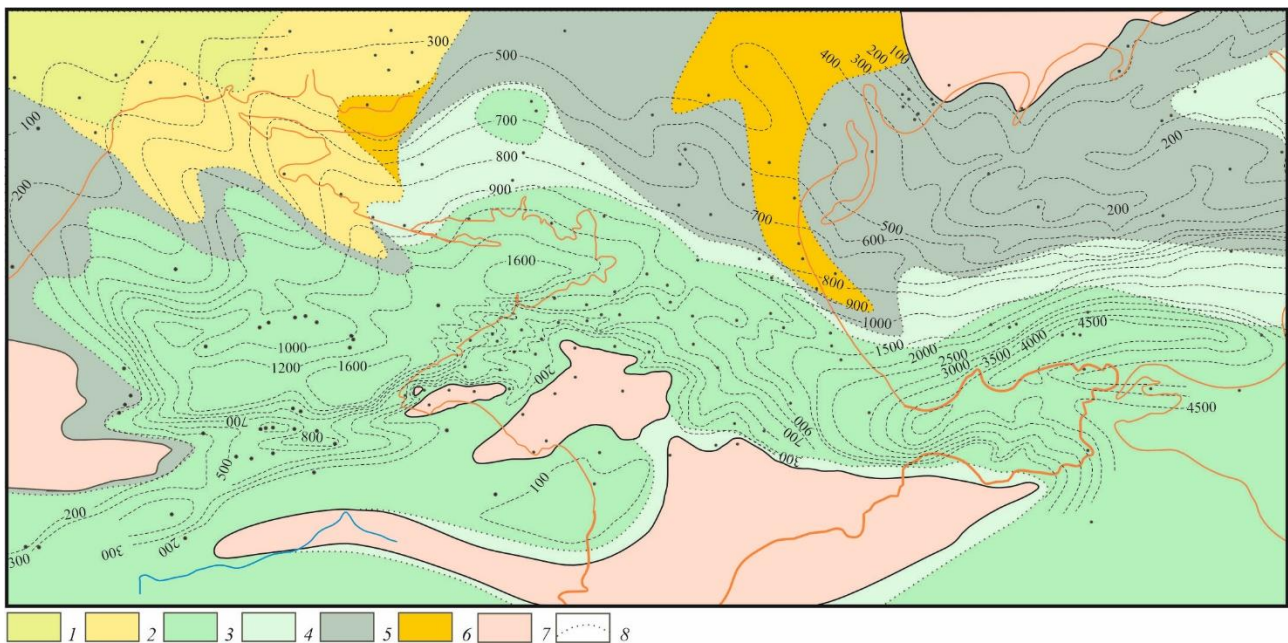


Рис. 1.3. Літолого-фаціальна схема майкопських відкладів Причорноморського осадово-породного басейну

Літологічні серії та комплекси. Псамітова: 1 – аргіліто-алевроліто-псамітовий (пісковики 50–75 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 0–25 %); *алевролітова:* 2 – псаміто-аргіліто-алевролітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 50–75 %, аргіліти 25–50 %); *Псаміто-алевроліто-аргілітова:* 3 – аргіліто-алевролітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 25–50 %); *Аргілітова:* 4 – псаміто-алевроліто-аргілітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 50–75 %), 5 – аргілітовий з прошарками алевролітів та псамітів (пісковики 0–25 %, алевроліти 0–25 %, аргіліти 50–75 %), 6 – аргілітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 0–25 %, аргіліти 75–100 %); 7 – давня суша; 8 – ізопахіти

Утворення алевролітової літофаціальної серії теж мають незначне просторове поширення. Вони заміщують у південно-східному напрямку породи

псамітової серії і представлені лише псаміто-аргіліто-алевролітовим комплексом (*нісковики 0–25 %, алевроліти 50–75 %, аргіліти 25–50 %*). Сформоване ними тіло характеризується значною видовженістю («язикоподібні» форми) та збільшеними товщинами від 200 до 1000 м.

Змішана псаміто-алевроліто-аргілітова літофаціальна серія локалізована у вигляді двох тіл у центральних та північно-східних районах Причорномор'я, на східних теренах Рівнинного Криму. Вона представлена одним, переважно аргіліто-алевролітовим комплексом (*нісковики 0–25 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 25–50 %*) з товщиною відкладів 500–900 м.

Утворення аргілітової літофаціальної серії представлені трьома комплексами: аргілітовим (*нісковики 0–25 %, алевроліти 0–25 %, аргіліти 75–100 %*), аргілітовим з прошарками алевролітів і псамітів (*нісковики 0–25 %, алевроліти 0–25 %, аргіліти 50–75 %*) та псаміто-алевроліто-аргілітовим (*нісковики 0–25 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 50–75 %*), серед яких найбільш розвинений аргілітовий.

Породи псаміто-алевроліто-аргілітового комплексу локалізовані в північно-східних та південно-західних районах вивченої території, де формують видовжені тіла, що облямовують денудаційні області. Товщини комплексу коливається від перших метрів до 900 м, але найчастіше не перевищує 200 м.

Відклади аргілітового з прошарками алевролітів та псамітів літофаціального комплексу мають відносно незначне просторове поширення. Вони простежуються винятково в північно-східних районах (акваторія Азовського моря), де їхня товщина коливається в межах 700–900 м.

Утворення аргілітового літофаціального комплексу охоплюють осьові зони та борти Причорноморського та Індоло-Кубанського прогинів, Альмінської депресії, північні та південні схили Центральнокримського підняття, а також формують невеликі за площею ізольовані тіла в центральних зонах піднятів. Товщина комплексу коливається від перших метрів (консидиментаційні підняття) до 1600–4000 м і більше (в осьових зонах депресій).

Описані особливості регіонального поширення літофаціальних комплексів (зменшення алевроліто-піскуватості в південному напрямку) свідчать про те, що упродовж олігоцену–раннього міоцену основна маса теригенного матеріалу надходила в седиментаційний басейн з півночі (Український щит).

Внутрішня структура майкопської товщі відрізняється дуже нерівномірним розвитком алевролітових та піщаних горизонтів у розрізі (Аленкин и др., 1985, Астахов и др., 1984; Гожик та ін., 2006, 2011), що вказує на періодичність активізації теригенного скиду та існування декількох джерел живлення. Отже, проводити літофаціальні побудови та седиментаційні реконструкції доцільно лише для вузьких вікових інтервалів, а це потребує наявності детально аргументованої стратиграфічної шкали.

Незважаючи на те, що стратиграфічні дослідження майкопської серії регіону тривають не одне десятиріччя, деякі проблеми цього плану актуальні і нині.

Ще в 70-х роках минулого сторіччя вважали, що наявність численних місцевих стратонів (світ, підсвіт) є головною перешкодою для створення єдиної узагальнювальної кореляційної схеми майкопських відкладів (Жижченко, 1969), необхідної для регіональних літолого-палеогеографічних реконструкцій.

Важливим поступальним кроком уперед у вирішенні цих питань стала фундаментальна робота П. Ф. Гожика зі співавторами (2006). У розробленій стратиграфічній схемі виокремлено планорбеловий, остракодовий (молочанський, ранній олігоцен), керлеутський (пізній олігоцен) та батисифоновий (ранній міоцен) регіоярус (рис. 1.4).

Планорбеловий регіоярус. Ранній олігоцен. Розкритий свердловинами майже на всій території Причорноморського мегапрогину. Товща (понад 1600 м) залягає незгідно на мергельно-глинистих відкладах еоцену. Її літологічна структура одноманітна і сформована пачками перешарування глинистих літотипів (аргілітів, глин) та алевролітів з прошарками пісковиків. За

літологічним складом і палеонтологічними даними регіюарус поділяється на дві підсвіти: нижньо- та верхньопланорбелову.

Млн років	Загальна шкала				Регіональні стратиграфічні підрозділи				
	Палеомагнітна шкала	Відин Підв'язі	Ярус	Форамініфери (Berggen, 1988)	Напопладжктон (Martini, 1971)	Верстви з форамініферами (за матеріалами Є.Я. Красової, Н.В. Маслук, Т.Є. Улановської)	Регіюарус	Серія Світа	Літологічна характеристика
23	C6 Bn C6 Br	1 2n	МІОЦЕН	M1 b	Gt. kugleri/ Gq. dehiscens CRZ	NN2	Кавказький	Балтифірова	Глини темно-сірі карбонатні До 100 м.
24	C6 Cn	1 2	МІОЦЕН	M1 a	Gd. primodius PRZ	NN1	Кавказький	Балтифірова	Глини сірі, слабоалевритисті, слабокарбонатні До 120 м.
25	C6 Cr C7 n C7 r	4 2n	МІОЦЕН	P22	Gl. ciproensis PRZ	NP25	Керлеутський	Керлеутська	Тонке перешарування глини зеленувато-сірих алевритистих, алевролітів безкарбонатних До 80 м.
26	C8 n C8 r	2n	МІОЦЕН	P21	Gl. angulifurialis- Pg. opima s. s. ISZ	NP24	Керлеутський	Керлеутська	Глини темно-сірі до чорних, зеленувато-сірі, щільні, безкарбонатні, збагачені піритом До 120 м.
27	C9 n C9 r	1 2n	МІОЦЕН	P20	Gl. selli PRZ	NP23	Молочанський	Молочанська	Глинисто-сидеритова товща: перешарування глини, сидеритолітів, пісковиків, алевролітів До 200 м.
28	C10 n C10 r	1 2n	МІОЦЕН	P19	T. ampliapertura IZ	NP22	Молочанський	Молочанська	Глини зеленувато-сіро-сірі, масивні, з прошарками щільних сидеритових порід До 500 м.
29	C11 n C11 r	1 2n	МІОЦЕН	P18	T. cerroazulensis- Pseudohastigerina spp. IZ	NP21	Планорбеловий	Планорбелова	Глини темно-сірі, зеленуваті, тонкошаруваті з поодинокими прошарками алевролітів До 300 м.
30	C12 n C12 r	1 2n	МІОЦЕН	P17	T. cerroazulensis IZ	NP21	Планорбеловий	Планорбелова	Глини зеленувато-сірі, алевритисті, безкарбонатні, з прошарками алевролітів До 250 м.
31	C13 n C13 r	1 2n	МІОЦЕН	P16	T. cunialensis/ Cr. inflata CRZ	NP	Альпійський	Альпійська	Мергелі зеленувато-сірі та сірі, щільні або тонкошаруваті, алевритисті
32	C15 n C15 r	1 2n	МІОЦЕН	P15	Po. seminivoluta IZ	NP	Альпійський	Альпійська	Мергелі зеленувато-сірі та сірі, щільні або тонкошаруваті, алевритисті

Рис. 1.4. Стратиграфічна схема майкопських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря (Гожик та ін., 2006)

Нижньопланорбелова підсвіта Північнокримського прогину (західні терени вивченого регіону) представлена глинами сірими, зеленувато-сірими, з прошарками світло-сірих алевролітів. Розріз характеризується ритмічністю в розподілі карбонатних і некарбонатних порід. Найбільша товщина відкладів підсвіти розкрита свердловинами на піднятті Голицина, де досягає 450 м, у південній частині прогину вона становить 200–300 м і поступово в південному напрямку зменшується до 100 м (підняття Десантне, Олімпійське). У західному напрямку – підняття Безіменне, Гамбурцева та Одеське (схили Кілійсько-Зміїного підняття) – пачка виклинюється (Гожик та ін., 2006).

В *Індоло-Кубанському прогині* ці напашарування мають більшу піскуватість: наявні базальні верстви (дюрменські шари, завтовшки 50–600 м), складені грубозернистими пісковиками та алевролітами, які перешаровуються з глинистими літотипами. У свердловинах Фонтанівської площі, де розріз (товщиною до 800 м) найкраще представлений керновим матеріалом, у складі підсвіти виокремлено п'ять кластогенних пачок (В, Г, Д, Е і К) (Апостолова и др., 1981, 1982; Бондаренко и др., 1978;), які різняться літолого-петрографічними особливостями порід та, можливо, умовами осадоагромадження.

Верхньопланорбелова підсвіта Північнокримського прогину теж представлена переважно глинистими некарбонатними зеленкуватими та темно-сірими з зеленкуватим відтінком літотипами, щільними, слабо слюдистими, часто алевритистими, з плитчастою окремістю. Максимальна розкрита товщина приблизно 500 м. На підняттях Шмідта, Південноголицинське, Голицина, Архангельського, Кримське товщина відкладів 300–100 м, у західному напрямку (підняття Штормове) пачка виклинюється, і на підняттях Сельського, Десантне, Безіменне та Олімпійське вона зовсім відсутня (Гожик та ін., 2006).

Остракодовий (молочанський) регіоюрус. Ранній олігоцен. Відклади регіоюрусу залягають узгоджено або неузгоджено на утвореннях планорбелового та перекриваються глинисто-алевролітовим комплексом керлеутського регіоюрусу. Максимальна товщина (до 500 м) на піднятті Центральне. На структурах Каркінітська, Шмідта, Південноголицинська, Голицина, Архангельського, Кримська, Сельського потужності цих відкладів не перевищує 300 м. У західних районах регіону, на підняттях Штормове, Гамбурцева, Безіменне, Одеське вона суттєво зменшується і на останньому, до прикладу, становить лише 28 м.

За літологічним складом розріз регіоюрусу двокомпонентний. Нижня частина складена тонкошаруватими алевритистими глинами, темно-сірими із зеленкуватим відтінком, нерівномірно ущільненими, плитчастими. Верхня –

відрізняється насиченістю глин, значною кількістю (до 40 %) сидериту, що присутній у вигляді як поодиноких зерен розміром до 0,05 мм, так і численних грудкуватих ізометричних скупчень.

Товща *керлеутського регіонарусу пізньоолігоценового віку* за літологічною структурою розрізу має трикомпонентну будову: нижня частина – алевроліто-глиниста (нижньокерлеутська підсвіта), середня – глинисто-алевролітова, верхня – глиниста, з незначною домішкою алевритового матеріалу (верхньокерлеутська підсвіта) (Гожик та ін., 2006).

Нижньокерлеутська підсвіта утворена переважно глинами темно-сірими, майже чорними, інколи зеленкувато-сірими, алевритистими, слюдистими, щільними, шаруватими, із дзеркалами ковзання. Максимальна розкрита товщина досягає 120 м на структурах Каркінітська, Шмідта, Голицина, Південноголицинська.

Верхньокерлеутська підсвіта представлена в нижній частині перешаруванням брунатно- і темно-сірих глин, алевролітів та пісковиків, а у верхній – зеленкувато-сірими глинами з невеликим вмістом алевритових зерен та тонкими поодинокими лінзоподібними прошарками алевролітів. Товщина підсвіти досягає 200 м.

Відклади верхньокерлеутської підсвіти поступово догори розрізом заміщуються темно-сірими глинами *батисифонової світи ранньоміоценового віку*. Характерною ознакою товщі є відсутність фрагментів та решток черепашок форамініфер за відсутнього вмісту у складі біоти: спікул губок, діатомей, залишків скелетів та луски риб.

2. ЛІТОФАЦІЇ ТА ТИПИ РОЗРІЗУ МАЙКОПСЬКИХ ВІДКЛАДІВ

2.1. ПРИЧОРНОМОРСЬКО-КРИМСЬКИЙ ОСАДОВО-ПОРОДНИЙ БАСЕЙН

2.1.1. Нижній майкоп

Нижньомайкопські утворення (планорбеловий та остракодовий регіоярус) у межах Причорноморсько-Кримського осадово-породного басейну мають значне просторове поширення. Вони відсутні тільки локальними ділянками в Добруджі, Гірському Криму, склепінній зоні Центральнокримського мегапідняття. Залягають трансгресивно на еоценових (альмінський регіоярус) теригенно-карбонатних утвореннях, а з вищезалеглими породами верхнього олігоцену (керлеутський регіоярус) пов'язані переважно поступовими переходами і границю між ними проводять за зміною комплексу мікрофауни та літології.

Літофації та типи розрізів нижньоолігоценових відкладів

Особливості розподілу товщин нижньомайкопських відкладів виявляють у межах регіону два майже ізометричні депоцентри завтовшки понад 600 м: Михайлівський та Таврійський (рис. 2.1, табл. 2.1).

За літологічним складом нижньомайкопська товща Причорноморсько-Кримського регіону доволі одноманітна. Її основу складають глинисті утворення (до 70 % розрізу) з мінливою домішкою алевро-псамітових, рідше карбонатних компонентів. У нижній та середній частинах розрізу товщі трапляються прошарки алевролітів (0,5–2,0 м, іноді до 10 м; сумарно до 20–25 % розрізу) та пісковиків (від 0,5 до 3,0 м; до 10 %). За співвідношенням товщоформувальних компонентів виокремлено чотири основні типи розрізу нижньомайкопської товщі: південний, північно-західний, східний та центральний (див. рис. 2.1).

Найбільш повні (до 500 м) розрізи нижньомайкопської товщі зі значним поширенням піщано-алевролітових різновидів розкриті в південних районах регіону (Олімпійська, Десантна площі).

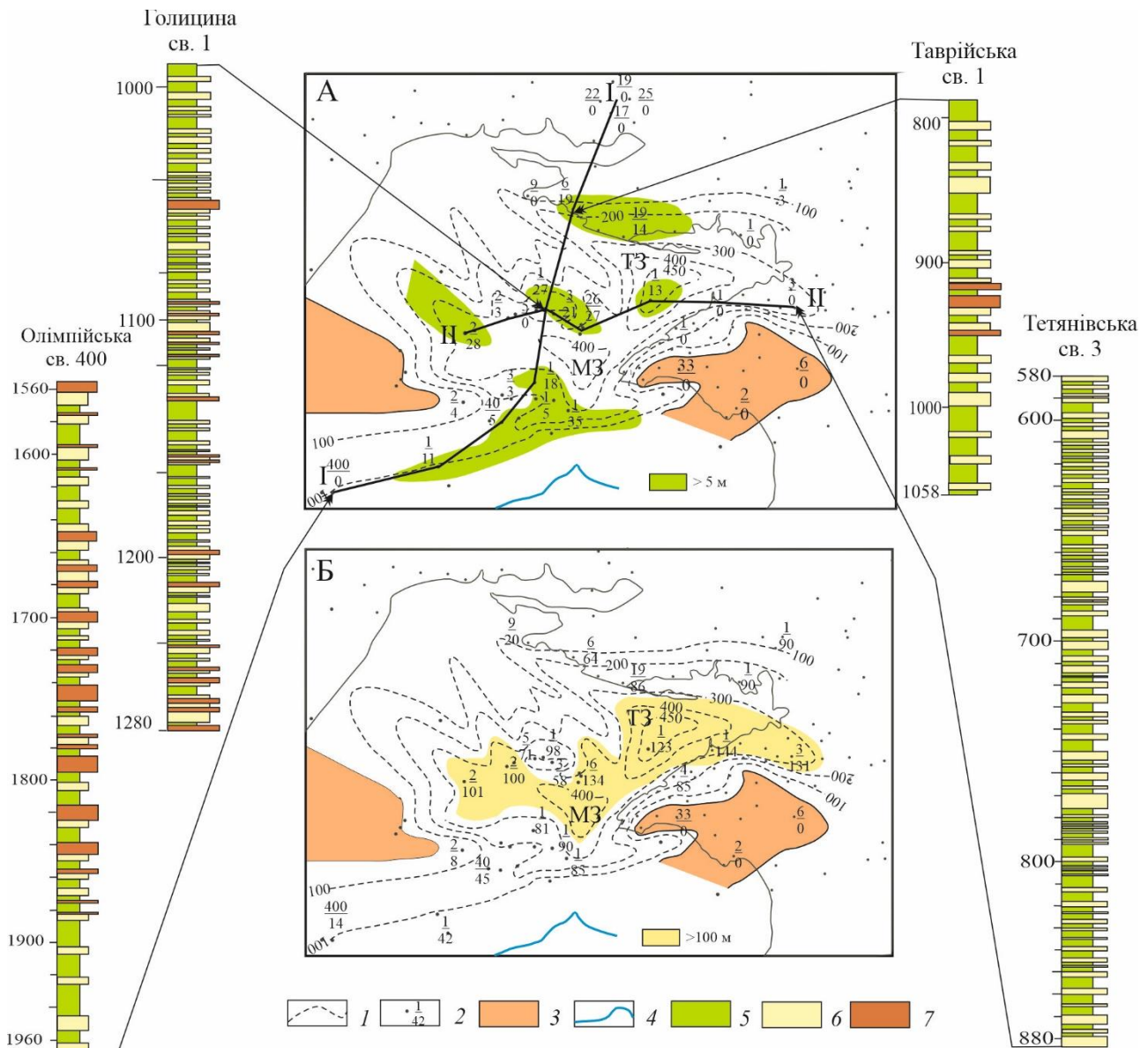


Рис. 2.1. Літолого-фаціальні схеми (ізоліти: А – пісковиків, Б – алевролітів)

та типи розрізу нижньомайкопської товщі

1 – ізопакіти; 2 – свердловина та сумарна товщина прошарків пісковиків або алевролітів; 3 – відклади відсутні; 4 – сучасна брівка шельфу; 5 – аргіліти (глини); 6 – алевроліти; 7 – пісковики. Депоцентри: МЗ – Михайлівський; ТЗ – Таврійський. I-I, II-II – літологічні перетини

Подібний за структурою, але доволі скорочений (відсутня нижня частина нижньопланорбелового регіарусу) розріз розвинений у межах північних теренів регіону (південний схил Східноєвропейської платформи; Таврійська, Херсонська площі). Піщано-алевролітові прошарки тут простежуються в нижній

та середній частинах нижньомайкопської товщі, а сумарна потужність розрізу не перевищує 300 м.

Таблиця 2.1

Товщина і вміст пісковиків та алевролітів
у розрізі нижнього майкопу

Свердловина	Загальна товщина, м	Пісковики		Алевроліти	
		товщина, м	%	товщина, м	%
Каркінітська-1	493	13	1	123	17
Голицина-1	332	27	8	98	29
Голицина-2	337	3	1	100	30
Голицина-3	216	21	10	58	27
Голицина-5	250	0	0	71	28
Тетянівська-3	304	0	0	131	43
Штормова-3	180	3	1	45	25
Шмідта-12	301	27	9	134	40
Олімпійська-400	27	0	0	14	50
Флангова-2	301	28	9	101	33
Каїркінська-1	99	3	3	38	39
Гамбурцева-2	20	4	20	8	40
Борисівська-1	304	0	0	144	47
Архангельського-1	240	18	8	81	34
Таврійська-1	251	0	0	90	36
Десантна-1	105	11	10	42	40
Центральна-1	299	35	12	85	29
Міжводненська-4	264	0	0	85	32
Кримська-1	284	5	2	90	31
Тендрівська-19	250	14	4	86	35
Таврійська-6	198	19	10	64	32
Таврійська-9	60	0	0	20	33
Сельського-40	168	23	14	55	21

Східний тип розрізу домінує в західних районах Рівнинного Криму та північно-східних – Північного Причорномор'я (Міжводненська, Борисівська, Тетянівська та інші площі). Цей розріз дещо скорочений (товщина до 300 м), через випадіння нижніх горизонтів нижньопланорбелового регіарусу та окремих

пачок із середньої частини товщі, і характеризується мінімальним вмістом псамітових прошарків.

Центральний тип розрізу (площі Голицина, Архангельського тощо) простежується в межах осьової зони Каркінітсько-Північнокримського прогину. Він відрізняється стратиграфічною повнотою (товщина понад 400 м) та має тонкошарувату структуру.

За особливостями поширення пісковиків локалізовано п'ять ареалів їхнього максимального розвитку (див. рис. 2.1), де значення ізоліт (сумарна потужність) становить 5–35 м (при домінуванні величин до 10 м, що становить 20 % розрізу).

Область максимального розвитку алевролітів (ізоліти 7–144 м; 15–50 % розрізу) охоплює осьову зону седиментаційного басейну.

Мінералого-петрографічна характеристика

У розрізі нижнього майкопу домінують аргіліти з незначним вмістом карбонату кальцію (до 12%). Породи сірі та темно-сірі, із зеленкуватим відтінком, часто тонкошаруваті, іноді перем'яті, з дзеркалами ковзання. Спостерігаються різноспрямовані тріщини, заліковані карбонатними мінералами. Основна маса породи тонколукувата, гідрослюдистого складу, з домішкою пелітоморфного карбонатного матеріалу, часом фіксується оптично орієнтована мікроструктура. Текстура порід лінзоподібно-шарувата, гніздоподібна, що зумовлено нерівномірним розподілом уламкових зерен розміром 0,02–0,6 мм, вміст яких змінюється від 1–3 до 15–40 % (рис. 2.2, а–в).

Кластичний матеріал представлений кутастими зернами кварцу, рідше польових шпатів, лусками мусковіту, поодинокими уламками ефузивних і кристалічних порід. В аргілітах доволі рівномірно розподілені стяжіння блідо-зеленого глауконіту (до 2–3%), спостерігається тонкорозсіяна вкрапленість піриту, дрібні (0,01–0,02 мм) зерна сидериту, фрагменти вуглефікованого рослинного детриту. З акцесорних – наявні циркон, гранат, лейкоксен та фосфатні мінерали. Вміст фауністичних решток (уламки остракод, глобігерин, луска риб, карбонатні та кременисті спікули губок) досягає 8–10%. Виявлені

ходи мулоїдів, виповнені порошкоподібним піритом (Херсонська площа). В окремих різновидах спостерігаються тонкорозсіяні зерна піриту (див. рис. 2.2, б, в), а також порожнини, інкрустовані цим мінералом (рис. 2.2, з-є).

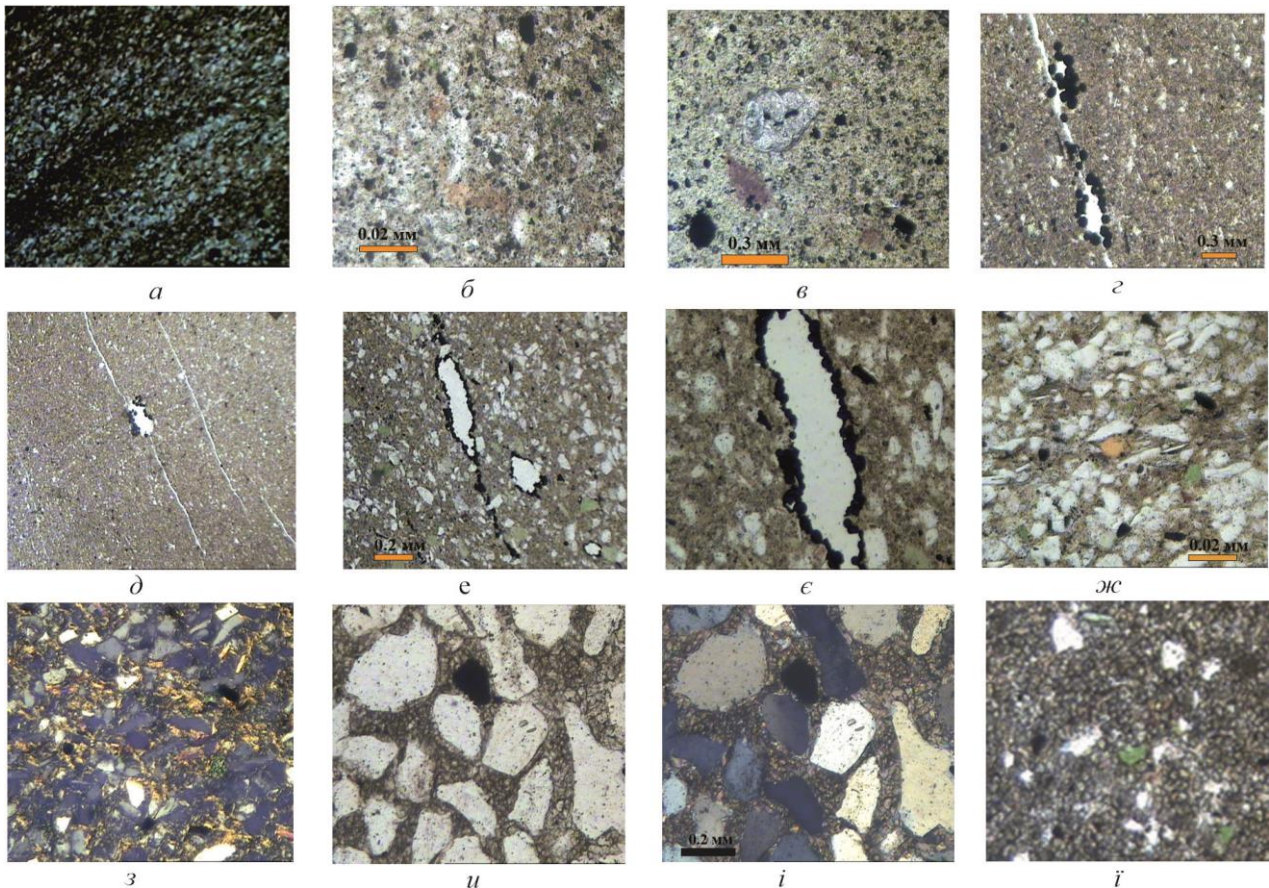


Рис. 2.2. Структурно-речовинні особливості нижньомаїкопських порід:

a – лінзоподібно-шарувата текстура в аргіліті алевритовому (св. Голицина-1, інт. 1015–1021 м, ніколі X, зб. 60); *б* – аргіліт із тонкорозсіяним піритом та виділеннями світло-жовтих бітумів (св. Новомаячкінська-71, інт. 631–641 м, ніколі II); *в* – аргіліт із тонкорозсіяним піритом та дрібними зернами сидериту й окремими форамініферами (св. Новомаячкінська-77, інт. 671–678 м, ніколі X); *з-є* – аргіліт вапнистий з тріщинами та кавернами, інкрустованими піритом (карбонатність 23 %) (*з, д* – св. Голицина-1, інт. 1095–1100 м; *е, є* – св. Новомаячкінська-78, інт. 597–456 м, ніколі II); *ж, з* – алевроліт дрібно-середньозернистий з гідрослюдистим цементом (св. Голицина-1, інт. 1015–1021 м, ніколі II (*ж*) та X (*з*)); *и, і* – пісковик середньозернистий з базальним карбонатним (сидерит) цементом (св. Таврійська-11, інт. 611–624 м, ніколі II (*и*) та X (*і*)); *ї* – сидерит дрібнокристалічний з домішкою алевриту (глауконіт, кварц) із примазками бітумів (св. Новомаячкінська-78, інт. 780–789 м, ніколі II, зб 100)

У глинистій товщі простежуються прошарки *алевролітів* та *пісковиків* (0,3–1,0 м, рідко до 10 м). Порооди сірі та світло-сірі з зеленкуватим відтінком, слабо слюдисті, часто сильно глинисті, слабковапнисті (вміст карбонату

кальцію – до 5–8%). Структура пеліто-алевритова, текстура масивна, іноді тонкошарувата через нерівномірний розподіл глинистого матеріалу.

Уламковий матеріал (до 70–75%), розміром 0,01–0,6 мм, складений зернами кварцу (до 80%), польових шпатів (плагіоклази, рідше мікроклін) (до 10–15%), уламками кременистих порід (до 8–10%) (див. рис. 2.2, *ж–і*). Породи містять до 15–20% ізометричних зерен (0,06–0,08 мм) яскраво-зеленого глауконіту. Рудні мінерали представлені піритом, зрідка гідроокисами заліза; акцесорні – епідотом, цирконом, лейкоксоном. Серед фауністичних решток (до 20%) розрізняються фрагменти остракод, нумулів, спікули губок кременистого та карбонатного складу.

Цемент (до 25–30%) гідрослюдястий, карбонатний або змішаний іноді з домішкою мінералів кремнезему порового та базального типу.

Для молочанської світи, особливо її верхньої частини, характерні прошарки (до 20 см) *сидеритових* порід (див. рис. 2.2, *і*) сіро-брунатного кольору, складених зернами сидериту (до 0,06 мм). Спостерігається домішка (до 20%) кластичного матеріалу та стяжінь глауконіту (до 15%).

2.1.2. Середній майкоп

Літофації та типи розрізу

Середньомайкопські утворення в складі керлеутського регіоарусу в межах південних районів України мають значне просторове поширення, але повнота їхнього розрізу та товщина характеризуються суттєвими варіаціями. Найбільш повні розрізи середнього майкопу розкриті в межах північно-західного шельфу Чорного моря, де виявлено два майже ізометричні депоцентри – Михайлівський та Таврійський з товщиною понад 650 м (рис. 2.3). Натомість у Західному та Північному Причорномор'ї, Рівнинному Криму, на Крайовому уступі розріз майкопу скорочений (25–300 м). Його редукція відбувається внаслідок закономірного зменшення товщини та виклинювання окремих горизонтів. Верхні горизонти середнього майкопу в межах Української монокліналі,

Рівнинного Криму, Західного та Північного Причорномор'я, нижні – у межах валу Губкіна, Крайового уступу були розмиті або не формувалися.

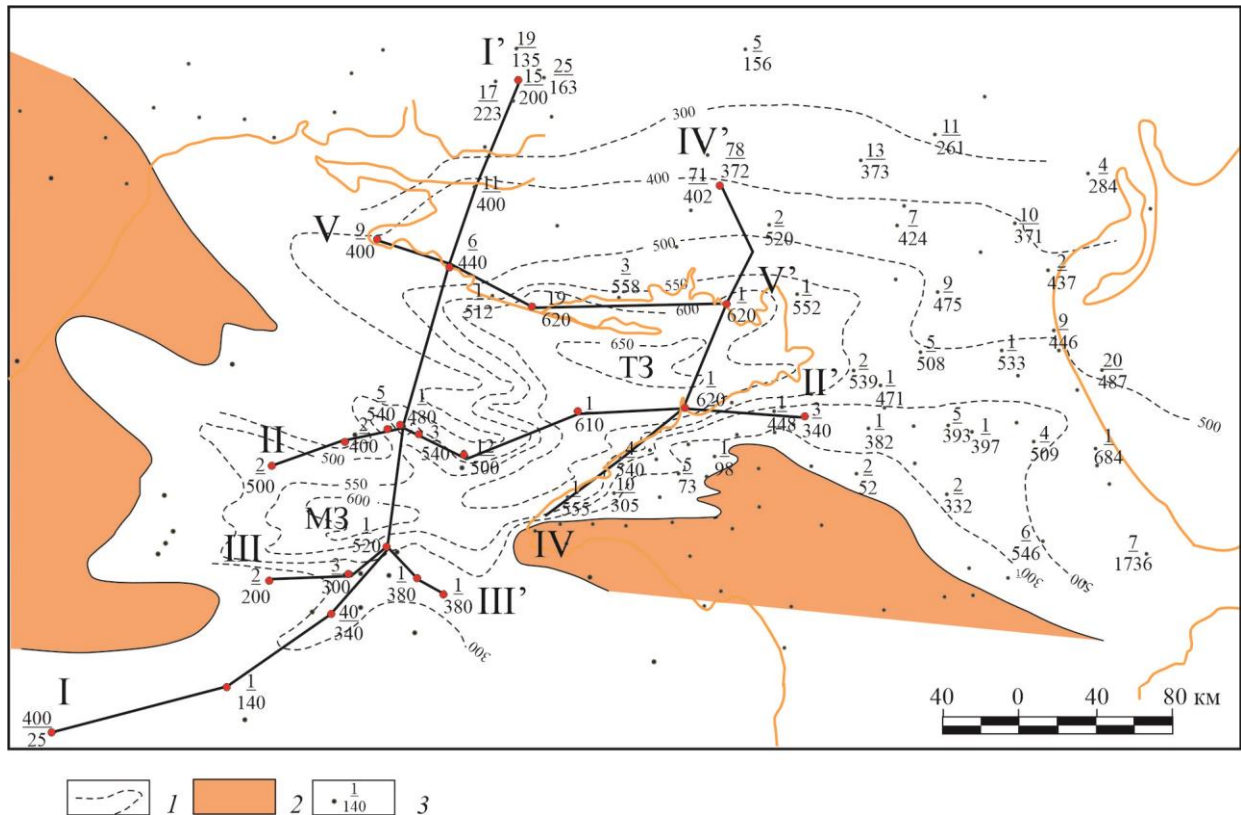


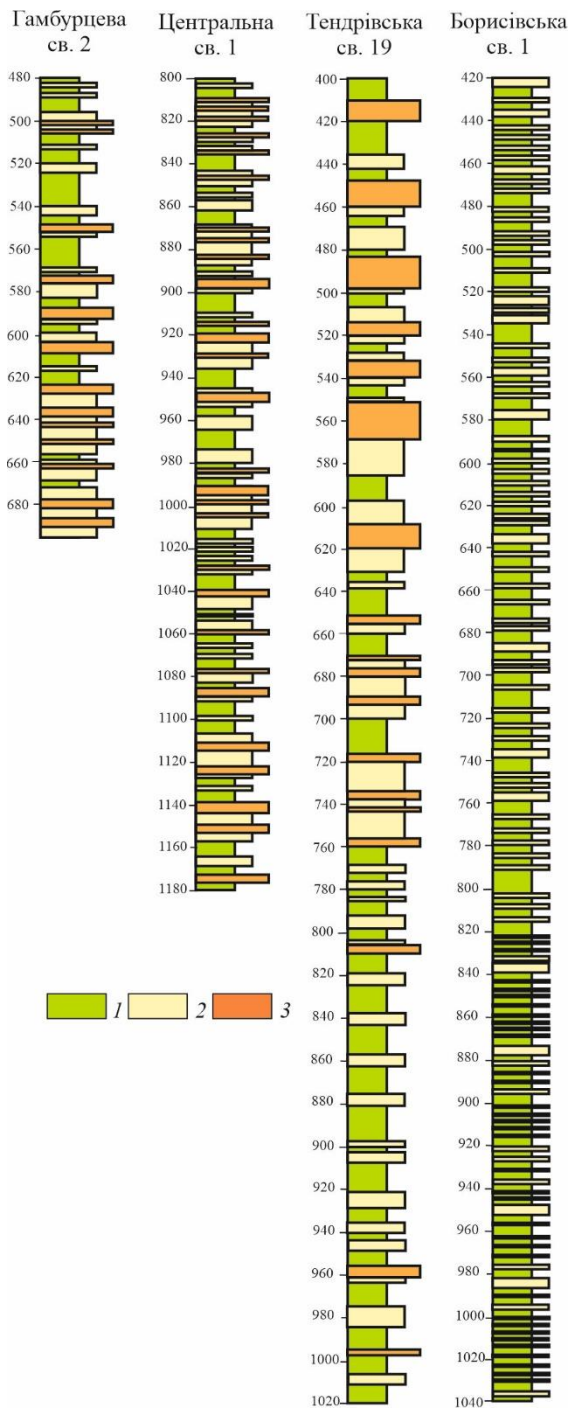
Рис. 2.3. Карта товщин середньомайкопської товщі

Причорноморсько-Кримського осадово-порідного басейну:

1 – ізопахіти; 2 – відклади відсутні; 3 – свердловина та товщина товщі. Депоцентри: МЗ – Михайлівський; ТЗ – Таврійський. I–I', II–II', III–III', IV–IV', V–V' – літологічні перетини

Літологічний склад середньомайкопської товщі Причорноморсько-Кримського осадово-порідного басейну є доволі одноманітним. Основу складають глинисті утворення (до 70 % розрізу) з різним вмістом алеврито-псамітових та карбонатних компонентів. Так, прошарки кластогенних літотипів (завтовшки 0,5–3,0 м) простежуються в нижніх, середніх та верхніх частинах розрізу. Їхня роль зростає при наближенні до ймовірних джерел зносу уламкового матеріалу або в межах певних структурно-морфологічних форм басейну (схили та склепінні зони конседиментаційних підняттяв).

За характером поширення товщоформувальних компонентів виокремлюються (рис. 2.4) чотири основні типи розрізу середньомайкопської



товщі: північний (св. Тендрівська-19), центральний (св. Центральна-1), південний (св. Гамбурцева-2) та східний (св. Борисівська-1), що, очевидно, спричинене просторово-віковими варіаціями надходження уламкового матеріалу в седиментаційний басейн, які зумовлені режимом розвитку регіону та трансгресивно-регресивною динамікою змін рівня Світового океану.

Рис. 2.4. Типи розрізу середньомайкопської товщі:

1 – аргіліти (глини); 2 – алевроліти; 3 – пісковики

Найбільш повні та потужні розрізи середньомайкопської товщі розкриті в північних (св. Тендрівська-19) та східних (св. Борисівська-1) районах. У тектонічному плані це північний борт та східна центрикліналь Причорноморського мегапрогину. Максимальна потужність товщі в обох районах є близькою і перевищує 600 м, але літологічна структура відчутно різниться. На північному борті прогину (св. Тендрівська-19) розріз середнього майкопу характеризується значним розвитком у його верхній частині окремих шарів (потужністю до 10–15 м) піщано-алевролітових різновидів.

Східний (св. Борисівська-1) тип розрізу є істотно глинистим з мінімальним розвитком піщано-алевролітових прошарків, потужність яких не перевищує 1,0 м (див. рис. 2.4).

Подібний тип розрізу, але з розвитком піщано-алевролітових порід (0,5–2,0 м) у його нижній частині, вивчено у св. Гамбурцева-2 (південний борт прогину). Розріз доволі скорочений, що зумовлено виклинюванням нижніх горизонтів товщі (див. рис. 2.4).

Літологічна структура середньомайкопської товщі, вивчена в приосьовій зоні прогину (св. Центральна-1), характеризується рівномірним поширенням у розрізі піщано-алевролітових різновидів (потужність пластів 0,2–1,5 м) (див. рис. 2.4).

За особливостями просторового поширення кластогенних порід встановлено ареали максимального їх розвитку у районі св. Тендрівська-19 (сумарна товщина пісковиків понад 100 м) та св. Флангова-2, Центральна-1, Таврійська-6, -9 (з товщиною 50–100 м) (рис. 2.5).

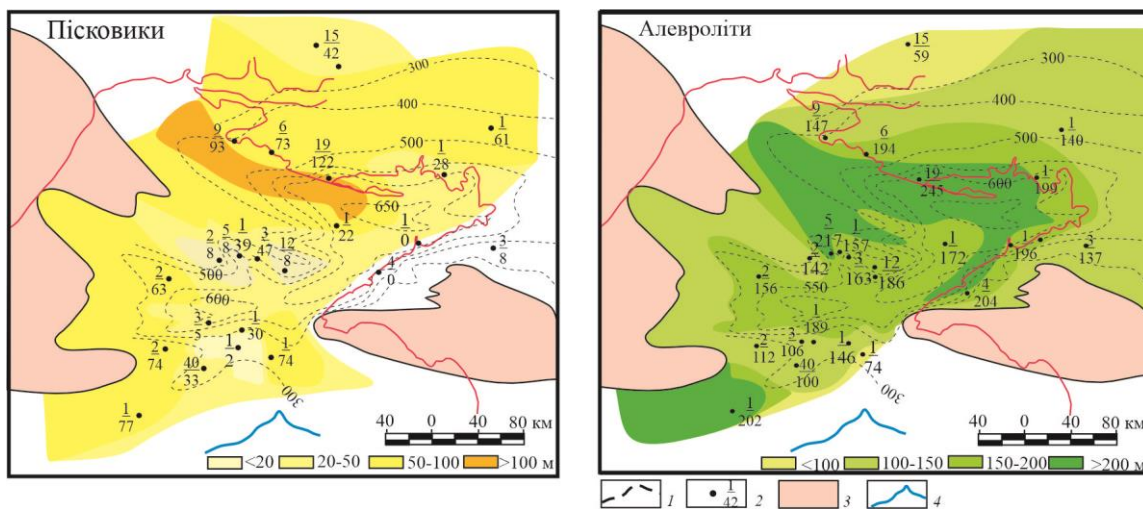


Рис. 2.5. Схеми літофацій середньомайкопської товщі:

1 – ізопахіти середньомайкопської товщі; 2 – свердловина та сумарна товщина пісковиків чи алевролітів, м; 3 – відклади відсутні; 4 – сучасна брівка шельфу

Дещо інші ознаки поширення алевролітів. Насамперед це пов'язано з ширшим їхнім розвитком, що проявляється і в підвищених сумарних товщинах,

які досягають 200–350 м (див. рис. 2.5). По-друге, ці утворення формують майже єдиний ареал, який охоплює осьові зони Михайлівської та Таврійської западин – депоцентри седиментаційного басейну.

Усереднений склад середньомайкопської товщі Причорноморсько-Кримського осадово-породного басейну такий: вміст пісковиків у розрізах коливається від 0 до 26 % (середнє значення 9 %); алевролітів – від 27 до 43 % (33 %); глин (аргілітів) – від 28 до 75 % (58 %) (табл. 2.2).

Таблиця 2.2

Товщина, вміст пісковиків та алевролітів у розрізах середнього майкопу

Свердловина	Загальна товщина, м	Пісковики		Алевроліти	
		товщина, м	%	товщина, м	%
Каркінітська-1	640	21,8	3,4	172	26,9
Голицина-1	480	38,9	8,1	157	32,8
Голицина-2	400	8,0	2,0	142	35,5
Голицина-3	540	47,0	8,7	163	30,3
Голицина-5	540	8,3	1,5	217	40,2
Тетянівська-3	340	8,5	2,5	137	40,3
Штормова-3	300	4,8	1,6	106	35,2
Шмідта-12	500	8,5	1,7	186	37,1
Флангова-2	500	62,5	12,5	156	31,1
Каїркінська-1	520	60,8	11,7	140	26,9
Гамбурцева-2	200	74,0	26,4	112	40,0
Борисівська-1	620	0	0	196	31,6
Архангельського-1	520	29,6	5,7	189	36,3
Таврійська-1	620	27,9	4,5	199	32,1
Десантна-1	140	77,0	16,0	202	42,0
Центральна-1	380	74,1	19,5	74,0	19,4
Міжводненська-4	540	0	0	204	37,8
Кримська-1	380	2,0	0,5	146	38,5
Тендрівська-19	620	122,1	19,7	245	39,5
Таврійська-б	440	73,3	14,1	194	37,3
Таврійська-9	400	92,5	18,5	147	29,5
Сельського-40	340	33,3	9,8	100	29,3
Вел. Клинівська-24	480	51,2	8,4	262	43,0
Шмідта-6	500	11,5	22,3	176	35,1
Херсонська-15	200	42,0	21,0	59	29,5

Мінералого-петрографічна характеристика. У розрізі середнього майкопу домінують слабкокарбонатні *аргіліти*. Породи зеленкувато-бурі або

темно-сірі до чорного, з алеврито-пелітовою структурою, масивною, лінзоподібно-шаруватою текстурою (рис. 2.6) через нерівномірно розподілений уламковий матеріал (лінзи та прошарки до 2–3 мм алевриту), породи місцями сильно перем'яті.

Основна маса породи тонкодисперсна, гідролюдистого складу (рис. 2.7, 2.8) з домішкою пелітоморфного карбонату.

Кластичний матеріал (5–25 до 35–40 %) представлений кутастими та напівобкатаними, іноді тріщинуватими зернами кварцу (0,04–0,1 мм, зрідка до 0,5–0,2 мм). У підпорядкованій кількості наявні польові шпати (плагіоклаз, мікроклін), луски мусковіту, хлорит, уламки кременистих та ефузивних порід.

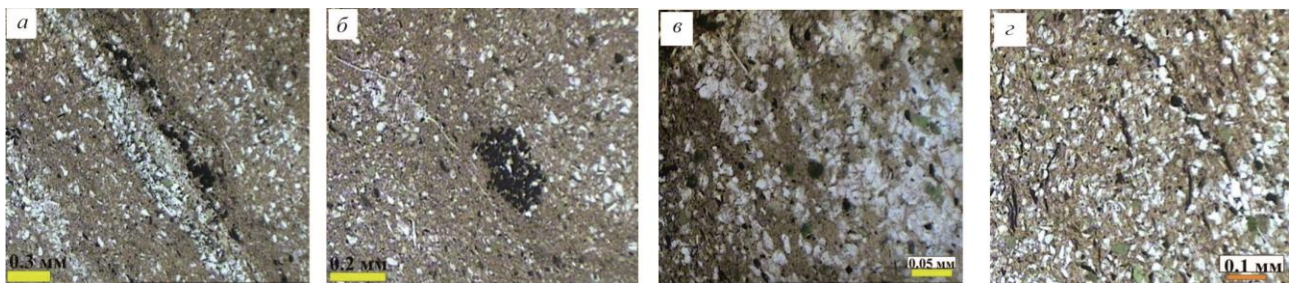


Рис. 2.6. Структурно-речовинні особливості аргілітів середнього майкопу

a, б – аргіліт: лінза алевриту з прожилком піриту (*a*); стяжіння піриту (*б*), св. Голицина-1, інт. 620–625 м, ніколі II; *в* – аргіліт із гніздоподібними (лінзоподібними) скупченнями алевритового матеріалу (до 12 %), св. Голицина-1, інт. 585–590 м, ніколі X; *г* – аргіліт алевритистий з фрагментами вуглефікованого рослинного детриту, св. Голицина-25, інт. 704–714 м, ніколі II

У породах постійно трапляється глауконіт (4–10 %), світло-зелені овальні стяжіння якого розміром 0,12–0,5 мм рівномірно розподілені по породі. Зрідка спостерігаються порожнини, виповнені жовтими фосфатами, та поодинокі дрібні зерна сидериту, вміст якого прошарками зростає до 10–15 %. Акцесорні мінерали – епідот, цоїзит, циркон, турмалін, рутил, гранат та лейкоксен. Із рудних – у вигляді тонкодисперсних зерен та лінзоподібних скупчень (1,2x0,12 мм) присутній пірит (до 10 %) (див. рис. 2.6).

Спорадично спостерігаються фрагменти черепашок форамініфер з порожнинами виповненими кальцитом. Майже повсюдно наявні рештки вуглефікованого рослинного детриту (див. рис. 2.6).

Алеврити піскуваті та пісковики у вивчених розрізах – це переважно прошарки завтовшки 0,3–1,0 м серед глинистих нашарувань. Породи зеленувато-сірі, світло-сірі, псамо-алевритової структури, масивної, лінзоподібно-шаруватої, рідше горизонтально шаруватої текстури, зумовленої нерівномірним розподілом глинистого матеріалу.

Кластичний матеріал (70–75 %) порівняно добре відсортований та більш-менш рівномірно розподілений, алевритові зерна кутастої та необкатаної форми, а псамітові – кутасто-обкатані, інколи зі звивистими (бухтоподібними) контурами. Він представлений зернами кварцу, у підпорядкованих кількостях присутні таблички польових шпатів, луски мусковіту, рідко спостерігаються уламки кременистих порід. Зерна кварцу переважно безколірні, переважає розмір 0,06–0,6 мм, лише поодинокі – досягають 0,16 мм. Польові шпати представлені плагіоклазами з тонкими двійниками.

Ізометричні зерна глауконіту (4–5 %) розподілені в породах рівномірно. Рудні мінерали представлені ільменітом, неправильної форми зернами лейкоксену та піритом, який простежується у вигляді окремих зерен та їхніх скупчень.

Цемент (до 25–30 %) глинистий, гідрослюдистого (рис. 2.7), іноді карбонатно-гідрослюдистого складу. Тип цементу поровий, ділянками контактний.

У розрізах часто спостерігаються породи змішаного типу – аргіліти алеврито-псамітові або псамо-алевритові. Вміст кластичних зерен в основній глинистій (гідрослюдистій) масі варіює від 4 до 40 % (у середньому 25–30 %). Розміри зерен змінюються від 0,02 до 0,4 мм при домінуванні двох фракцій: приблизно 0,08 та 0,2 мм.

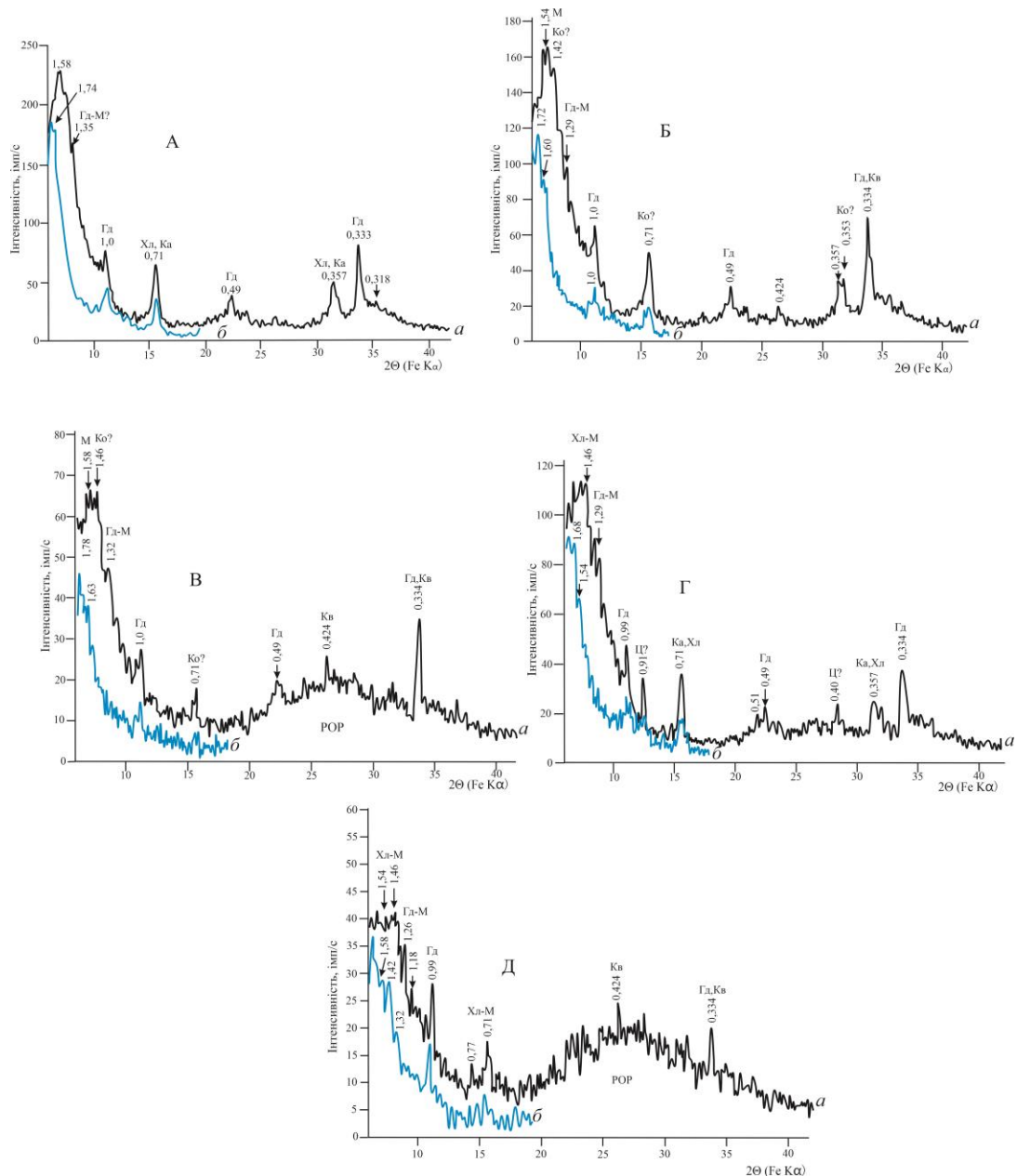


Рис. 2.7. Дифрактограми пелітових фракцій глинистих порід

a – вихідний орієнтований препарат; *б* – насичений етиленгліколем. М – монтморилоніт; Хл – хлорит; Ка – каолініт; Гд – гідрослюда; Гд-М – змішаношаруваті утворення (гідрослюда-монтморилоніт); Ко – коренсит, або набухаючий хлорит; Хл-М – хлорит-монтморилоніт; Кв – кварц; РОР – розсіяна органічна речовина; Ц – цеоліт. А – аргіліт, св. Кримська-3, інт. 866–881 м; Б – аргіліт, св. Кримська-3, інт. 801–911 м; В – глина, св. Сельського-40, інт. 1056–1060 м; Г – глина, св. Одеська-4, інт. 766–773 м; Д – глина, св. Архангельського-11, інт. 879–889 м

Лише в поодиноких випадках досліджені псамітові породи (рис. 2.8) представлені кварцовими різнозернистими пісковиками. Розміри переважно

добре обкатаних зерен становлять 0,12–0,6 мм при домінуванні фракції приблизно 0,25 мм (рис. 2.9). У породах розвинений базальний пойкилітовий карбонатний (18–23 %) та місцями ізотропний кременистий (до 10 %) цемент.

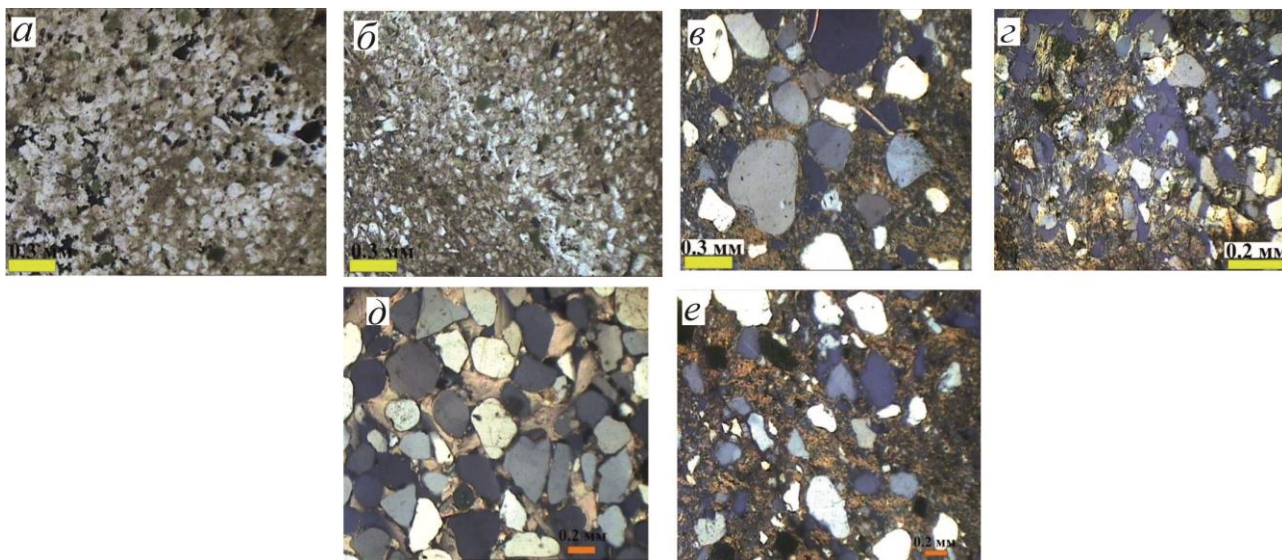


Рис. 2.8. Структурно-речовинні особливості алевролітів та пісковиків середнього майкопу

a, б – алевроліт (із включеннями глауконіту та бітумів), св. Голицина-1, інт. 590–594 м, ніколі Х; *в, г* – пісковик алевритистий з тонкими мікротріщинами та навколзерновими каналами, св. Голицина-2, інт. 485–494 м, ніколі Х; *д* – пісковик із пойкилітовим кальцитовим цементом, св. Таврійська-9, інт. 750–751 м, ніколі Х; *е* – аргіліт алеврито-псамітовий, св. Шмідта-25, інт. 654–661 м, ніколі Х

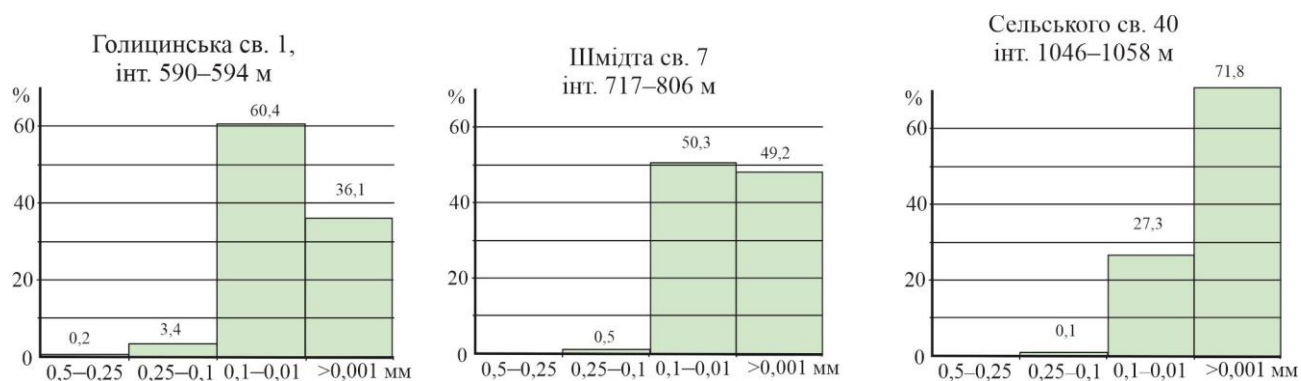


Рис. 2.9. Усереднений гранулометричний склад піщано-алевролітових порід середньомайкопських відкладів

2.1.3. Верхній майкоп

Літофації та типи розрізу. Відклади верхнього майкопу Причорноморсько-Кримського осадово-породного басейну пов'язані поступовими переходами з теригенними глинистими утвореннями середнього майкопу та перекриваються з стратиграфічною незгідністю карбонатними породами тортону. Особливості варіацій товщин свідчать, що відклади верхнього майкопу значно відрізняються від нижньо- та середньомайкопських (рис. 2.10). Насамперед це пов'язане зі значним скороченням площі їх поширення, яке підкреслює і зміна характеру просторово-вікового поширення піщаних та алевролітових утворень (рис. 2.11, 2.12).

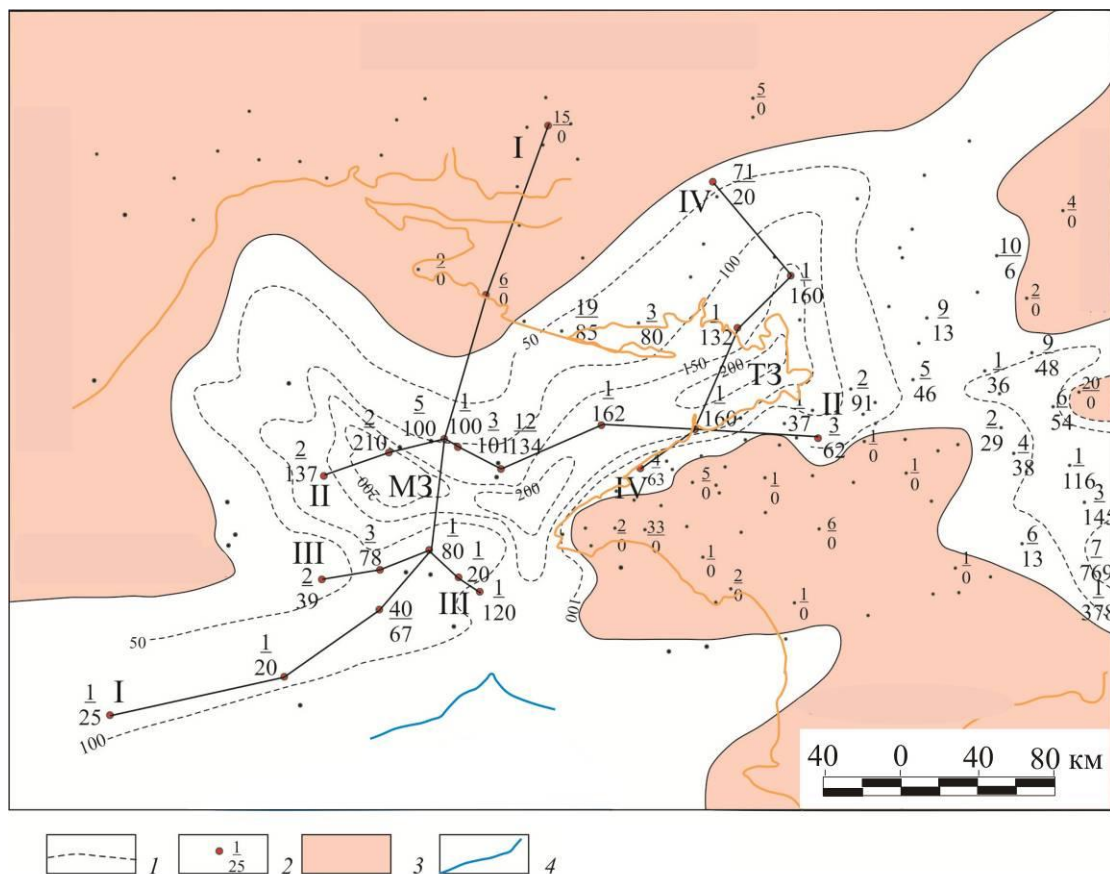


Рис. 2.10. Карти товщин верхнього майкопу:

1 – ізопахіти; 2 – свердловина та товщина товщі; 3 – відклади відсутні; 4 – сучасна брівка шельфу. Депоцентри: МЗ – Михайлівський; ТЗ – Таврійський. I–I, II–II, III–III, IV–IV – літологічні перетини

У межах прогину виокремлюються два депоцентри (Михайлівський та Таврійський) з максимальними товщинами верхнього майкопу, які перевищують 200 м (див. рис. 2.10).

Сумарна товщина пісковиків у розрізі коливається від 4 до 54 м (4–41 %) (див. рис. 2.12, табл. 2.3). При цьому локалізовано два сильно видовжені ареали субширотного простягання.

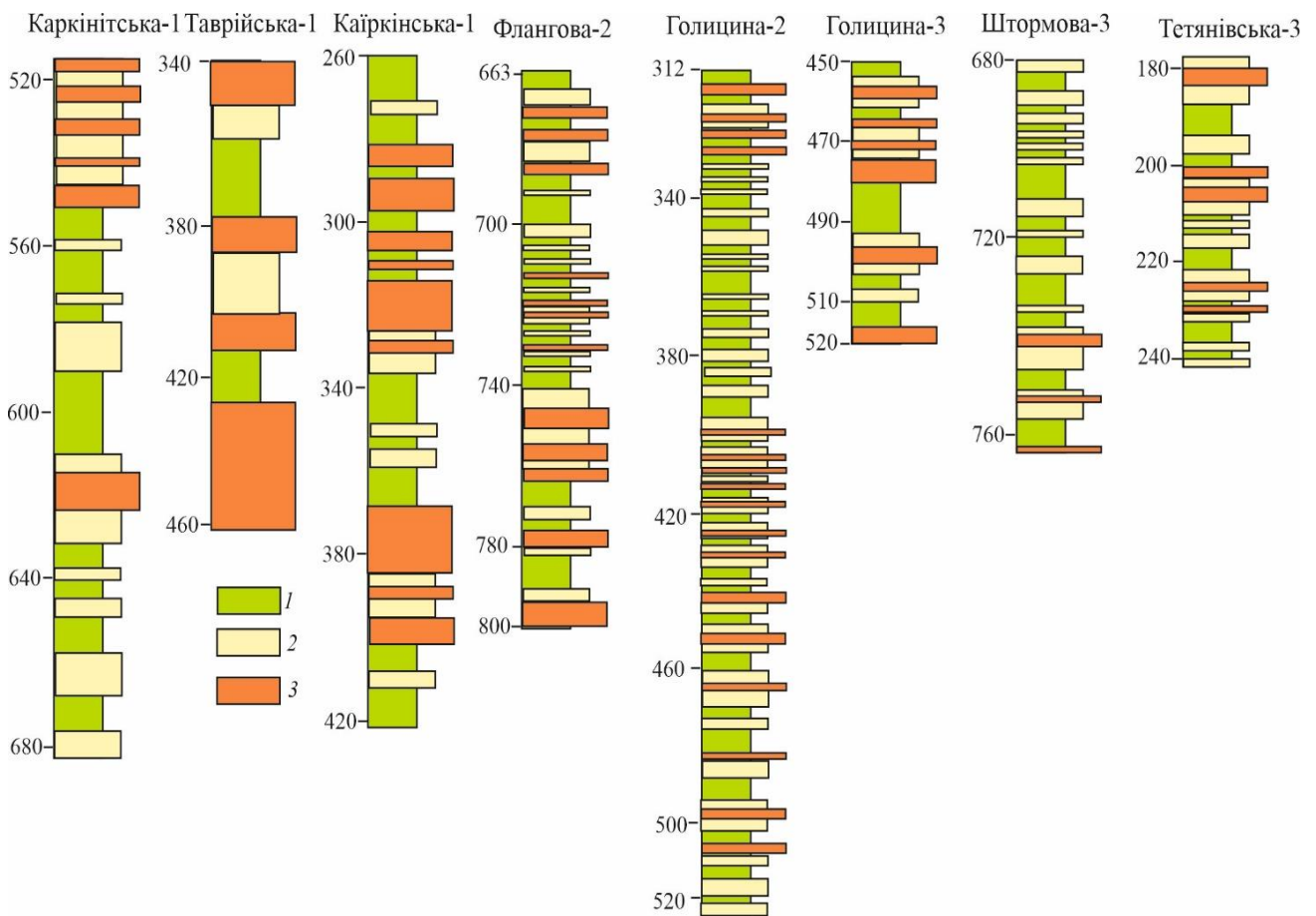


Рис. 2.11. Літологічні розрізи верхньомайкопської товщі:

1 – аргіліти; 2 – алевроліти; 3 – пісковики

На відміну від пісковиків, алевроліти мають майже регіональне поширення, а їхня сумарна товщина становить 5–79 м, або 15–46 % розрізу. Розвиток алевролітів значно зменшується в склепінних зонах та на схилах конседиментаційних піднятих (див. рис. 2.12).

Таблиця 2.3

Товщина і вміст пісковиків та алевролітів у розрізі
верхнього майкопу

Свердловина	Загальна товщина, м	Пісковики		Алевроліти	
		товщина, м	%	товщина, м	%
Каркінітська-1	162	31	18	58	30
Голицина-1	100	13	13	40	40
Голицина-2	210	28	13	79	37
Голицина-3	101	19	20	17	18
Голицина-5	100	4	4	32	32
Тетянівська-3	62	11	17	23	35
Штормова-3	78	4	5	28	35
Шмідта-12	134	15	11	61	46
Олімпійська-400	25	7	28	10	40
Флангова-2	137	31	22	43	31
Каїркінська-1	160	58	36	26	16
Гамбурцева-2	39	0	0	22	56
Борисівська-1	160	35	21	25	15
Архангельського-1	80	7	8	23	28
Таврійська-1	132	54	41	24	18
Десантна-1	20	6	30	5	28
Центральна-1	120	16	13	44	36
Міжводненська-4	63	18	28	29	46
Сельського-40	67	9	15	22	34

Мінералого-петрографічна характеристика. За літологічним складом розріз верхньомайкопської товщі подібний до нижньо-середньомайкопського. Його основу складають глинисті різновиди, різні за вмістом алеврито-псамітового та карбонатного компонентів. У нижніх та верхніх частинах розрізу простежуються горизонти алевролітових та піщаних різновидів, значення яких зростає при наближенні до джерел зносу уламкового матеріалу або в межах певних морфологічних форм.

Мінералого-петрографічні особливості порід верхньомайкопської товщі регіону вивчені в межах північно-східних (Північне Причорномор'я) та центральних (структури Голиціна, Іллічівська) районів регіону.

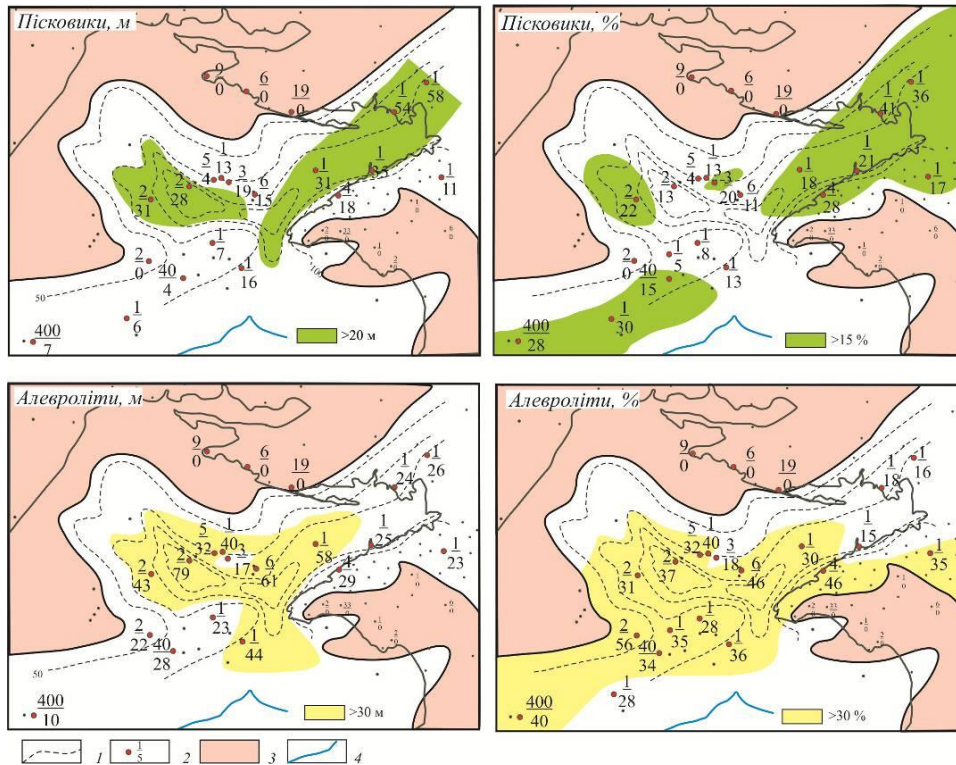


Рис. 2.12. Карти літофацій верхньомайкопської товщі:

1 – ізопахіти верхньомайкопської товщі; 2 – свердловина та сумарна товщина пісковиків чи алевролітів; 3 – відклади відсутні; 4 – сучасна брівка шельфу

Аргіліти (глини) у розрізі товщі формують як тонкі (0,2–0,3 м) прошарки, так і монолітні (понад 10 м) пачки. Породи темно-сірі та сірі, із зеленкуватим відтінком, алевритисті, слабо- (до 9 %) або невапнисті, із плямистою, шаруватою або масивною мікротекстурою, зумовленою нерівномірним розподілом кластичного матеріалу (рис. 2.13, а, б).

Уламковий матеріал, вміст якого в породах варіює від перших відсотків до 50 %, алеврито-псамітової розмірності (від 0,04 до 0,5 мм), розподілений дуже нерівномірно у вигляді прошарків, безформних скупчень, лінз. Він представлений переважно обкатаними та необкатаними зернами кварцу, поодинокими зернами польових шпатів та лусками мусковіту. Характерна

наявність світло-зелених розтрісканих стяжінь глауконіту (до 10 %), розміром від 0,1 до 0,5 мм (див. рис. 2.13, *в*). Також спостерігаються поодинокі стяжіння піриту (див. рис. 2.13, *з*).

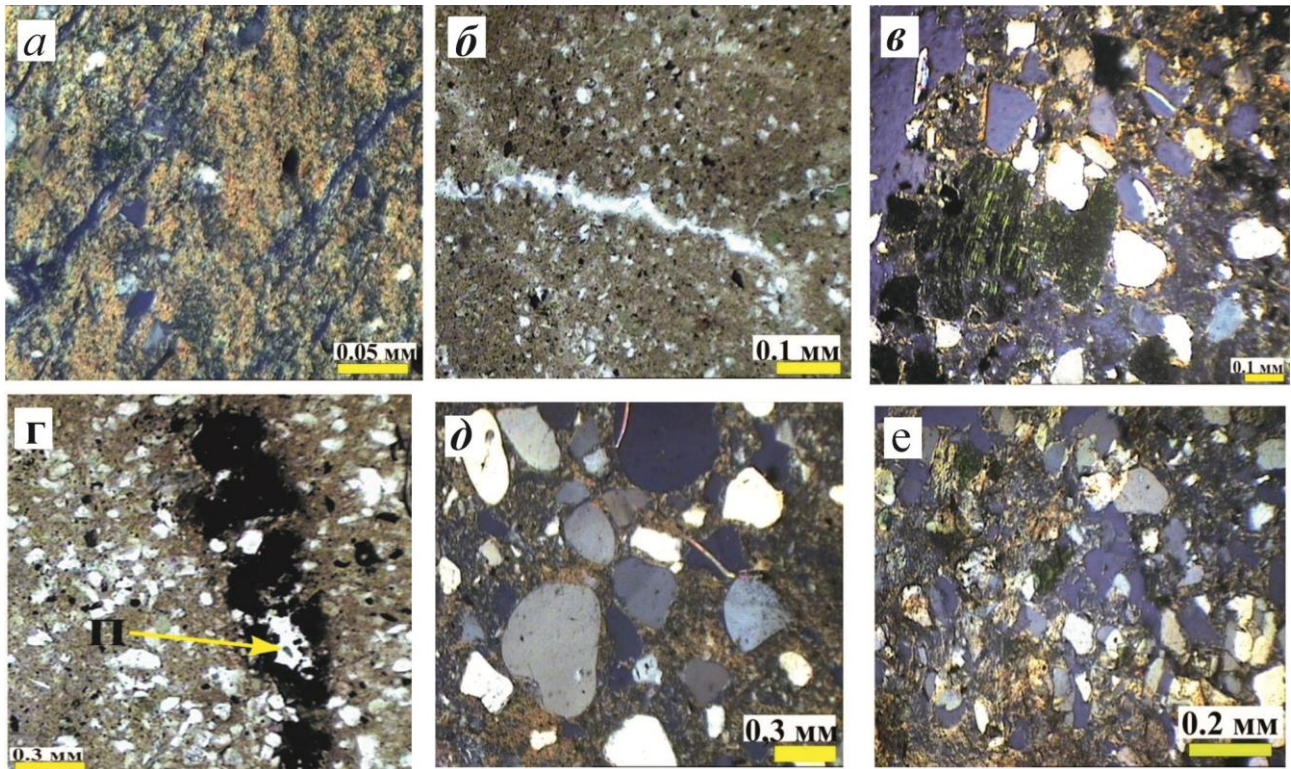


Рис. 2.13. Структурно-речовинні особливості верхньомайкопських порід:

a – аргіліт алевритистий з оптично орієнтованою мікротекстурою та серією мікротріщин, св. Голицина-6, інт. 420–427 м, ніколі X; *б* – аргіліт алевритистий з розсіяною піритизацією, св. Голицина-2, інт. 458–463 м, ніколі II; *в* – аргіліт піскувато-алевритовий з глауконітом, св. Голицина-2, інт. 494–503 м, ніколі X; *з* – аргіліт алевритистий із зоною піритизації, усередині якої є порожнини (П), св. Голицина-2, інт. 463–471 м, ніколі II; *д* – пісковик алевритистий з глинистим цементом базального типу, св. Голицина-2, інт. 485–494 м, ніколі X; *е* – пісковик алевритистий з тонкими мікротріщинами, св. Голицина-2, інт. 485–494 м, ніколі X

Пісковики та алевроліти верхньомайкопської товщі північних теренів регіону макроскопічно зеленкувато-сірого та сірого, прошарками темно-сірого та чорного кольору, місцями сильно глинисті, переважно дрібнозернисті, рідше середньо-грубозернисті, некарбонатні. Текстура масивна, структура лінзоподібно-плямувата, лінзоподібна, зумовлена нерівномірним розподілом глинистого матеріалу (див. рис. 2.13, *в*, *д*, *е*).

Кластичний матеріал (60–75 %) розміром 0,1–0,6 мм, рідко 1,0 мм, обкатаний та напівобкатаний, розподілений нерівномірно. Він представлений зернами кварцу (понад 80 %), калієвих польових шпатів (до 15 %), уламками кременистих порід, слюдистих та слюдисто-хлоритових сланців, лусками слюд (мусковіт, рідко біотит).

Зерна аутигенного глауконіту (приблизно 10 %) (див. рис. 2.13, в) світло-зеленого кольору, розміром 0,1–0,5 мм, лапатої ізометричної форми, часто тріщинуваті. Наявна значна домішка акцесорних мінералів, серед яких визначені зерна турмаліну, гранату, епідоту, сфену, ставроліту тощо.

Рудні мінерали представлені піритом (поодинокі дрібні кристали та їхні скупчення), гематитом. Присутні зерна лейкоксену та фосфатних мінералів.

Цемент (35–40 %) гідрослюдистого та хлорит-гідрослюдистого складу з незначною домішкою карбонатного матеріалу (сидериту), базального та контактово-порового типу.

2.2. АЗОВО-ЧОРНОМОРСЬКИЙ ОСАДОВО-ПОРОДНИЙ БАСЕЙН

2.2.1. Нижній майкоп

Нижньомайкопські відклади в межах Азово-Чорноморського регіону мають значне просторове поширення і відсутні тільки локальними ділянками на теренах Східноєвропейської платформи, мегантиклінорію Гірського Криму та осьової зони Центральноазовського підняття. Водночас повнота розрізу товщі та її потужність характеризуються значними просторовими варіаціями. Найбільш повні розрізи майкопу з максимальною товщиною (понад 1500 м) розкриті на теренах Керченського півострова (св. Булганацька-1, Горностаївська-3, Слюсарівська-1, Поворотна-1 та ін.). Не менш потужні та повні розрізи майкопу розкриті в південно-східних районах Рівнинного Криму. Тут товщина відкладів становить 1000 і більше метрів. Натомість у межах східних районів Рівнинного Криму та Присивашся, центральних шельфових районів Азовського моря (Центральноазовське підняття) розкриті скорочені розрізи нижнього майкопу, товщина яких коливається від 200–300 м (Присивашся) до 400–500 м (східні терени Рівнинного Криму).

Нижньомайкопські утворення залягають зазвичай незгідно на карбонатних відкладах пізнього еоцену, а перекриваються без видимого перериву середньомайкопськими нашаруваннями. Обидві границі доволі чіткі і відбиваються як за геофізичними, так і літологічними та палеонтологічними ознаками. За палеонтологічними даними в складі нижньомайкопської товщі визначаються нижньо- та верхньопланорбеловий підгоризонти й остракодовий горизонт (Вернигорова, Рябоконт, 2018; Гожик та ін., 2006).

Літофації та типи розрізів нижньомайкопських відкладів

За характером просторового розподілу товщин нижньомайкопських відкладів в Азово-Чорноморському регіоні виокремлюється низка депресій (Багерівська, Південнокерченська, Азовська, Індольська, Казантипська, Приморська) та піднять (Краснокутсько-Багерівсько-Таманське, Мошкарівсько-Фонтанівсько-Горностаївське). Найбільш повні розрізи (товщина понад 1800 м)

розкриті на теренах Керченського півострова. У передгірських районах Криму та Кавказу товщина відкладів не перевищує 200–300 м (рис. 2.14).

Значні за площею розвитку *Багерівський* та *Південнокерченський* *депоцентри* ранньоолігоценового седиментаційного басейну, з ізопахітами понад 1600 м, локалізовані в східних районах вивченого регіону і в тектонічному відношенні охоплюють центральні ділянки Індоло-Кубанського прогину та Південнокерченський прогин відповідно.

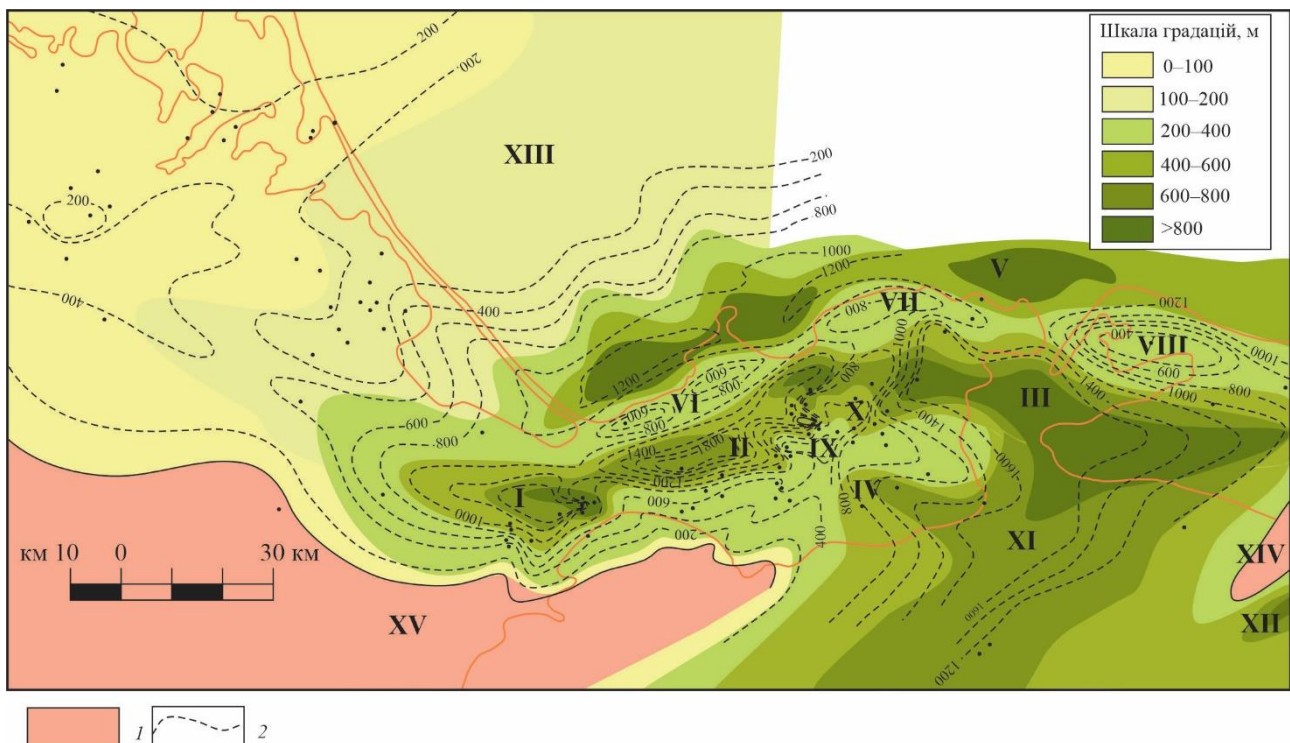


Рис. 2.14. Схема товщин та літофацій нижнього майкопу

Азово-Чорноморського осадово-породного басейну:

1 – відклади відсутні; 2 – ізопахіти нижньоолігоценової товщі. Шкала градацій (м) – ізопахіти алевроліто-піщаних утворень.

Індоло-Кубанський прогин, депресії: I – Індольська, II – Казантипська, III – Багерівська, IV – Приморська, V – Азовська; підняття: VI – Краснокутське, VII – Багерівське, VIII – Таманське, IX – Фонтанівське, X – Горностаївське. XI – Південнокерченський прогин; XII – Туапсинський трог. Підняття: XIII – Середньоазовське, XIV – Кавказьке (Анапське), XV – Гірськокримське

Це фактично єдиний у морфологічному відношенні депоцентр субмеридіонального простягання, «лапатої» форми, з пологим західним та більш крутим східним бортами. Із заходу, сходу та півночі він обмежений підняттями:

Гірськокримським, Кавказьким (Анапським), Таманським та Багерівським, а на півдні – трансформується у вузький трог Сорокіна.

Значно менший за площею, але подібний за товщинами до нижньомайкопської товщі (понад 1800 м) *Казантипський депоцентр*, локалізований у центральних районах регіону (див. рис. 2.14). Це сильно видовжена субширотного простягання структура з пологим північним та більш крутим південним бортами, що розташована між Краснокутським та Фонтанівсько-Горностаївським підняттями. Західна центрикліналь депресії через сідловину з'єднується з *Індольським депоцентром*, майже ізометричною в плані та різко асиметричною в розрізі структурою з пологим північним і крутим південним бортами та товщинами нижньомайкопських відкладів понад 1800 м. Депресія з півночі та півдня обмежена Краснокутським та Гірськокримським підняттями.

Локалізовані в межах басейну підняття (Краснокутське, Багерівське, Таманське та Фонтанівсько-Горностаївське) обмежені ізопахітами 600–1000 м. У морфологічному відношенні це сильно видовжені в плані форми субширотного простягання, асиметричні в розрізі, з крутими північними та пологими південними схилами. Вони розмежовані вузькими сідловинами, що оконтурені ізопахітою 1000 м.

Товщина стратиграфічних підрозділів нижньоолігоценових відкладів закономірно зростає від 400 м (нижньопланорбеловий підгоризонт) до 700 м (остракодовий горизонт) в Індольській депресії та від 600 до 900 м відповідно – у Багерівській.

За літологічним складом розріз нижньомайкопської товщі Азово-Чорноморського регіону доволі одноманітний і характеризується домінуванням глинистих теригенних різновидів (45–60 % розрізу), що різняться вмістом алевро-псамітової компоненти (табл. 2.4). Прошарки кластичних літотипів (пісковики 4–12 %, алевроліти 33–47 %), завтовшки 0,1–5,0 м, майже рівномірно розподілені по всьому розрізі, місцями концентруючись у його нижніх, середніх

та верхніх частинах. Встановлено відчутну глинизацію товщі в межах склепінних зон локальних піднятів, спричинену конседиментаційним розвитком останніх, і рівномірний розподіл кластогенів – в осьових зонах депоцентрів. Значні за товщинами (до 40–70 м) пласти пісковиків простежуються в розрізах, локалізованих у північних та східних районах Рівнинного Криму і Північного Причорномор'я (Стрількова, Генічеська та інші площі).

Таблиця 2.4

Товщина, вміст пісковиків, алевролітів, аргілітів та літофаціальна приналежність нижньомайкопських відкладів

Депресії/ підняття	Свердловина	Товщина, м	Піско- вики, %	Алевро- літи, %	Аргілі- ти, %	Вік	Фації, №
Індольська	Індольська-732	74	5	29	66	ost	11
		218	2	34	64	pl ₂	11
		113	1	15	84	pl ₁	9
	Індольська-756	88	12	17	71	ost	11
		237	5	16	79	pl ₂	9
		99	1	14	85	pl ₁	9
	Індольська-762	125	10	19	71	ost	11
		241	2	11	87	pl ₂	9
		100	5	16	79	pl ₁	9
	Північно- владиславівська-1	772	4	31	65	ost	11
		648	9	35	56	pl ₂	11
		80	25	33	42	pl ₁	16
	Колодезна-1	543	11	46	43	ost	11
	Коломенська-1	380	12	27	61	ost	11

Продовження табл. 2.4

Депресії/ Підняття	Свердловина	Товщи- на, м	Піскови- ки, %	Алевро- літи, %	Аргіліти, %	Вік	Фації, №
Казантипська	Красногірська-1	900	6	44	50	ost	11
		660	14	54	32	pl ₁₊₂	8
	Слюсарівська-2	670	6	39	55	ost	11
		260	3	35	62	pl ₂	11
		311	17	41	42	pl ₁	14
	Уварівська-1	1088	7	45	48	ost	14
		320	7	37	56	pl ₂	11
505		8	40	52	pl ₁	11	
Багерівське	Бондаренківська-1	880	7	41	51	ost	11
		300	9	39	52	pl ₂	11
		380	10	45	45	pl ₁	14
	Булганацька-1	490	3	32	65	ost	11
		300	5	36	59	pl ₂	11
		600	5	38	57	pl ₁	11
Багерівська	Малобабчинська-1	909	5	41	54	ost	11
		320	2	42	56	pl ₂	11
		558	4	29	67	pl ₁	11
	Придорожна-1	869	10	42	48	ost	14
		750	11	39	50	pl ₁₊₂	14
Горностаївське	Горностаївська-4	480	9	40	51	ost	11
		220	20	35	45	pl ₁₊₂	14
	Горностаївська-6	400	11	38	51	ost	11
		160	1	21	78	pl ₂	9
		141	25	40	35	pl ₁	13
Ортаелінська-1	460	4	35	61	ost	11	
Фонтанівське	Фонтанівська-1	342	18	38	44	ost	14
		159	8	42	50	pl ₂	14
		69	13	42	45	pl ₁	14
	Фонтанівська-5	402	11	44	45	ost	14
		199	11	43	45	pl ₂	14
		240	16	42	40	pl ₁	14

Продовження табл. 2.4

Депресії/ Підняття	Свердловина	Товщи- на, м	Піскові- ки, %	Алевро- літи, %	Аргіліти, %	Вік	Фації, №
Приморська	Дубровська-1	595	14	43	43	ost	14
		300	9	31	60	pl ₂	11
		371	13	51	36	pl ₁	8
	Коренківська-1	420	4	34	62	ost	11
		1049	6	34	60	pl ₂	11
	Краснопольська-14	457	6	44	50	ost	11
		279	14	51	37	pl ₂	8
			14	56	30	pl ₁	8
	Куйбишівська-16	352	8	41	51	ost	11
		264	1	39	60	pl ₂	11
		188	6	44	50	pl ₁	14
	Мар'ївська-1	460	5	35	60	ost	11
		540	7	37	56	pl ₁₊₂	11
	Марфівська-1	345	5	35	60	ost	11
		360	7	39	54	pl ₂	11
			3	29	68	pl ₁	11
	Мошкарівська-112	345	8	40	52	ost	11
		163	8	40	52	pl ₁₊₂	11
	Північно-селезнівська-3	420	5	43	52	ost	11
		560	10	42	48	pl ₂	14
		180	7	43	50	pl ₁	14
Південно-керченський прогин	Субботіна-403	300?	4	38	58	ost	11
		400?	10	41	49	pl ₂	14
		404?	13	38	49	pl ₁	14

За сумарним вмістом алевроліто-піщаних горизонтів нижньомайкопської товщі регіону фіксується декілька ареалів їхнього значного поширення (див. рис. 2.14), які тяжіють до осьових зон та південних бортів депоцентрів. Максимальний розвиток теригенних кластогенів спостерігається у відкладах нижньопланорбелового підгоризонту.

Усереднений склад нижньомайкопської товщі досліджуваного регіону такий: вміст псамітів у розрізі коливається від 5 до 29 % (середнє 9 %); алевролітів – від 27 до 50 % (41 %); аргілітів – від 35 до 68 % (50 %) (див. табл. 2.4).

Літологічна серія	Літологічний комплекс	Межі вмісту порід, %			№
		Пісковики	Алевроліти	Аргіліти	
Псамітова	Псамітовий	75–100	0–25	0–25	1
	Псамітовий з прошарками алевролітів та аргілітів	50–75	0–25	0–25	2
	Алевроліто-аргіліто-псамітовий	50–75	0–25	25–50	3
	Аргіліто-алевроліто-псамітовий	50–75	25–50	0–25	4
Алевролітова	Алевролітовий	0–25	75–100	0–25	5
	Алевролітовий з прошарками аргілітів та псамітів	0–25	50–75	0–25	6
	Псаміто-аргіліто-алевролітовий	25–50	50–75	0–25	7
	Аргіліто-псаміто-алевролітовий	0–25	50–75	25–50	8
Аргілітова	Аргілітовий	0–25	0–25	75–100	9
	Аргілітовий з прошарками алевролітів та псамітів	0–25	0–25	50–75	10
	Псаміто-алевроліто-аргілітовий	0–25	25–50	50–75	11
	Алевроліто-псаміто-аргілітовий	25–50	0–25	50–75	12
Псаміто-алевроліто-аргілітова	Переважаю алевроліто-псамітовий	25–50	25–50	0–25	13
	Переважаю алевроліто-аргілітовий	0–25	25–50	25–50	14
	Переважаю аргіліто-псамітовий	25–50	0–25	25–50	15
	Змішаний теригенний (у рівних процентних співвідношеннях)	25–50	25–50	25–50	16

Рис. 2.15. Типізація серій та комплексів літофацій (Киселев, Кульчицкий, 1983)

Нижньопланорбелові

відклади. Нижньопланорбелові утворення майкопської товщі Азово-Чорноморського регіону залягають з кутовою незгідністю на верхньоеоценових відкладах, границя з якими добре

визначається за результатами інтерпретації комплексу ГДС, натомість із верхньопланорбеловими, що залягають вище, пов'язані поступовими переходами. У літологічному складі нижньопланорбелової товщі регіону домінують глинисті літотипи (від 34 до 71 % розрізу, середнє 49 %) (рис. 2.16, див. табл. 2.4). Прошарки кластогенів (0,2–10,0 м) більш-менш рівномірно розподілені в розрізі товщі і їхня роль зростає при наближенні до ймовірних джерел скидання та на схилах конседиментаційних піднятів: вміст псамітів у розрізі коливається від 3 до 27 % (середнє 10 %); алевролітів – від 27 до 57 % (41 %).

За характером просторового розвитку товщоформувальних компонентів виокремлено шість літологічних комплексів із трьох серій, серед яких найбільш поширеною є змішана псаміто-алевроліто-аргілітова (див. рис. 2.16, див. табл. 2.4).

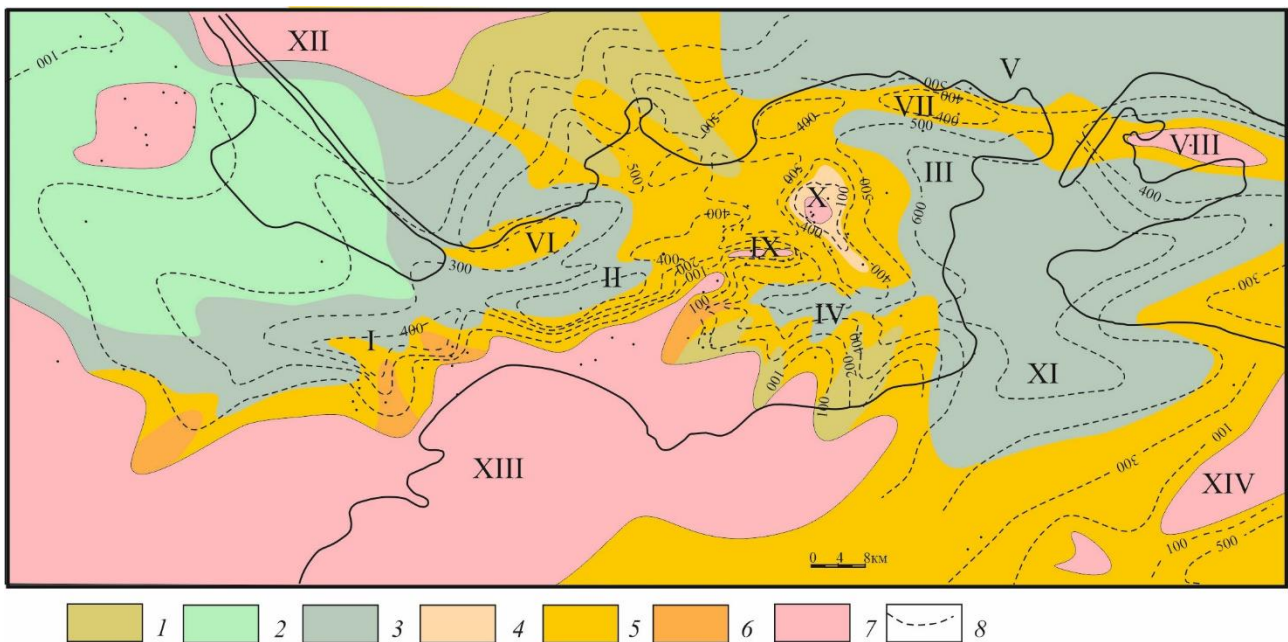


Рис. 2.16. Схеми товщин та літофацій нижньопланорбелового підгоризнту Азово-Чорноморського осадово-порідного басейну:

Індоло-Кубанський прогин, депресії: I – Індольська, II – Казантипська, III – Багерівська, IV – Приморська, V – Азовська; підняття: VI – Краснокутське, VII – Багерівське, VIII – Таманське, IX – Фонтанівське, X – Горностаївське. XI – Південнокерченський прогин; підняття: XII – Середньоазовське, XIII – Гірськокримське, XIV – Кавказьке (Анапське).

Літологічні серії та комплекси: *алевролітова*: 1 – аргіліто-псаміто-алевролітовий (пісковики 25–50 %, алевроліти 50–75 %, аргіліти 0–25 %); *аргілітова*: 2 – аргілітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 0–25 %, аргіліти 75–100 %); 3 – псаміто-алевроліто-аргілітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 50–75 %); *змішана псаміто-алевроліто-аргілітова*: 4 – переважно алевроліто-псамітовий (пісковики 25–50 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 0–25 %), 5 – переважно аргіліто-алевролітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 25–50 %), 6 – змішаний теригенний (у рівних співвідношеннях усі три компоненти: пісковики 25–50 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 25–50 %); 7 – відклади відсутні; 8 – ізопахіти

Алевролітова серія локалізована в західній частині досліджуваної території на схилах Гірськокримської складчасто-насувної споруди і представлена аргіліто-псаміто-алевролітовим (пісковики 0–25 %, алевроліти 50–75 %, аргіліти 25–50 %) комплексом, який формує три поля «язикоподібної» форми з субширотним простяганням завтовшки від декількох до 400 м.

Розвиток утворень цього комплексу прогнозується і в північних районах регіону, де на південних схилах Середньоазовського підняття вони формують два доволі значні за площею тіла, завтовшки від декількох до понад 500 м.

У східному напрямку комплекс заміщується відкладами переважно аргіліто-алевролітового (пісковики 0–25 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 25–50 %) або змішаного теригенного (пісковики 25–50 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 25–50 %) комплексу *змішаної псаміто-алевроліто-аргілітової серії*. Ареали розвитку останніх тяжіють переважно до схилів конседиментаційних піднятів, де товщина відкладів варіює від перших до понад 500 м. Змішаний теригенний (літотипи в рівних співвідношеннях) комплекс має незначне поширення. Невелике за площею поле їхнього розвитку локалізоване в межах Вулканівської та Північновладиславівської площ.

Усі ці комплекси в депресійних ділянках басейну заміщуються відкладами аргілітового з прошарками пісковиків та алевролітів (пісковики 0–25 %, алевроліти 0–25 %, аргіліти 50–75 %) комплексу *аргілітової серії*, потужністю 400–500 м. У північно-західній частині Індольського прогину широкого розвитку набувають утворення аргілітового комплексу (пісковики 0–25 %, алевроліти 0–25 %, аргіліти 75–100 %) *аргілітової серії*, товщиною від перших до 200 м.

Верхньопланорбелові відклади

Літологічний склад верхньопланорбелової товщі Азово-Чорноморського осадово-породного басейну, порівняно з нижньопланорбеловою, характеризується зростанням у розрізі вмісту глинистих літотипів (37–87 % розрізу, середнє 59 %) і відповідним зменшенням ролі кластогенів (вміст пісковиків у розрізі коливається від 2 до 14 %, середнє 6 %, алевролітів – від 11 до 51 %, середнє 35 %) (рис. 2.17, див. табл. 2.4).

За характером просторового поширення товщоформувальних компонентів виокремлено три літологічні комплекси з двох серій, серед яких найбільш поширеною є аргілітова (див. рис.2.17).

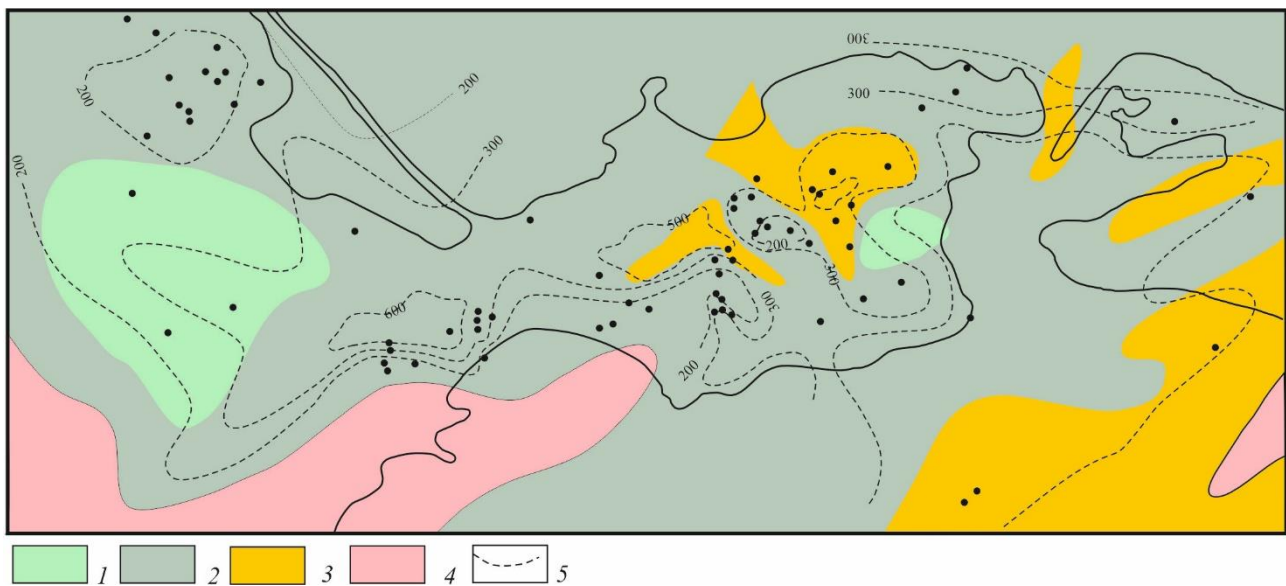


Рис. 2.17. Схеми товщин та літофацій верхньопланорбелового підгоризенту Азово-Чорноморського осадово-порідного басейну

Літологічні серії та комплекси: *аргілітова*: 1 – аргілітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 0–25 %, аргіліти 75–100 %), 2 – псаміто-алевроліто-аргілітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 50–75 %); *Змішана псаміто-алевроліто-аргілітова*: 3 – переважно аргіліто-алевролітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 25–50 %); 4 – відклади відсутні; 5 – ізопахіти

Утворення змішаної *псаміто-алевроліто-аргілітової серії*, складеної переважно аргіліто-алевролітовим (пісковики 0–25 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 25–50 %) комплексом, характеризуються локальним поширенням у центральних та південно-східних районах вивченого регіону. Упершому випадку вони формують два невеликі за площею поля, які тяжіють до південного борта Індольської депресії та склепінної зони Горностаївського підняття, товщиною 100–500 м. Їхні «язикоподібні» відгалуження через сідловини між Гірськокримським і Фонтанівським та Фонтанівським і Горностаївським підняттями простягаються в північні райони Приморської депресії.

Південно-східне поле розвитку утворень цього комплексу з півночі облямовує Анапський виступ та південний борт Північнокримського прогину, а їхня товщина тут змінюється від декількох до понад 600 м.

Відклади змішаної серії заміщуються утвореннями псаміто-алевроліто-аргілітового (пісковики 0–25 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 50–75 %) комплексу *аргілітової серії*, розвиток яких домінує в межах регіону. Ареал розвитку останніх охоплює як депресійні ділянки, так і конседиментаційні підняття, а їхня товщина варіює від перших до понад 600 м.

У північно-західних (північний борт Індольської депресії) та центральних (південний схил Горностаївського підняття) районах регіону локалізовані незначні за площею поля розвитку утворень аргілітового (пісковики 0–25 %, алевроліти 0–25 %, аргіліти 75–100 %) комплексу аргілітової серії, товщиною від 100 до 600 м.

Остракодові відклади

Усереднений літологічний склад остракодової товщі Азово-Чорноморського осадово-породного басейну подібний до літологічного складу верхньопланорбелової: вміст глинистих літотипів у розрізі коливається від 43 до 66 % (середнє 57 %); пісковиків – від 3 до 8 % (середнє 5 %); алевролітів – від 17 до 46 % (середнє 38 %) (рис. 2.18, див. табл. 2.4).

За характером просторового поширення товщоформувальних компонентів виокремлено два літологічні комплекси з двох серій: псаміто-алевроліто-аргілітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 50–75 %) *аргілітової* та переважно аргіліто-алевролітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 25–50 %) *змішаної псаміто-алевролітоаргілітової*. Домінують утворення аргілітової серії, які охоплюють понад 98 % вивченої території. Змішана серія формує невеликі за площею поля на південному борті Казантипської депресії та південно-західному – Багерівської, завтовшки до 600 м. Їхні «язикоподібні» відгалуження субмеридіонального простягання через сідловини між Гірськокримським та Фонтанівським і Фонтанівським та

Горностаївським підняттями простягаються в Приморську депресію і далі – у Південнокерченський прогин.

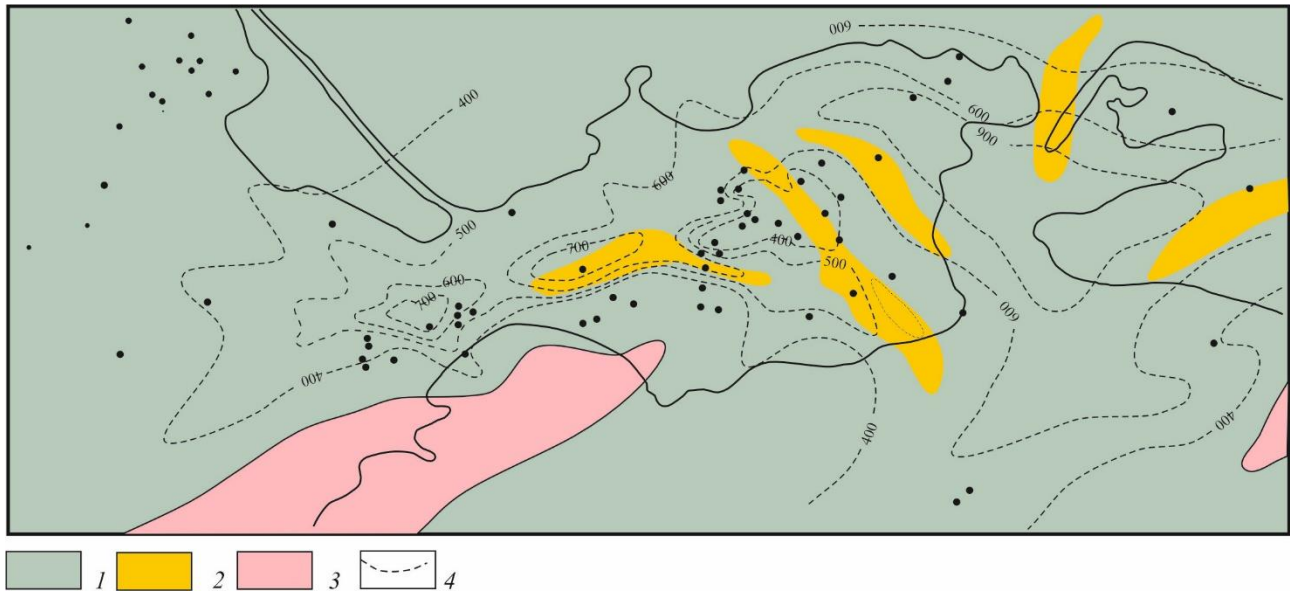


Рис. 2.18. Схеми товщин та літофацій остракодового горизонту

Азово-Чорноморського осадово-порідного басейну.

Літологічні серії та комплекси: *аргілітова*: 1 – псаміто-алевроліто-аргілітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 50–75 %); *змішана псаміто-алевроліто-аргілітова*: 2 – переважно аргіліто-алевролітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 25–50 %); 3 – відклади відсутні; 4 – ізопахіти

Мінералого-петрографічна характеристика

Розріз нижнього майкопу заходу Індоло-Кубанського та сходу Північнокримського прогинів (Індольська депресія, східна центрикліналь Північнокримського прогину) складений переважно перешаруванням аргілітів алевролитистих з прошарками алевролітів (рис. 2.19).

Низи розрізу нижньопланорбелового підгоризонту майкопу осьової зони Індольської депресії (Стрількова, Джанкойська, Шубінська, Індольська та інші площі), за даними (Бондаренко и др., 1967; Верескун и др., 1967, 1969; Голубничая и др., 1968; Зорина и др., 1967; Китык и др., 1952; Плахотный и др., 1971; Фурасов и др., 1957), представлені аргілітами чорними, алевролитистими,

щільними, слюдистими, з поодинокими скупченнями та лінзами алевриту з піритизованими рештками водоростей. Ці літотиби догори за розрізом заміщуються темно-сірими, а далі – зеленкувато-сірими різновидами. У породах повсюдно спостерігаються черепашки форамініфер карбонатного складу та стяжіння глауконіту (до 10 %).

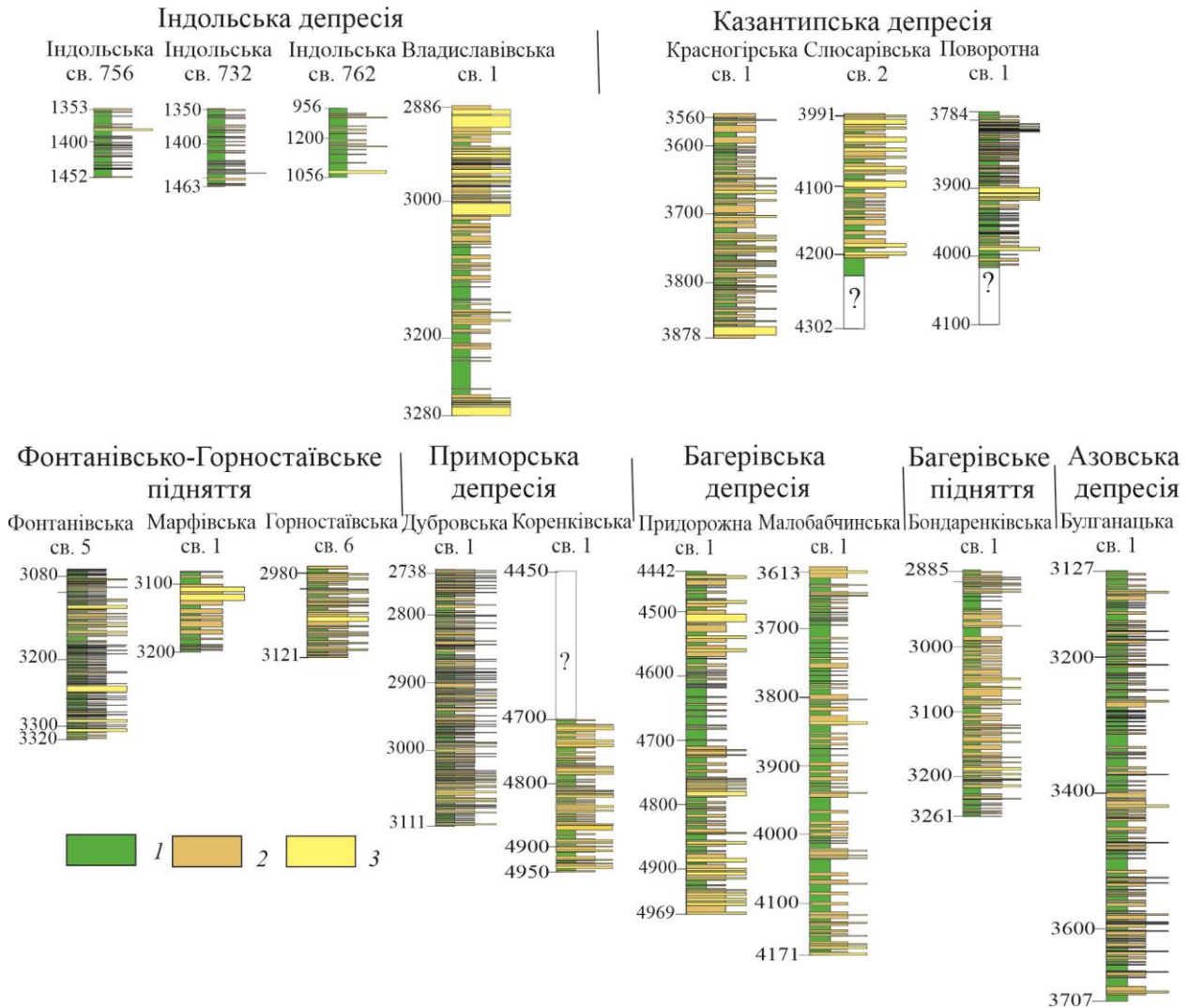


Рис. 2.19. Типові розрізи нижньопланорбелових відкладів майкопу

Азово-Чорноморського осадово-породного басейну:

1 – аргіліти; 2 – алевроліти; 3 – пісковики

Границя між нижньо- та верхньопланорбеловим підгоризонтами доволі умовна і визначається за поступовим висвітленням відкладів, а також збільшенням кількості та розширенням видового спектра мікрофауни. У

літологічній структурі розрізу продовжують домінувати глинисті літотиби з підпорядкованими прошарками алевролітів та сидеритів незначної товщини (рис. 2.20). Характерні включення піритизованих решток водоростей, тонкодисперсного піриту та мікрофауни карбонатного складу.

Розріз нижньомайкопської товщі Індольської депресії завершується остракодовим горизонтом, що складений зеленкувато-сірими, темно-сірими з зеленкуватим відтінком аргілітами, з різним ступенем алевритистості, слабо карбонатними, з малопотужними прошарками сидеритів, включенням фауністичних решток (остракод) карбонатного складу (рис. 2.21).

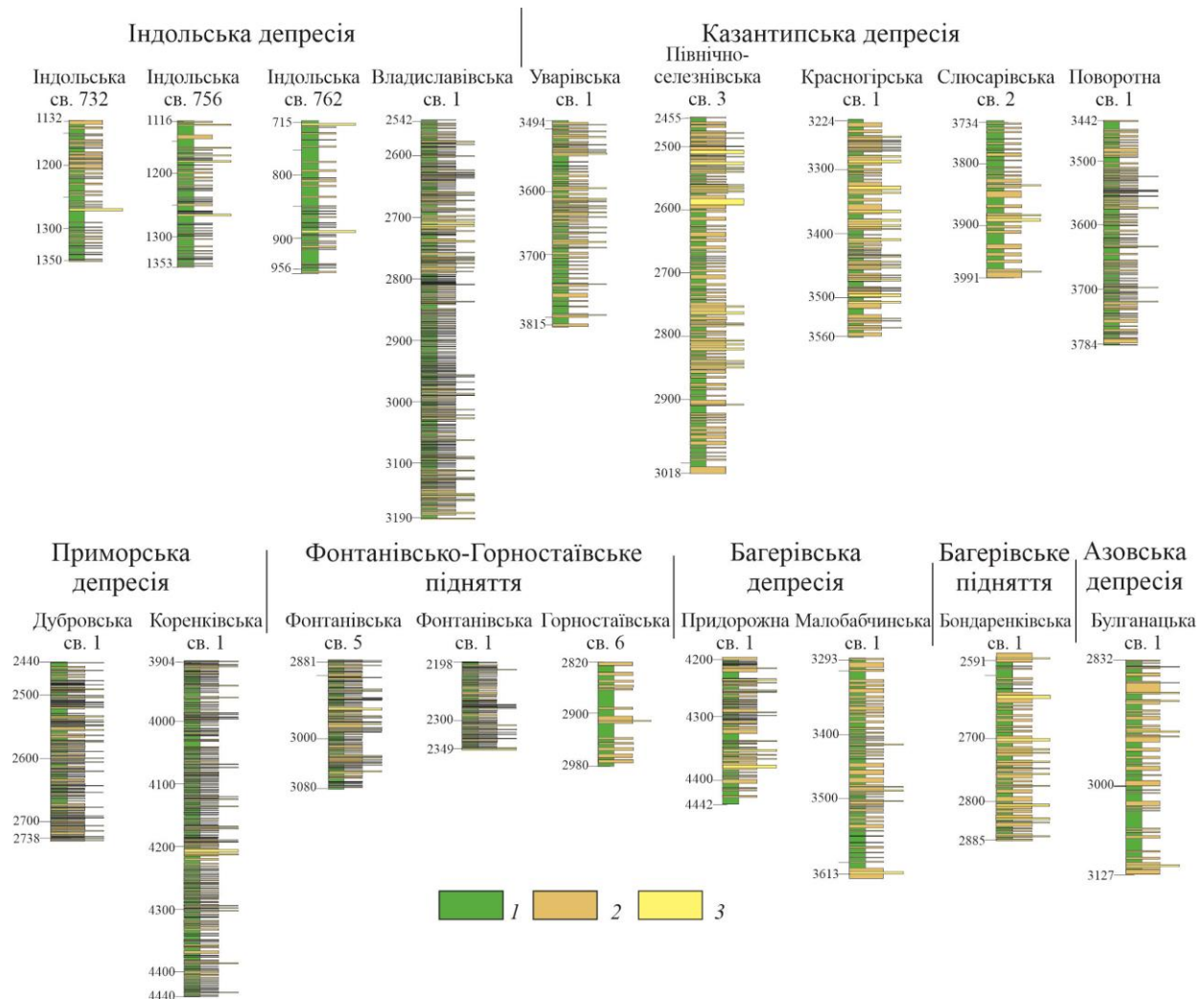


Рис. 2.20. Типові розрізи верхньопланорбелових відкладів майкопу

Азово-Чорноморського осадово-порідного басейну:

1 – аргіліти; 2 – алевроліти; 3 – пісковики

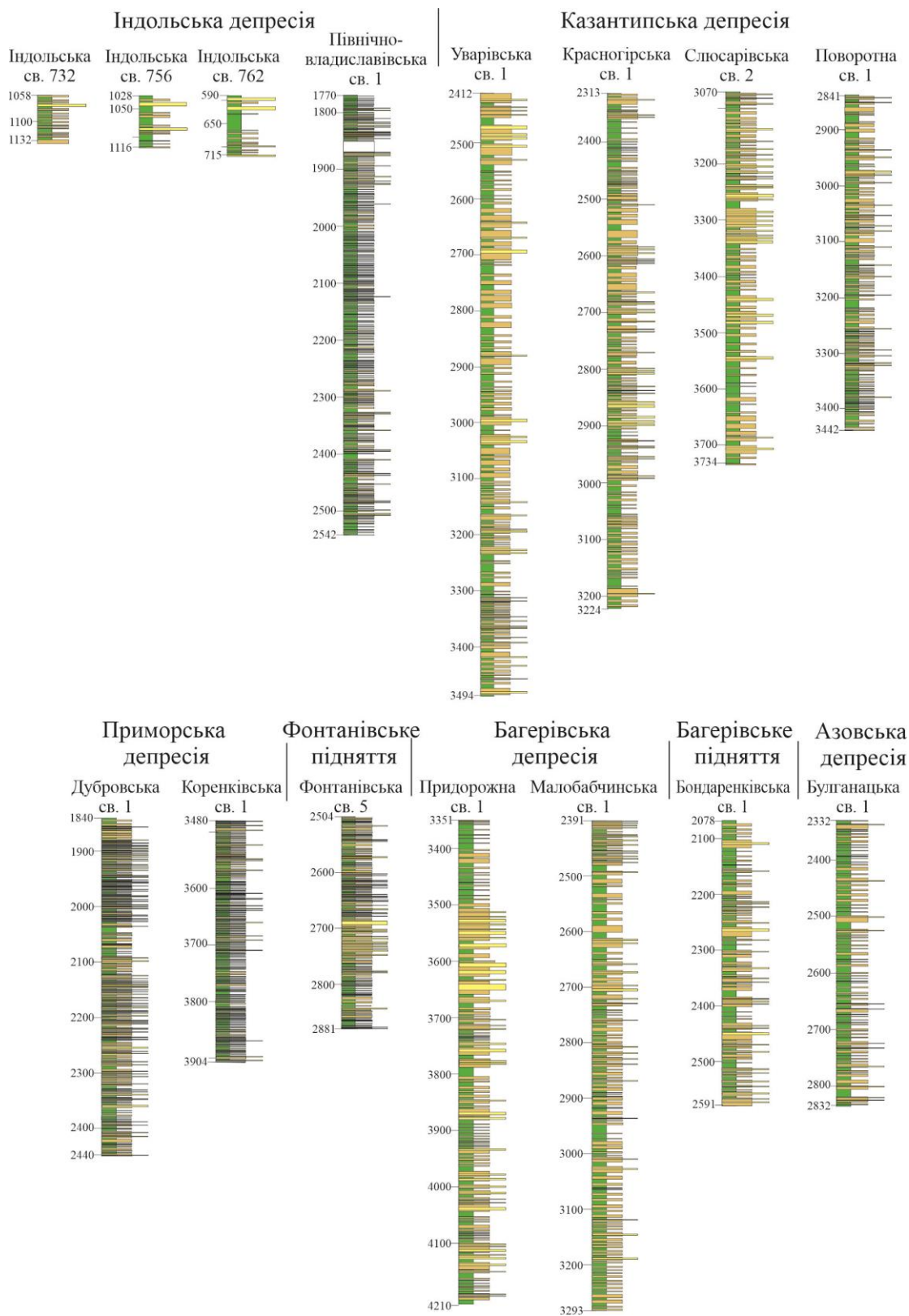


Рис. 2.21. Типові розрізи остракодових відкладів майкопу

Азово-Чорноморського осадово-породного басейну

(умовні позначення: див. на рис. 2.20)

У межах північних частин Індольської депресії та східних – Північнокримського прогину (Чонгарська, Островська, Джанкойська, Передова та інші площі) у літологічній структурі нижньомайкопського розрізу зростає кількість прошарків світло-сірих і зеленкуватих алевролітів та пісковиків, а також в складі порід решток форамініфер карбонатного складу та спостерігається розширення їхнього видового різноманіття. Повсюдно присутня домішка гідроокисів заліза, пилуватого та дрібнокристалічного піриту, стяжінь глауконіту.

У південно-східних районах Індольської депресії (Восточна, Шубінська, Тамбовська та інші площі) у нижній частині нижньомайкопського розрізу розвинена базальна піщано-глиниста пачка (завтовшки 200–400 м) перешарування аргілітів, алевролітів та пісковиків з поодинокими прошарками сидеритів (див. рис. 2.19). Пісковики мають косошаруватутекстуру та сліди хвилеприбійних знаків, вуглефіковані органогенні рештки та гідроокиси заліза. Значна кількість прошарків алевролітів та пісковиків властива і верхній (остракодовій) частині розрізу (див. рис. 2.21).

Аргіліти алевритисті, зеленкувато-, світло-сірі, тонкошаруваті та дрібногрудкуваті, інколи лінзоподібно-шаруваті, що спричинене нерівномірним розподілом кластичного матеріалу. Основна маса їх пелітоморфна, гідрослюдистого, гідрослюдисто-каолінітового, гідрослюдисто-хлоритового складу, з домішкою карбонатного та кременистого матеріалу.

Кластичний матеріал (5–25 %, до 40 %) алевритової розмірності (0,04–0,06 мм), добре відсортований, нерівномірно розподілений по породі, кутастої та напівобкатої форми, представлений зернами кварцу, іноді польового шпату (рис. 2.22 *г, д, ж, з*). Характерна домішка дрібних зерен сидериту (до 20 %), піриту (пилуваті зерна та скупчення розміром до 0,3–0,4 мм), зеленкуватих стяжінь глауконіту (1–2 %). Акцесорні – циркон та гематит. Ділянками спостерігаються порожнини та мікротріщини, заліковані піритом, лейкоксеном, інколи гідроокисами заліза та легким бітумом.

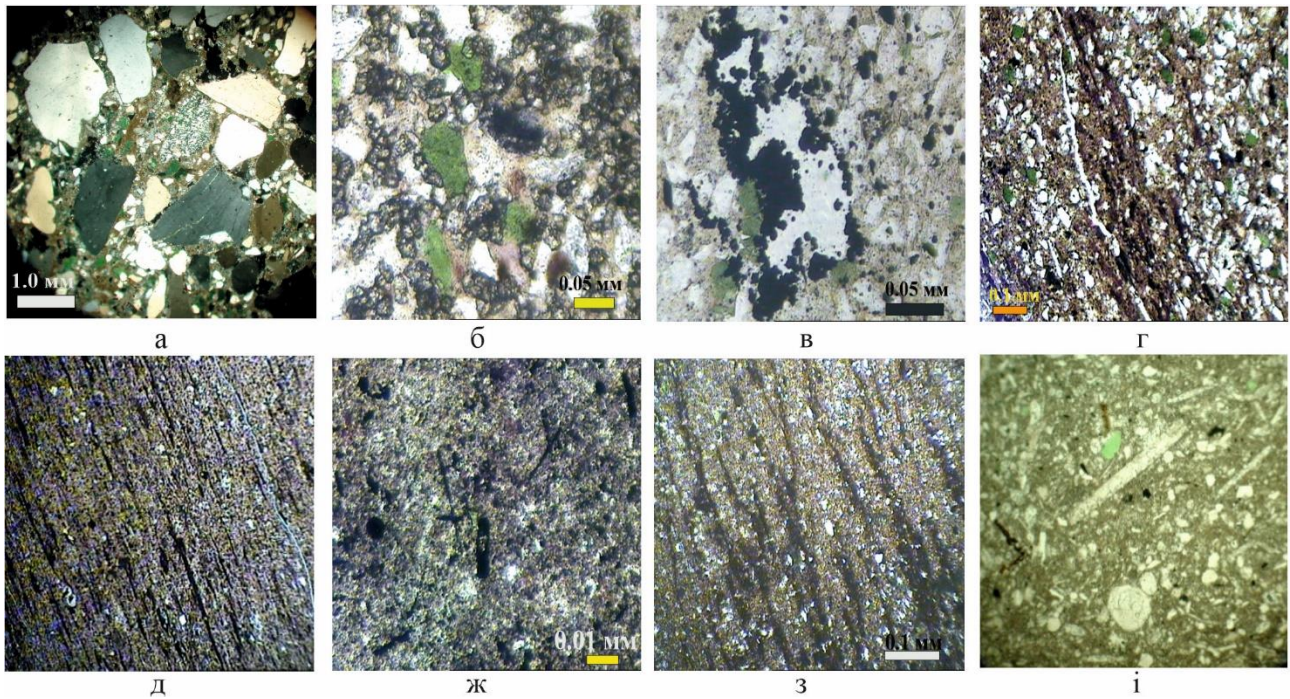


Рис. 2.22. Структурно-речовинні особливості нижньомайкопських порід
Індольської депресії:

a – пісковик різнозернистий з глинистим цементом, св. Стрілкова-20, інт. 1002–1010 м, ніколі X; *б* – алевроліт глауконіт-кварцовий із сидеритовим дрібнокристалічним цементом та виділеннями бурих бітумів, св. Джанкойська-21, інт. 884–887 м, ніколі II; *в* – алевроліт з глинистим цементом, порожнина з контурами, маркованими піритом, св. Стрілкова-17, інт. 1004–1011 м, ніколі II; *г* – аргіліт алевритовий (до 35–42 %); мікротріщина та прожилки темно-бурих бітумів, св. Джанкойська-24, інт. 914–917 м, ніколі II; *д* – аргіліт з мікротріщинками та мікропрожилками ОР, св. Владиславівська-1, інт. 2896–2906 м, ніколі X; *ж* – фрагменти піритизованої, розсіяної в аргіліті ОР, св. Владиславівська-2, інт. 2957–2967 м, ніколі X; *з* – пошарове насичення темно-бурими бітумами аргіліту алевритистого, св. Північновладиславівська-1, інт. 2762–2767 м, ніколі X; *і* – вапняк (карбонатність 76 %) органогенно-уламковий, св. Південновідненська-1, гл. 960 м, ніколі II

Алевроліти глинисті, іноді піскуваті, сірі, темно-сірі, зеленкувато-сірі з брунатним відтінком, псамо-алевритової структури, лінзоподібно-шаруватої текстури. Кластичний матеріал, вміст якого досягає 70–75 %, розміром від 0,04 до 0,2 мм, кутастої форми, розподілений нерівномірно, представлений зернами кварцу та польових шпатів, лусками мусковіту (див. рис. 2.22, *б*, *в*). Повсюдно наявні ізометричні стяжіння глауконіту (до 20 %, розміром 0,05–0,2 мм), дрібні зерна сидериту (до 20 %), які облямовують зерна кварцу, поодинокі фосфатні мінерали, пірит. Акцесорні – гранат, циркон, рутил, епідот.

Карбонатність порід варіює від 0 до 9,6 %, але в середньому не перевищує 2,5 % (рис. 2.23; табл. 2.5). Цемент гідрослюдистого, гідрослюдисто-хлоритового, гідрослюдисто-галуазитового, зрідка кременисто-хлорит-карбонатного складу контактово-порового чи базального типу.

Таблиця 2.5

Середній вміст карбонату кальцію в теригенних породах
нижньомайкопської товщі

Структура	Свердловина	Інтервал, м	Від – до, %	Середнє, %	Кількість аналізів
Казантипська депресія	Красногірська-1	3399–3878	0,8–33,6	5,5	20
	Поворотна-1	3501–4012	0–48,3	8,2	35
	Поворотна-2	3847–3863	0–10,7	2,0	18
	Поворотна-5	4246–4423	0–33,4	4,9	10
Багерівська депресія	Придорожна-1	4430–4969	0–9,1	1,2	25
	Бондаренківська-1	3221–3252	1,6–10,7	3,1	7
	Булганацька-1	3245–3691	1,6–10,7	4,7	4
Приморська депресія	Марфівська-1	3090–3134	0,8–13,2	3,5	8
	Мошкарівська-130	2262–2314	0–32,9	5,6	25
	Північноселезнівська-3	2803–3242	0,8–42,0	6,7	39
	Фонтанівська-13	2866–3501	0–15,7	4,3	32
	Фонтанівська-15	2710–3385	0–12,3	3,8	40
	Олексіївська-7	2875–3347	4,1–14,8	7,7	9
Індольська депресія Північно- кримський прогин	Північновладиславівська-1	2529–3183	1,6–14,0	6,4	14
	Стрілкова-10	439–565	0,8–3,6	1,6	30
	Стрілкова-12	385–575	0–2,1	0,7	16
	Стрілкова-8	474–1220	0–3,8	1,3	15
	Стрілкова-7	435–1656	0–53,0	7,3	13
	Передова-1	1000–1008	0–0,4	0,1	9
	Островська-725	650–1230	0–9,6	2,2	16
	Островська-728	710–910	0–0,8	0,3	6
	Островська-726	350–1019	0	0	15
	Островська-727	872–1054	0	0	5
	Чонгарська-705	336–1115	0–4,2	1,4	4
	Ортоелінська-1	3299–3699	0–11,6	2,0	45
	Індольська-3	1662–1898	0,3–3,7	1,6	4
	Північно- керченський прогин	Дубровська-1	2525–2934	4,1–27,0	15,5
Дубровська-2		2957–3222	1,6–57,0	12,0	22
Коренківська-1		4493–4749	3,0–6,0	4,1	9
Субботіна-403		2267–2729	1,0–7,7	4,0	12
Субботіна-1		1945–2973	2,5–29,9	8,6	23

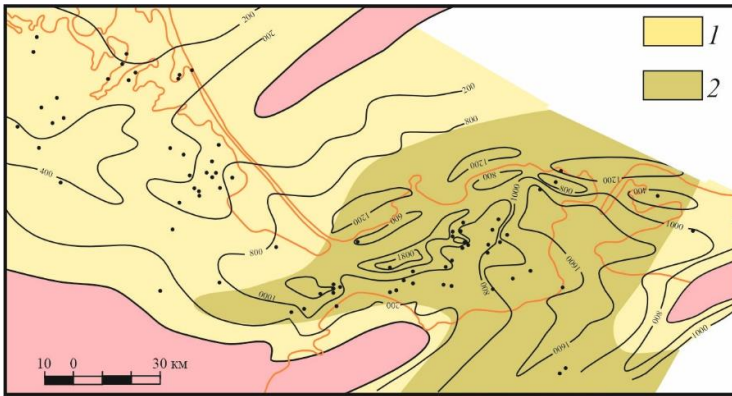


Рис. 2.23. Карбонатність
нижньомайкопських порід:
Карбонатність: 1 – 0–5 %; 2 – 5–10 %.

Пісковики зеленкувато-сірі, темно-сірі, іноді з буруватим відтінком, слабо зцементовані, переважно дрібнозернисті, алевритисті, прошарками грубозернисті з включенням гравійних зерен. Уламковий матеріал (50–80 %) розподілений нерівномірно, погано відсортований, кутастої форми, представлений переважно зернами кварцу псамітової та алевритової розмірності з поодинокими зернами калієвих польових шпатів, стяжіннями глауконіту, уламками кременистих порід (див. рис. 2.22, а). Цемент гідрослюдиистий, гідрослюдиисто-хлоритовий контактово-порового типу.

Прошарки **сидеритів** притаманні нижнім частинам розрізу ділянки, тут їхня товщина не перевищує 0,2 м. Це зеленувато-сірі утворення масивної текстури з незначною домішкою кластичного матеріалу (до 10–20 %), який представлений кутастими зернами кварцу, польових шпатів, розміром 0,01–0,1 мм (див. рис. 2.22, і). Характерна домішка стяжінь глауконіту (до 3–5 %) яскраво-зеленого або світло-жовто-зеленого кольору, розміром 0,01–0,5 мм. Пилюваті зерна піриту рівномірно розподілені по породі, інколи формують невеличкі скупчення.

Нижньомайкопські утворення південно-західних районів Індоло-Кубанського прогину (Казантипська, Багерівська, Приморська депресії; Фонтанівсько-Горностаївське та Краснокутсько-Багерівсько-Таманське підняття), як і вищеописані, представлені доволі одноманітними глинистими нашаруваннями з різним вмістом алеврито-псамітової та карбонатної (сидеритової) складових, кількості та видового спектра фауністичних залишків.

При цьому загальний вміст кластогенних утворень у вивчених розрізах не перевищує 10–15 % (див. табл. 2.4). Прошарки алевроліто-піщаних різновидів зазвичай тяжіють до нижньопланорбелової частини нижньомайкопської товщі.

Фрагментарне вивчення мінералого-петрографічних особливостей відкладів нижньомайкопської товщі зумовлене незначним відбором керн. Найбільш детально вивчені кластогенні утворення нижньопланорбелового підгоризонту, мінералого-петрографічну характеристику яких подано далі.

Нижньопланорбеловий підгоризонт трансгресивно з розмивом залягає на сильно розчленованих еоцен-палеоценових відкладах та складений прошарками, лінзами, пачками аргілітів, алевролітів, пісковиків, зрідка гравеліто-брекчій та дрібногалькових конгломератів, загальною товщиною 17–625 м (див. рис. 2.19). У розрізі виокремлюють за різними авторами (Апостолова и др., 1981, 1982; Бондаренко и др., 1978; Гнідець та ін., 2022; Полухтович и др., 1994; Полухтович и др., 1990) від двох до семи літологічних пачок, які суттєво відрізняються за товщиною, літологією та мінералого-петрографічними ознаками як на різних, так і в межах однієї структури. Найбільш повний та добре вивчений розріз підгоризонту розкритий у межах Фонтанівсько-Горностаївської ділянки (див. рис. 2.16).

У літологічній структурі нижньопланорбелового підгоризонту *Фонтанівсько-Горностаївського підняття* виокремлено (Бондаренко и др., 1978) чотири пачки (див. рис. 2.19). Нижня – представлена ритмічним перешаруванням аргілітів та зеленкувато-сірих пісковиків з поодинокими прошарками сидеритів. Товщина пачки в межах ділянки варіює від 20 до 100 м, а прошарків кластогенів – від 0,5 до 10 см. Пісковики дрібнозернисті, з лінзоподібношаруватою, шаруватою текстурою, олігоміктові, зі стяжіннями глауконіту (10–15 %) та піриту (3–5 %) (рис. 2.24). Вони перекриваються пачкою (завтовшки 40–150 м) перешарування аргілітів та пісковиків.

У межах ділянки значно змінюються товщини прошарків пісковиків, включно до їхнього виклинювання (з північного сходу на південний захід).

Пісковики світло-сірого, брунатно-сірого, сірого кольору, слюдисті, глинисті, з лінзоподібно-шаруватою текстурою, олігоміктові, грубо-, середньо- або різнозернисті, зі стяжіннями глауконіту (до 5 %), зернами піриту, часто з регенераційним кварцовим цементом.

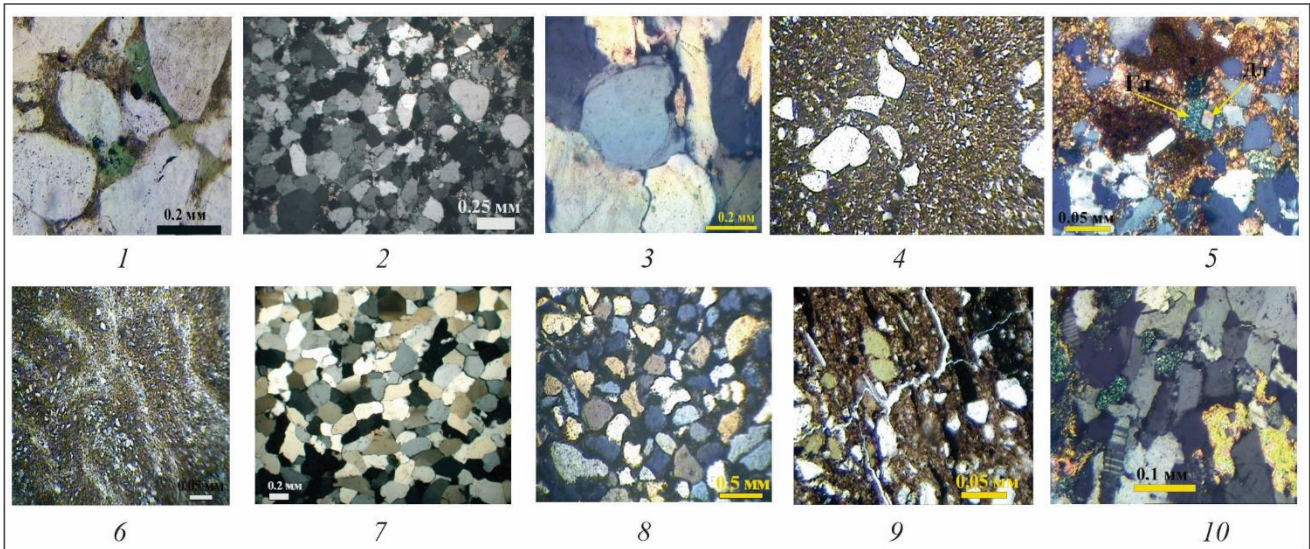


Рис. 2.24. Структурно-речовинні особливості порід нижньопланорбелового підгоризенту північно-західної частини Індоло-Кубанського прогину:

1 – пісковик дрібнозернистий, кварцовий, з глауконітом з поровим, плівково-поровим глинисто-кременистим (опаловим) цементом, св. Горностаївська-7, інт. 3398–3406 м, ніколі II; 2 – пісковик кварцовий, алевритистий, «зливний», з кварцовим регенераційним та поровим глинистим і карбонатним цементом, св. Слюсарівська-1, інт. 3793–3803 м, ніколі X; 3 – пісковик дрібно-середньозернистий, з ділянками регенераційно-кварцової («зливної») структури та відкритими порами, св. Слюсарівська-5, інт. 3157–3164 м, ніколі X; 4 – алевроліт глинистий, з домішкою псаміту, св. Слюсарівська-5, інт. 3064–3068 м, ніколі II; 5 – алевроліт з сидеритовим цементом. Сидерит – від пелітоморфної до мікрозернистої структури. Доломіт по глауконіту, св. Слюсарівська-5, інт. 3157–3164 м, ніколі X; 6 – флюїдальна мікротекстура в аргіліті алевритистому, св. Фонтанівська-4, інт. 2982–2994 м, ніколі II; 7 – пісковик кварцовий, «зливний», із кварцовим регенераційним цементом, св. Фонтанівська-8, інт. 3167–3174 м, ніколі X; 8 – пісковик кварцовий, з базально-поровим карбонатним дрібно-середньозернистим цементом, св. Фонтанівська-10, інт. 3543–3548 м, ніколі X; 9 – різноспрямовані мікротріщинки у тонкошаруватій аргіліт-алевролітовій породі, св. Фонтанівська-10, інт. 3663–3672 м, ніколі X; 10 – алевроліт піскуватий, глауконіт-кварцовий, з регенераційним кварцовим, глинистим та ангідритовим цементом. Домішка вулканогенного матеріалу (видовжені кристали плагіоклазу з поперечною системою двійникування), св. Фонтанівська-10, інт. 3620–3627 м, ніколі X

Відзначимо наявність серед уламкового матеріалу зерен ромбічного піроксену (гіперстену) та уламків кременистих порід. Товщина прошарків

пісковиків у північних районах ділянки досягає 11,5 м. Ця пачка перекривається аргілітами з численними прошарками (завтовшки 1–5 см) дрібнозернистих зеленкувато-сірих до зелених пісковиків та алевролітів. Пісковики нижніх та верхніх частин розрізу нижньопланорбелого підгоризонту, зеленувато-сірі та темно-сірі, глауконітові, глинисті, середньо- та дрібнозернисті, олігоміктового, рідше поліміктового складу, з хлорит-карбонатним, іноді карбонатним та регенераційним кварцовим цементом, контактово-порового та порового типів. Текстура шарувата, лінзоподібно-шарувата, лінзоподібно-плямиста. Структура алевро-псамітова. Уламковий матеріал 70–90 %, розміром від 0,05–0,2 до 0,3–0,5 мм, добре обкатаний та відсортований, представлений зернами кварцу та польових шпатів, окремими уламками кременистих порід, зерен світло-зеленого ромбічного піроксену (гіперстен), лусками слюди та фрагментами мікрофауни карбонатного складу (див. рис. 2.24). Аутигенні мінерали – глауконіт (10–15 %), пірит (3–5 %), сидерит.

Завершується розріз нижньопланорбелого підгоризонту Фонтанівсько-Горностаївської ділянки глинистою пачкою (завтовшки 100–350 м), складеною аргілітами з поодинокими міліметровими лінзоподібними прошарками дрібнозернистих пісковиків та сидеритів (завтовшки до 1 см) (див. рис. 2.19).

Аргіліти коричнево-сірі, темно-сірі, щільні, масивні, іноді лінзоподібношаруваті, що зумовлено прошарками (1–5 мм) пісковиків та алевролітів, поодиноких лінзочок та міліметровими прошарками сидериту, хлорит-гідрослюдистого та хлорит-карбонат-гідрослюдистого складу, з черепашками та фрагментами мікрофауни карбонатного, іноді кременистого складу. Уламковий матеріал кутастої форми, розподілений нерівномірно (10–40 %), полімінеральний: слюда, кременисті породи, польові шпати, кварц, аутигенні глауконіт та пірит.

У північно-східному напрямку, у межах *Багерівської депресії* (Булганацька, Придорожна, Малобабчинська площі) у літологічній структурі нижньопланорбелого підгоризонту домінують темно-сірі до чорних аргіліти з

міліметровими прошарками алевролітів, зрідка пісковиків та сидеритів, роль яких дещо зростає в припідшовній частині (базальні верстви товщиною до 150 м) (Самарский и др., 1976 а) (див. рис. 2.19). Пісковики дрібно-середньозернисті, сірі, зеленкувато-сірі, зі стяжіннями глауконіту (5–10 %), зернами піриту, вуглефікованими рослинними рештками. Характерна присутність в окремих прошарках пісковиків та аргілітів гравійної (розмір до 2,5 см) домішки (уламки окварцованих пісковиків).

У південно-східних районах Індоло-Кубанського прогину, у межах *Приморської депресії* (Вулканівська, Марфовська, Дубровська, Коренківська, площі), у розрізі нижньопланорбелового підгоризонту виокремлюють чотири пачки (див. рис. 2.19). Нижня – переважно глиниста, завтовшки понад 100 м, представлена перешаруванням аргілітів темно-сірих до чорних, слабо алевритистих, некарбонатних, з неясношаруватою текстурою та алевролітів (товщина прошарків 1–5 мм до 5 см, які часто групуються в пакети потужністю 2...3–5...6 м) (Апостолова и др., 1981, 1982; Самарский и др., 1976, б; Полухтович и др., 1978 а, б). Перекриваються останні 50-метровою алевроліто-піщаною пачкою. Пісковики сірі, олігоміктові, різнозернисті, щільні внаслідок окварцування, олігоміктового складу, з хлоритовим (контактово-порового типу), іноді регенераційним кварцовим цементом (див. рис. 2.23). Структура псамітова, текстура масивна. Кластичний матеріал 75–90 %, розміром 0,1–0,5 мм, добре обкатаний та кутастої форми, відсортований і представлений тріщинуватими зернами кварцу (часто з регенераційними облямітками), польовими шпатами, лусками слюди, поодинокими зернами ромбічного піроксену світло-зеленуватого кольору (гіперстен), уламками кременистих порід. Аутигенні мінерали – глауконіт (до 5 %), пірит.

Вище за розрізом розміщена ще одна пачка перешарувань аргілітів, алевролітів та пісковиків завтовшки до 200 м (див. рис. 2.19). Псамітоліти сірі, дрібнозернисті, поодинокі різнозернисті, олігоміктові, з лінзоподібно-шаруватою текстурою. Завершується розріз підгоризонту ділянки знову пачкою

аргілітів (понад 200 м) темно-сірих, сірих, невапнистих, нерівномірно піскуватих.

У північно-західному напрямку від Фонтанівсько-Горностаївського підняття в межах *Казантипської депресії* (Уварівська, Красногінська, Слюсарівська, Поворотна площі) кластогенні утворення нижньопланорбелового підгоризонту мають широке просторове поширення. Загалом у літологічній структурі розрізу тут домінують темно-сірі аргіліти алевритисті та піскуваті, лінзоподібно-шаруватої, хвилястої чи масивної текстури, з прошарками пісковиків, алевролітів та сидеритів (див. рис. 2.19). Відзначаємо наявність пачок (потужністю до 5–6 м) тонкого (від 2–5 мм до 1–2 см) перешарування аргілітів, алевролітів та пісковиків.

У південно-східних районах Казантипської депресії (Поворотна площа) кластогенні утворення тяжіють до припідшовних частин підгоризонту і представлені сірими з зеленуватим відтінком пісковиками та алевролітами (див. рис. 2.19). Пісковики середньо-дрібнозернисті, інколи крупно-середньозернисті, з гравієм олігоміктового та мономіктового кварцового складу, інколи карбонатизовані, щільні, масивні. Цемент гідрослюдястий, з домішкою каолініту та карбонату. У шліфах відзначається відсутність решток мікрофауни та вуглефікованого рослинного детриту, натомість наявні обкатані уламки карбонатних порід та дрібнозернистих пісковиків.

Нижньопланорбелові пісковики південно-західних районів Казантипської депресії (Слюсарівська, Красногінська площі) представлені темно-сірими, сірими, дрібно-середньозернистими різновидами олігоміктового складу з регенераційним кварцовим цементом, збагачені вуглефікованим рослинним детритом та пилюватим піритом.

На всій території Керченського півострова над нижньопланорбеловим підгоризонтом залягає майже монолітна товща аргілітів (аргілітоподібних глин) з поодинокими міліметровими прошарками алевролітів та пісковиків (верхньопланорбеловий підгоризонт та остракодовий горизонт) (див. рис. 2.20,

2.21). Мінералого-петрографічні особливості останніх вивчені недостатньо, що зумовлено фрагментарним відбором керна. Аргіліти темно-сірі до чорних, іноді з зеленуватим або брунатним відтінком, щільні, масивні, слюдисті, різною мірою вапнисті та алевритисті. Основна маса порід хлорит-гідрослюдистого складу. Кластичний матеріал алевритової розмірності (до 25 %) розподілений нерівномірно, часто формує мікролінзи (із вмістом уламкового матеріалу 80–85 %). Представлений погано обкатаними зернами кварцу, лейстами слюди. Присутня значна кількість черепашок остракод (остракодовий горизонт) за майже повної відсутності інших органічних залишків. Цемент гідрослюдистого складу, контактово-порового типу.

Нижньомайкопські відклади *Південнокерченського прогину* глибоким бурінням сьогодні, вивчені мало: пробурено декілька свердловин на площах Субботіна та Рифовій, де вони розкриті в діапазоні глибин 1800–3000 м (Лазарук., 2010; Лукін та ін., 2008; А. О. Ревер., 2020) (рис. 2.25). Відклади залягають з кутовою незгідністю на верхньоеоценових, границя з якими доволі чітка і добре визначається за результатами інтерпретації комплексу ГДС, натомість із вищезалеглими, середньоолігоценовими, утвореннями пов'язані поступовими переходами, і межа між ними не чітка.

Літологічна структура розрізу нижньомайкопської товщі дрібношарувата за потужності окремих пачок 0,1–0,5 м, зрідка до 5,0 м. Її формують пачки аргілітів (45–55 % розрізу), які майже рівномірно перешаровуються з алевролітами (36–46 %) (див. табл. 2.5). Підпорядковані (9–11 %) прошарки дрібно- та середньозернистих пісковиків спостерігаються в нижній та середній частинах розрізу. Вміст алевро-псамітових утворень збільшується на схилах структури Субботіна, що засвідчує її конседиментаційну природу.

Структурно-речовинна характеристика порід

Як уже зазначено, основною складовою нижньомайкопської товщі є аргіліти з різним вмістом псамо-алевритової та карбонатної складових. Породи

темно-сірого до чорного кольору, щільні, слабо вапнисті, з включеннями органогенного детриту та гніздами піриту, трапляються тріщини та дзеркала ковзання. Для нижньої та середньої частин розрізу характерні прошарки дрібнозернистих пісковиків та алевролітів.

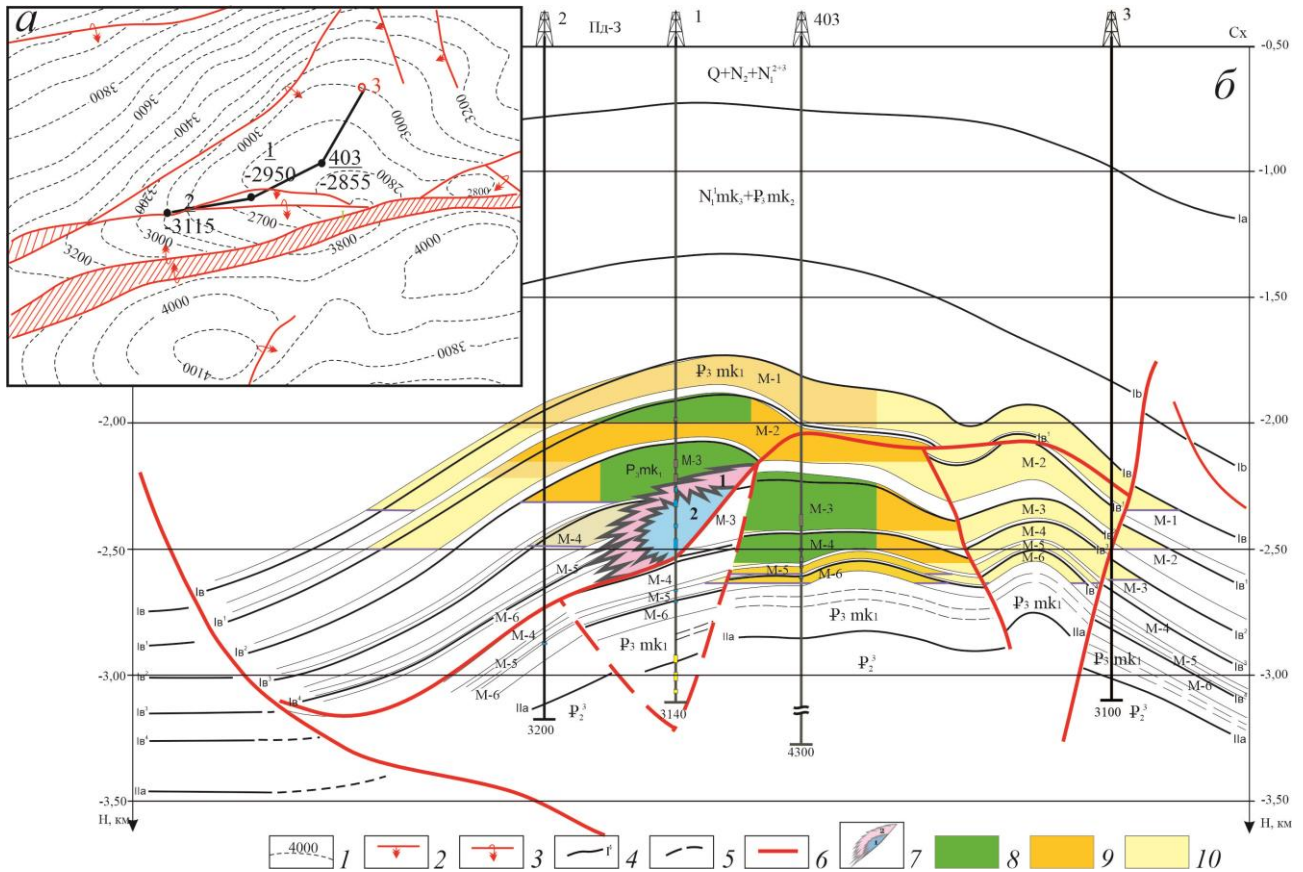


Рис. 2.25. Структурна карта по підшві майкопської серії (а)

та сейсмогеологічний розріз площі Субботіна (б) (ДГП «Укргеофізика», 2009):

1 – ізогіпси горизонту відбиття; 2 – скиди; 3 – підкиди; горизонти відбиття: 4 – впевнені, 5 – непевнені; 6 – тектонічні порушення; 7 – зони літологічного заміщення відкладів (1 – водоносні горизонти; 2 – флюїдоупори); нафтовий поклад категорії: 8 – С₁, 9 – С₂, 10 – С₃

У породах нижнього майкопу виявлено декілька характерних типів текстури (рис. 2.26, 1, 2). Найбільш типовою є хвилясто-шарувата чи хвилясто-лінзоподібна, які фіксуються по всьому дослідженому інтервалу (св. Субботіна-2, інт. 1986–2807 м). Вони представлені чергуванням міліметрових (1–5 мм) прошарків темних аргілітів та більш світлих – алевролітів або дрібнозернистих пісковиків. Значно менш поширені текстури скаламучення та підводного

сповзання осадів (конволютна шаруватість, св. Субботіна-2, інт. 2000–2600 м), сформовані лінзоподібними скупченнями в глинистій масі алевритового та псамітового матеріалу завтовшки до 5,0 см (див. рис. 2.26, 3, 4).



Рис. 2.26. Типові текстури нижньомайкопських відкладів св. Субботіна-2 (фото керн з справи свердловини):

1, 2 – хвилясто-шарувата чи хвилясто-лінзоподібна (гл. 2274 м; гл. 2522 м); 3, 4 – скаламучення та підводного сповзання осадів (гл. 2592,8 м; гл. 2007,5 м); 5 – масивна (гл. 2176 м)

Найменш поширені масивні текстури, притаманні дрібно- та середньозернистим пісковику з середньої частини розрізу, що складають прошарки до 0,5 м (див. рис. 2.26, 5).

У св. Субботіна-2 (гл. 2171,15 м) виявлені елементи, властиві класичному дрібнозернистому турбідітовому циклу Боума (Posamentier, Walker, 2006) з типовими текстурами відтиску води в прошарку пелагічних мулів (рис. 2.27).

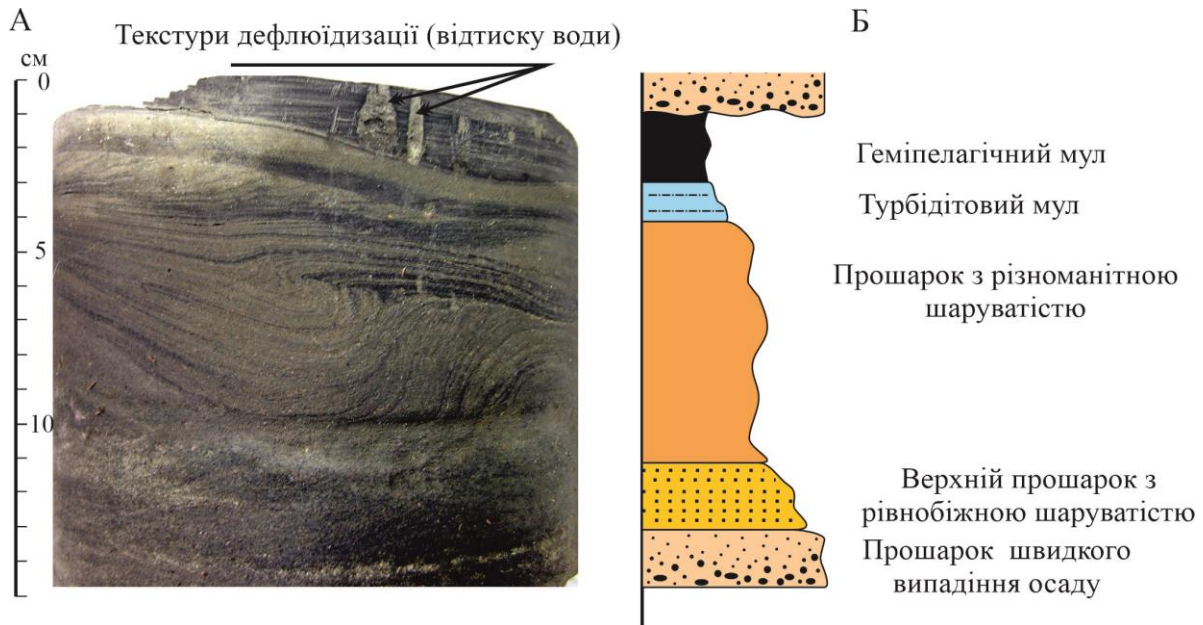


Рис. 2.27. Елементарний ритм дрібнозернистого турбідіту площі Субботіна (фото керна зі справи свердловини):

А – св. Субботіна-2, гл. 2171,15 м; Б – Секвенція (цикл) Боума для дрібнозернистих турбідитів, за (Posamentier, Walker, 2006).

Пісковики сірі до темно-сірих, зеленувато-сірі до брудно-зелено-сірих, дрібно-, зрідка середньозернисті, щільні, глауконіт-кварцові, з глинистим та карбонатно-глинистим цементом, товщиною від 0,05–0,10 м, іноді до 0,80 м. Текстура масивна та горизонтально-хвиляста, спричинена міліметровими прошарками аргілітів та алевролітів. Спостерігаються тріщини нерівні, тонкі (до 1 мм), переважно орієнтовані горизонтально, рідше – вертикально. Карбонатність порід закономірно зростає донизу розрізом від перших відсотків до 29 % (див. табл. 2.5).

Уламковий матеріал пісковиків (75–90 %) представлений напівобкатаними, кутастими, деколи кородованими зернами кварцу (85–90 %, 0,1–0,6 мм), з прямим та зональним погасанням і пилюватими включеннями,

табличками калієвого шпату, кислими плагіоклазами (2,0 %, кутасті чисті зерна з характерними двійниками), уламками кременистих порід (до 3 %), лейстами мусковіту (до 1 %), рідко біотиту (рис. 2.28, 2.29). Характерна домішка (до 5–15 %) аутигенного глауконіту (ізометричні зеленуваті стяжіння), поодиноких зерен акцесорного сфену. Фауністичні рештки – черепашки мікрофауни (форамініфер) поганої збереженості, кременисті спікули губок та луска риб. Часто породи інтенсивно просякнуті брунатними бітумами.

Наявний (до 2 %) вулканітовий (пірокластичний) матеріал, представлений кутастими сильно видовженими «голкоподібними» зернами кварцу, розміром до 0,4 мм, пластинками плагіоклазу (розміром 0,2 мм) із перпендикулярними до видовження двійниками (див. рис. 2.28, б).

Цемент (15–25 %) кременисто-глинистий, глинистий та карбонатно-глинистий порового, контактово-порового або базального типу.



Рис. 2.28. Пісковик дрібнозернистий, глауконіт-кварцовий, з кременисто-глинистим цементом і виділеннями жовтих бітумів

(св. Субботіна-403, інт. 2591–2596 м):

a – дрібні черепашки форамініфер та виділення жовтих бітумів; *б* – видовжене зерно плагіоклазу вулканогенного походження; *в* – видовжене зерно кварцу та лейсти біотиту

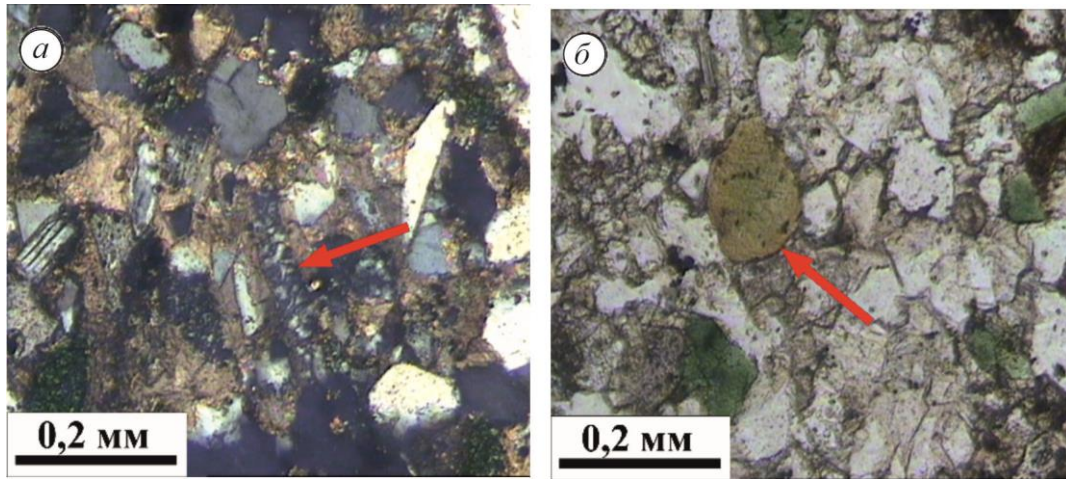


Рис. 2.29. Пісковик дрібнозернистий, алевритовий, з базальним карбонатним цементом (40–48 %) (св. Субботіна-403, інт. 2665–2672 м):

a – спікула губки; *б* – глауконіт, насичений бітумами

Алевроліти сірі до темно- та зеленкувато-сірих. Кластичний матеріал, вміст якого становить 80–90 %, нерівномірно або рівномірно поширений у породі: зерна напівобкатої кутастої, рідше обкатої форми. Він представлений ізометричними зернами кварцу (80–95 %) із включеннями пилюватих частинок, пелітизованими пластинками калієвих польових шпатів та кислих плагіоклазів, поодинокими уламками кременистих порід, лейстами мусковіту (до 2 %, нерівномірно поширеними в породі). Характерна постійна домішка аутигенного глауконіту (3–5 %) та пилюватих зерен піриту. Деякі ділянки породи насичені темно-брунатними бітумами.

Цемент (3–10 %) кременисто-гідрослюдистого, гідрослюдистого, інколи карбонатно-гідрослюдистого складу, зазвичай контактово-порового чи контактового типу.

Сидерити міцні, масивні, щільні, дрібнокристалічні, представлені малопотужними (20–50 мм) поодинокими прошарками світло-брунатного кольору.

Аргіліти темно-сірі до чорних, у нижніх частинах розрізу наявні прошарки з брунатним відтінком, щільні, середньої міцності, слюдисті, горизонтально-

шаруваті, що зумовлено прошарками (1–30 мм) алевролітів та пісковиків (дрібнозернистих, сірого, зеленкувато-сірого кольору, середньозцементованих). Карбонатність порід змінюється в доволі широких межах – від 1,0 до 29,9 % за середніх значень 4–9 % (див. табл. 2.5). По площинах нашарувань спостерігається присипка слюдистих мінералів.

Основна маса аргілітів гідрослюдистого складу, а в нижній частині розрізу карбонатно-глинистого, часто з шаруватою мікротекстурою. Вміст алевритового матеріалу коливається в межах 5–8 %, інколи збільшується до 30 %. Уламковий матеріал зазвичай рівномірно розподілений у породі, представлений кутастими ізометричними зернами кварцу (80–90 %), поодинокими стяжіннями глауконіту та лейстами мусковіту. Трапляються фрагменти черепашок форамініфер поганої збереженості та луска риб.

Мінералогічні особливості глинистих порід

За результатами рентген-дифрактометричних досліджень, глинисті породи нижньоолігоценової товщі площі Субботіна складені головню шаруватими диметасилікатами (гідрослюда, монтморилоніт, хлорит, каолініт). Домішки незначної кількості кварцу, польових шпатів та кальциту встановлені лише в окремих пробах (рис. 2.30).

Для визначення вмісту мінералів підкласу шаруватих диметасилікатів застосовано напівкількісний аналіз (за методикою І. Д. Зхуса та В. В. Бахтіна (Зхус, Бахтин, 1979)

Гідрослюда (рефлекси 1,0; 0,333; 0,49; 0,50; 0,334 нм) домінує (38–88 %) серед згаданої асоціації мінералів (табл. 2.6.). Змішаношаруваті фази: *гідрослюда-монтморилоніт* (1,26; 1,20; 1,10 нм) та *хлорит-монтморилоніт* (1,50 нм) (див. рис. 2.30) також виявлені в усіх досліджених пробах, але їхній вміст становить лише 4–9 % (див. табл. 2.26). *Каолініт* (0,71 та 0,357 нм) встановлено в трьох із п'яти проб, де його вміст змінюється від 30 до 46 %; *хлорит* (1,38; 0,71; 0,357; 0,281 нм) – у двох пробах. Його максимальний вміст – 53 %.

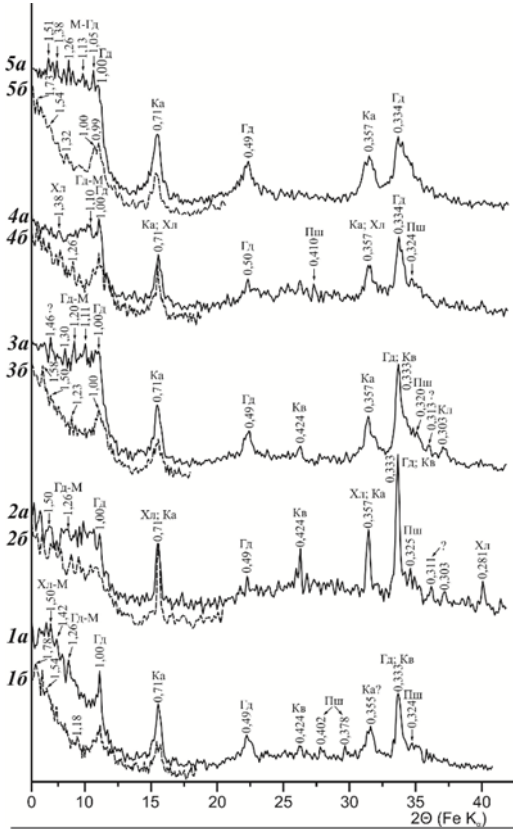


Рис. 2.30. Рентген-дифрактограми пелітових фракцій нижньоолігоценових аргілітів (св. Субботіна-403):

a – пропалені за температури 600 °С;

б – насичені етиленгліколем;

1 – хлорит, монтморилоніт, каолініт, гідрослюда; домішки: польовий шпат, кварц (інт. 1960–1965 м); *2* – гідрослюда, монтморилоніт, хлорит, каолініт; домішки: кварц, польовий шпат, кальцит (інт. 2658–2665 м); *3* – гідрослюда, монтморилоніт, каолініт (?); домішки: кварц, польовий шпат, кальцит (інт. 2729–2733 м); *4* – монтморилоніт, каолініт, гідрослюда; домішки: хлорит, польовий шпат (інт. 2665–2672 м); *5* – монтморилоніт, каолініт, гідрослюда (інт. 2254–2299 м)

За співвідношенням цих мінералів виокремлено три асоціації мінералів підкласу шаруватих диметасилікатів: гідрослюдиста, хлоритова і змішана.

Таблиця 2.6

Вміст мінералів підкласу шаруватих диметасилікатів у породах нижнього майкопу площі Субботіна, %

Свердловина	Зразок №	Інтервал, м	Назва породи	Гідрослюда	Змішано-шаруваті фази	Каолініт	Хлорит
Субботіна-403	1	1960–1965	Аргіліт	49	5	46	–
	2	2658–2665	«	38	9	–	53
	3	2729–2733	«	63	7	30	–
	4	2665–2672	«	88	4	–	8
	5	2254–2299	«	60	5	35	–

Гідрослюда є найбільш поширеною серед асоціацій і виявлена в зразках № 3–5 (див. табл. 2.6). Окрім гідрослюди, у пробах присутні каолінит, змішаношаруваті мінерали, хлорит.

Хлоритова асоціація встановлена в зразку № 2 і також містить гідрослюду та змішаношаруваті мінерали.

Змішану асоціацію мінералів зафіксовано в зразку №1. До її складу входять гідрослюда, каолінит і змішаношаруваті мінерали.

3. ЛІТМОЛОГІЧНА БУДОВА МАЙКОПСЬКИХ ВІДКЛАДІВ

3.1. ПРИЧОРНОМОРСЬКО-КРИМСЬКИЙ ОСАДОВО-ПОРОДНИЙ БАСЕЙН

Вивчення характеру послідовностей нашарувань осадових тіл є важливим як під час літостратиграфічного розчленування товщ, так і під час їхнього фаціального аналізу та седиментологічних реконструкцій.

3.1.1. Нижній майкоп

У розрізах нижньомайкопської товщі Причорноморсько-Кримського осадово-породного басейну виокремлено від 4 до 15 літмітів регіонального, зонального та локального поширення товщиною 20–80 м (рис.3.1). Загалом найбільш поширені глинисті (VI та VII поля класифікаційного трикутника) літміти, які становлять у середньому 65 % потужності нижньомайкопської товщі. Південно-західна частина регіону (Десантна, Олімпійська площі) відрізняється значним розвитком кластичних (III та IV класифікаційні поля) літмітів (75 % розрізу).

Подібна картина спостерігається і в Північному Причорномор'ї (Таврійська, Херсонська площі), де вміст у розрізі піщано-алевролітових літмітів понад 50 %.

На решті території відсоток піщано-алевролітових літмітів у розрізі не перевищує 25 %.

У нижньомайкопській товщі доволі чітко виокремлюються дві кластогенні пачки регіонального (нижня та середня частини розрізу) та одна зонального (верхня частина розрізу) поширення (див. рис. 3.1).

Базальна пачка (Мн-I) відрізняється сталим об'ємом (20–60 м) у межах усієї території, натомість пачка Мн-II має подібний характер лише в приосьовій частині басейну (профіль II-II), а на його північній та південній периферіях (профіль I-I) її потужність аномально збільшується (до 100–150 м) і вона

об'єднується з пачкою Мн-III, яка простежується лише в крайових ділянках басейну (див. рис.3.1) і відсутня в депоцентрах.

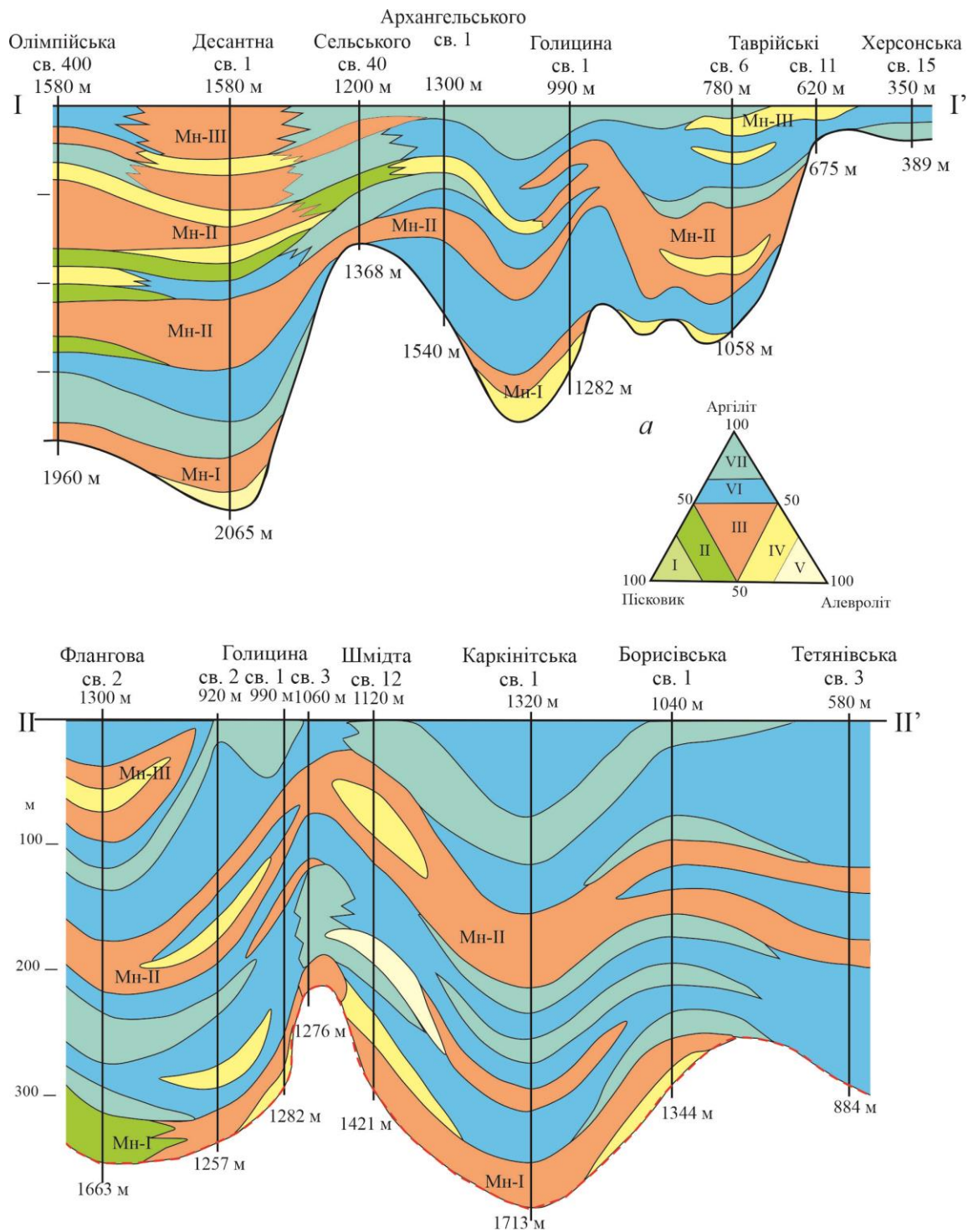


Рис. 3.1. Літмологічні перетини нижньомайкопської товщі та класифікаційна трикутна діаграма (а).

Просторове положення перетинів див. на рис. 2.1.

Усі три кластогенні пачки складені алевролітовими та змішаними

літмітами (III–IV поля класифікаційного трикутника), лише в південних розрізах (Олімпійська, Десантна площі) у розрізі середньої пачки незначну роль відіграють піщані літотики (II поле).

Внутрішня (літологічна) структура пачок має деяку специфіку на різних площах: на Олімпійській – розвинуті доволі потужні (до 8–10 м) горизонти алевролітів, а в пачці Мн-II фіксується єдиний алевроліто-піщаний пласт завтовшки приблизно 40 м (рис.3.2). У св. Шмідта-12 в обох пачках також спостерігаються піщано-алевролітові горизонти по 20–30 м. Розрізи пачок, розкритих св. Каркінітська-1, характеризуються підвищеним значенням глинистих літотипів (пласти аргілітів до 5–7 м), а у св. Голицина-1 ці кластогенні пачки відрізняються тонким (1–3 м) перешаруванням основних літологічних різновидів.

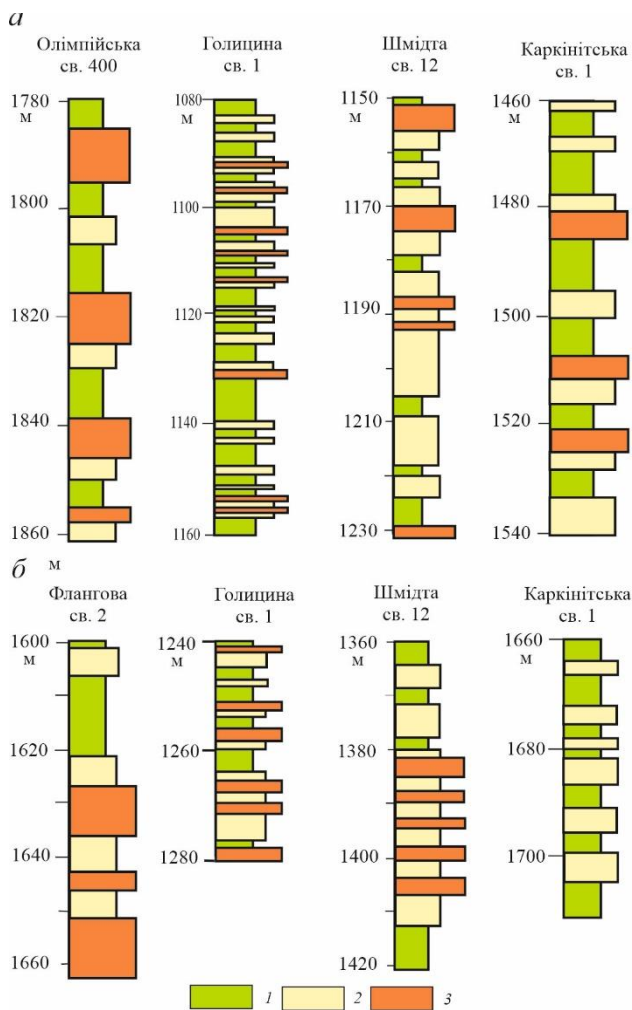


Рис. 3.2. Літологічні розрізи літмітів пачок Мн-I (а) та Мн-II (б) нижньомайкопської товщі:
1 – аргіліти (глини); 2 – алевроліти;
3 – пісковики

Значний, майже наскрізний розвиток піщано-алевролітових літмітів простежується в південно-західній частині регіону (Десантна, Олімпійська площі). Тут, за товщиною нижньомайкопської товщі приблизно 500 м, у її розрізах домінують (75 % розрізу) літміти змішаного (III, до 53 %) та алевролітового (IV, до 17 %) класифікаційних полів.

Також значний розвиток кластогенів (до 55 %) спостерігається і в розрізах північно-західних теренів регіону (Таврійська, Херсонська площі), де вони представлені літмітами двох класифікаційних полів: змішаного (III, до 30 %) та алевролітового (IV, до 23 %). На решті території відсоток піщано-алевролітових літмітів у розрізах нижньомайкопської товщі не перевищує 25 %. Базальна пачка Мн-I, завтовшки 20–60 м, простежується переважно в осьових зонах конседиментаційних депресій, де утворена літмітами алевролітового (IV) та змішаного (III) полів, що фаціально заміщують одне одного. Її розріз складений перешаруванням алевролітів (товщина окремих прошарків від 0,5–1,0 до 6 м, 25–50 % розрізу), пісковиків (0,5–1,5 м, 22–30 %) та аргілітів (від 0,5–1,5 до 7 м, 23–63 %) (див. рис. 3.2).

Друга пачка регіонального плану (Мн-II) розміщена в середній частині розрізу в межах майже всієї вивченої території. Її товщина варіює від 40 до 80 м, а складена вона літмітами змішаного (III), алевролітового (IV) та піщаного (II) полів, що взаємозаміщуються по латералі. В осьовій зоні та на східних схилах Михайлівської депресії пачка розщеплена прошарками глинистих утворень (VI та VII поля). Літологічна структура пачки Мн-II характеризується чергуванням пластів аргілітів (22–47 %, товщиною 1–5 м) та алевролітів (38–77 %, 0,5–12 м) з окремими прошарками пісковиків (0–13 %, 0,5–5 м) (див. рис. 3.2).

3.1.2. Середній майкоп

Літологічні перетини демонструють принципові особливості структури відкладів середнього майкопу Причорноморсько-Кримського осадово-породного басейну та суміжного суходолу (рис. 3.3).

Найбільше просторово розвинені в регіоні глинисті літміти (VI та VII поля, від 0 до 76 %, у середньому 48 %).

Широкий, майже наскрізний розвиток піщано-алевролітових літмітів простежений у південно-західній частині регіону (площі Олімпійська, Десантна, Гамбурцева). Тут, у розрізі середньомайкопської товщі (40–200 м), домінують

утворення змішаного (III, до 100 %) та піщаного (II, до 61 %) класифікаційних полів.

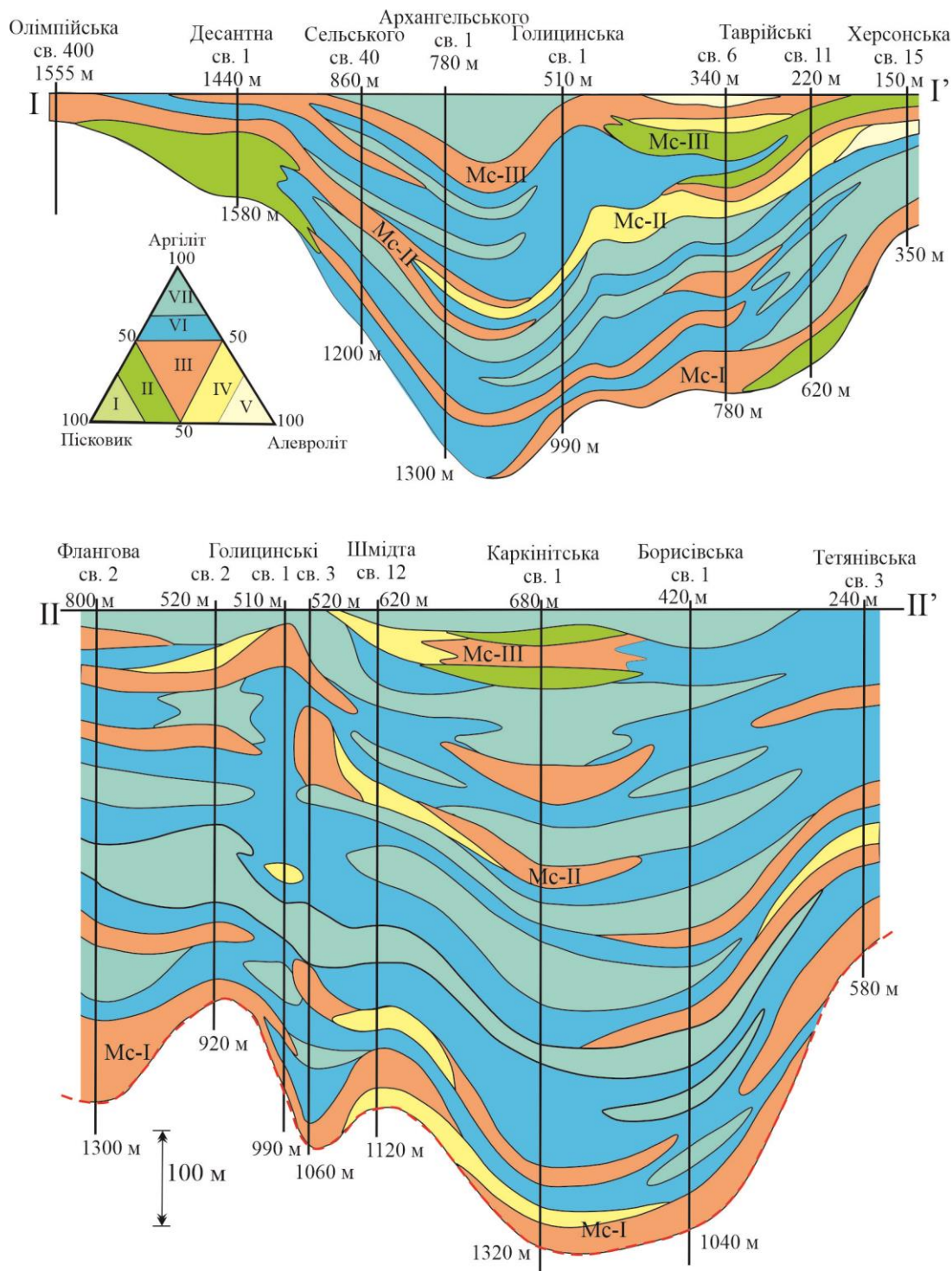
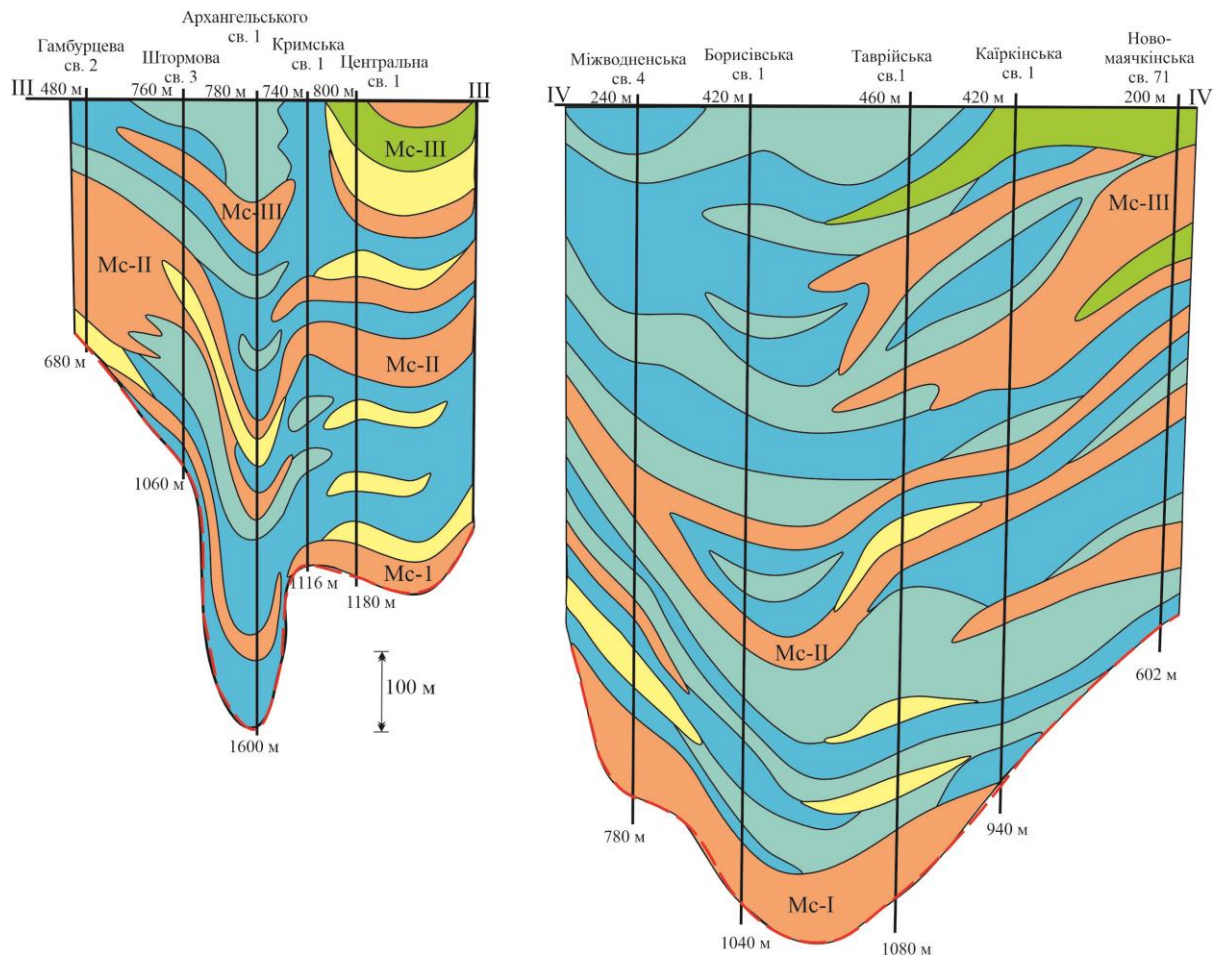


Рис. 3.3. Літмологічні перетини середньомайкопської товщі та літмологічна класифікаційна трикутна діаграма.

Просторове положення перетинів див. на рис. 2.3



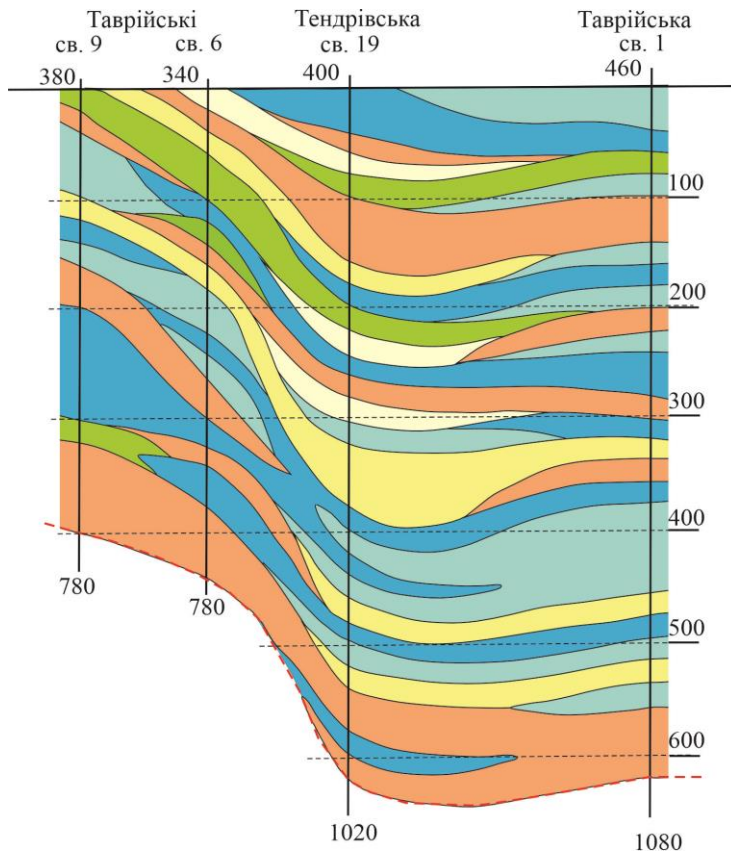
Продовження рис. 3.3

Піщано-алевролітові літміти значно розвинені і на півночі регіону (Таврійська, Херсонська площі), де товщина середньомайкопських відкладів варіює від 60 до 450 м. Тут виокремлюються літміти всіх шести класифікаційних полів, але при цьому сумарний вміст піщано-алевролітових утворень (II – V поля) становить 45–65 %.

На решті території часткоостанніху розрізі середньомайкопської товщі не перевищує 25 % (див. рис. 3.3).

Доволі виразно на перетинах простежуються три субрегіональні кластогенні пачки (Mc-I, Mc-II, Mc-III) (див. рис. 3.3). Перша з них – Mc-I (базальна, 20–80 м) розвинена головно у склепіннях та на схилах конседиментаційних піднятів у північних, західних та східних районах регіону. На півдні та в осьових зонах депресій ці утворення не зафіксовані. Пачка Mc-I

складена переважно літмітами змішаного (III) з локальним розвитком піщаного (II) чи алевролітового (IV) полів. Розрізу властиве тонке перешарування алевролітів (0,2–1,0 м) та аргілітів (0,5–4,0 м), іноді пісковиків (0,1–0,5 м) (рис. 3.4).



Продовження рис. 3.3

Друга пачка (Mc-II) тяжіє до середньої частини розрізу і простежується в межах майже всієї вивченої території. Товщина пачки становить 20–40 м, а формують її переважно утворення змішаного (III), місцями (у північних ділянках регіону) піщаного (II) та алевролітового (IV) полів. Літологічна структура на

південному борті прогину характеризується перешаруванням пластів пісковиків (30 %, завтовшки 0,5–2,0 м) та алевролітів (55 %, 0–5,0 м) з поодинокими прошарками аргілітів (15 %, 1,5 м).

Третя пачка (Mc-III) доволі чітко проявляється лише в розрізах на схилі Української монокліналі, де її товщина перевищує 50 м. У південному напрямку (депоцентр седиментаційного басейну) вона різко виклинюється. Пачка складена кластогенними утвореннями змішаного (III), алевролітового (IV) та піщаного (II) полів. Розрізу притаманне перешарування пісковиків (до 10 м) та алевролітів (0,5–15,0 м) з поодинокими прошарками аргілітів (1,0–3,0 м) (рис. 3.5).

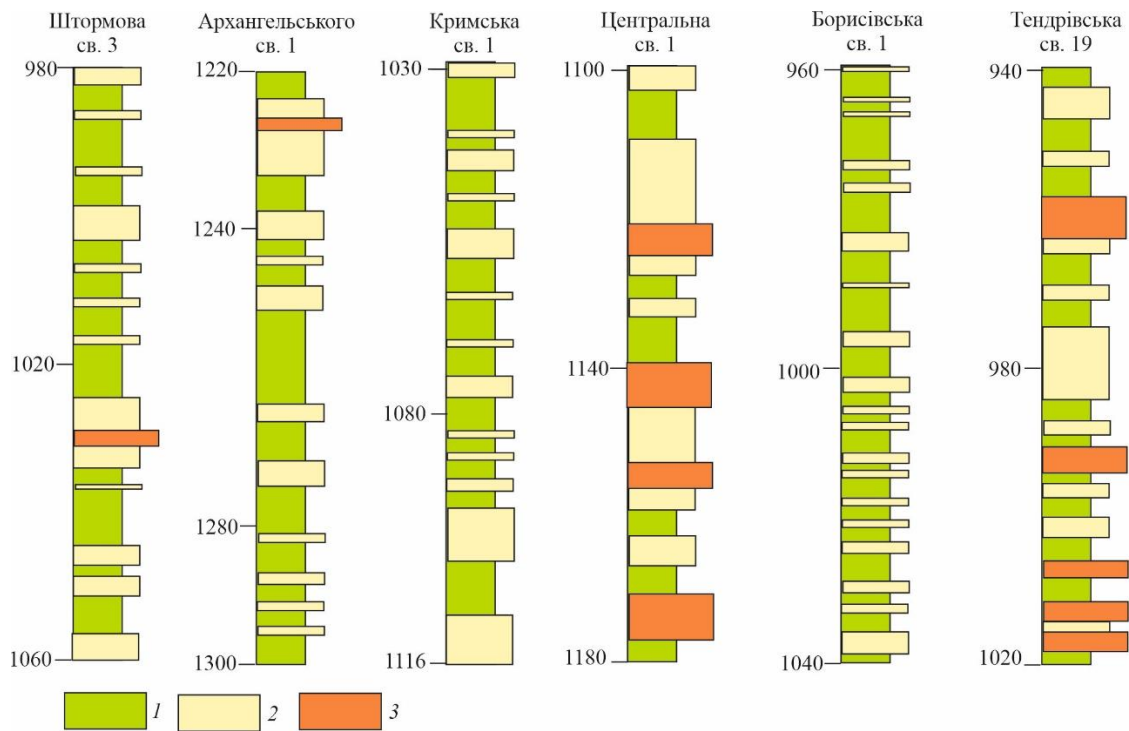


Рис. 3.4. Літологічні розрізи літмітів пачки Мс-I середньомайкопської товщі:

1 – аргіліти; 2 – алевроліти; 3 – пісковики

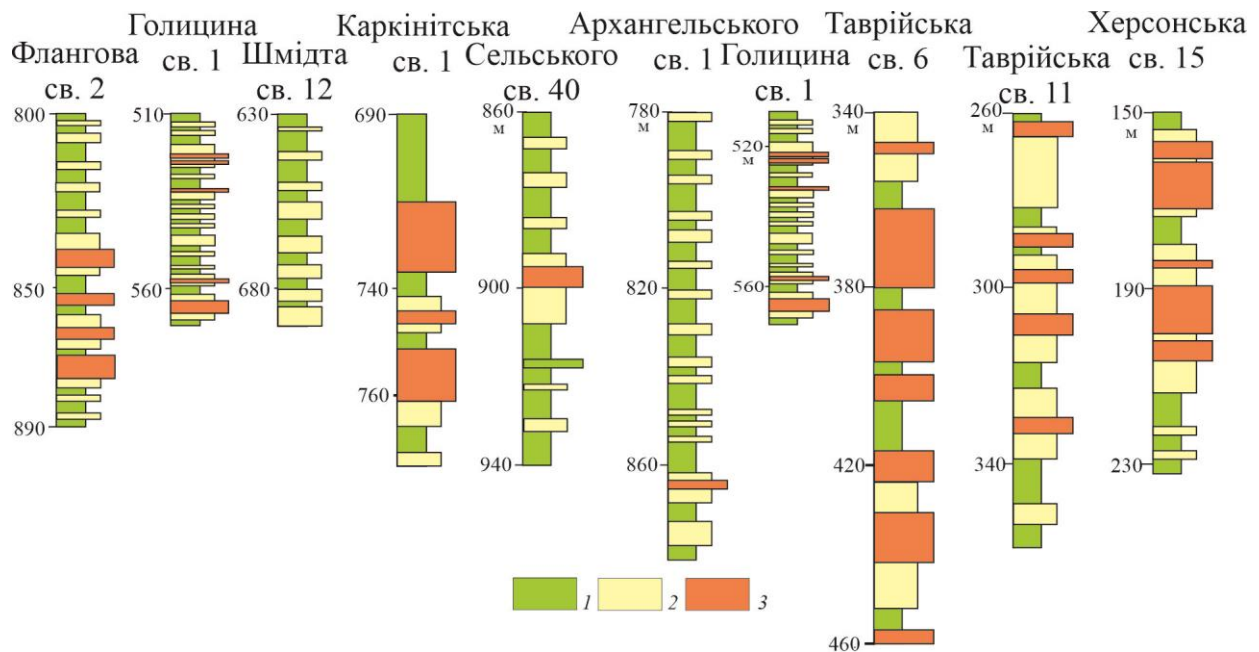


Рис. 3.5. Літологічні розрізи літмітів пачки Мс-III середньомайкопської товщі:

1 – аргіліти; 2 – алевроліти; 3 – пісковики

3.1.3. Верхній майкоп

У розрізі верхньомайкопської товщі домінують літміти змішаного піщано-алевроліто-глинистого та глинистого класифікаційних полів.

Натомість кластогенні піщано-алевролітові літміти мають майже наскрізний розвиток у північно-східних (Таврійська, Новомаячкінська площі) та східних (Борисівська, Міжводненська площі) районах вивченого регіону. Тут, за товщиною верхнього майкопу від 20 до 160 м, у розрізі домінують літміти змішаного (III поле, до 60 %), піщаного (II поле, до 40 %) та алевролітового (IV поле, до 20 %) класифікаційних полів (рис. 3.6, 3.7).

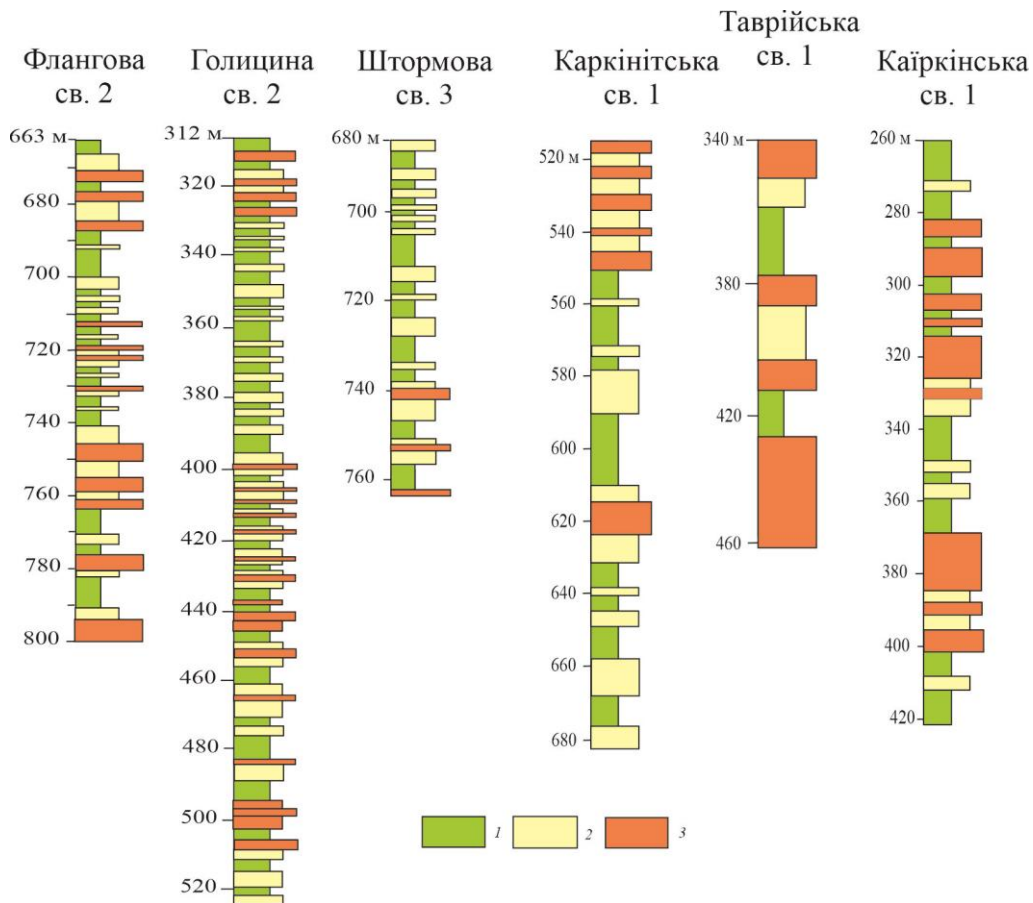


Рис. 3.6. Літологічні розрізи літмітів верхньомайкопської товщі:

1 – аргіліти; 2 – алевроліти; 3 – пісковики

Значний розвиток кластогенних літмітів також зафіксований у межах північно-західних (північний борт Північнокримського прогину, площі Голицина, Шмідта, Каркінітська) ділянок регіону, де потужність товщі

перевищує 200 м, а поряд з піщано-алевролітовими літмітами розвинені і глинисті (VI, VII поля, до 30 %).

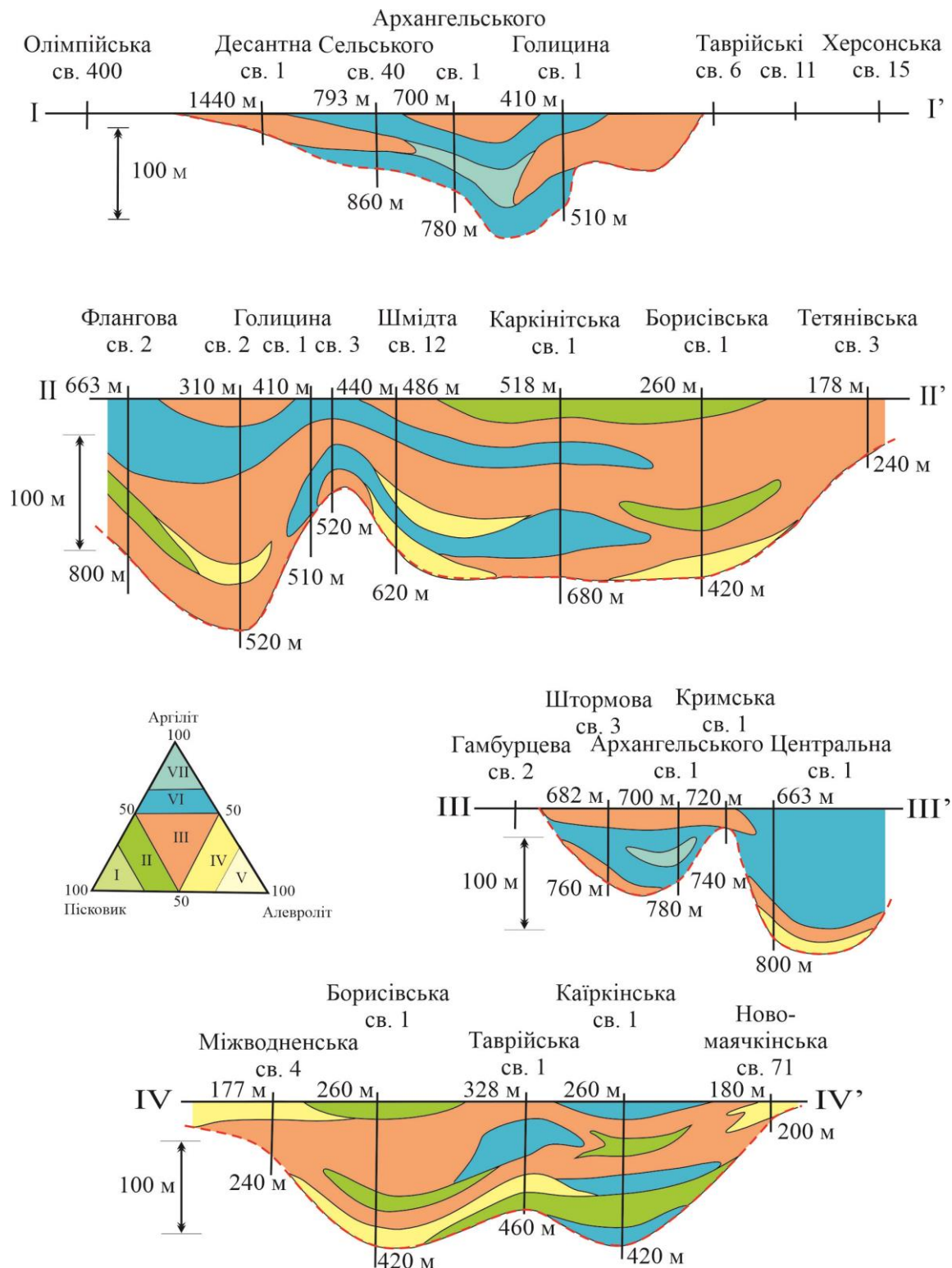


Рис. 3.7. Літмологічні перетини верхньомайкопської товщі та класифікаційна трикутна діаграма.

Просторове положення перетинів див. на рис. 2.10

Слід відзначити характерне, майже регіональне поширення піщано-алевролітових літмітів у припідшовній та припокрівельній частинах верхньомайкопської товщі, які формують малопотужні (до 20 м), але добре виражені в розрізі верстви літмітів алевролітового (IV поле) та піщаного (II поле) класифікаційних полів.

Наскрізний розвиток літмітів глинистого типу в розрізі спостерігається в південних районах регіону. Тут, за товщиною верхнього майкопу приблизно 200 м, понад 60 % розрізу становлять глинисті літміти (VI та VII класифікаційні поля).

3.2. АЗОВО-ЧОРНОМОРСЬКИЙ ОСАДОВО-ПОРОДНИЙ БАСЕЙН

3.2.1. Нижній майкоп

У літмологічній структурі розрізу нижньомайкопської товщі Азово-Чорноморського осадово-породного басейну домінують глинисті літміти (VI, VII поля, від 22 до 76 %, середнє 49 %) (табл.3.1). Водночас локальними ділянками значно розвинені алевролітові, піскуваті або змішані літміти (рис. 3.8–3.10). Так, алевролітові літміти (IV, V поля), які в межах вивченого регіону присутні майже повсюдно (від 3 до 50 %, середнє 23 %), найбільш притаманні нижньомайкопським розрізам Багерівської, Індольської, Казантипської та Приморської депресій (див. рис. 3.8, св. Красногірська-1, св. Малобабчинська-1). У межах останніх за товщини нижньомайкопської товщі 800–1500 м розмір алевролітових літмітів варіює здебільшого від 20 до 40 м (у поодиноких випадках 100–150 м). При цьому розрізи набувають тонкошаруватої структури: чергування глинистих, алевролітових та змішаних утворень.

Піщані літміти (I, II поля) мають незначне просторове поширення (пачки завтовшки 20 м у межах Приморської депресії, 3–11 %), і лише локально в південно-західній частині регіону (св. Владиславівська-1) їхній вміст досягає 28 % (див. рис. 3.10). Тут, у верхній частині розрізу (остракодовий,

верхньопланорбеловий горизонти) розвинені піщані пачки товщиною до 20 м (зрідка 40 м). При цьому сумарна товщина останніх перевищує 700 м.

Таблиця 3.1

Літмологічний склад нижньомайкопської товщі

Депресії/ підняття	Площа, свердловина	Літміти, %							Товщина, м
		I	II	III	IV	V	VI	VII	
Багерівська	Булганацька-1	0	0	9	14	4	44	29	1375
	Бондаренківська-1	0	0	12	37	3	29	19	1183
	Малобабчинська-1	0	3	10	22	0	30	48	1780
	Придорожна-1	0	0,7	22	19	6	21	29	1619
Індольська	Владиславівська-1	0	1	16	28	0	18	14	1483
	Південно-владиславівська-1	0	0	35	1	0	44	19	1500
	Уварівська-1	0	2	17	32	6	21	24	1908
	Колодезна-1	0	5	14	34	2	26	22	996
	Коломненська-1	3	4	11	16	0	26	42	380
Казантипська	Поворотна-1	0	0	20	20	0	47	10	1212
	Слюсарівська-2	0	0	14	24	2	31	29	1232
	Красногірська-1	0	1	17	38	8	17	19	1565
Приморська	Дубровська-1	0	0	14	47	0	34	5	1257
	Ортоелінська-1	0	2	8	17	0	49	26	960
	Коренківська-1	0	0	38	0	0	55	5	1450
	Краснопільська-14	0	0	24	38	8	16	14	736
	Мар'ївська-1	0	0,4	4	22	4	30	40	975

Продовження табл. 3.1

Депресії/ підняття	Площа, свердловина	Літміти, %							Товщина, м
		I	II	III	IV	V	VI	VII	
Фонтанівсько- Горностаївське	Горностаївська-4	0	3	43	3	0	43	0	1140
	Горностаївська-6	0	3	32	3	6	21	35	703
	Марфівська-1	0	0	3	22	3	33	36	700
	Фонтанівська-1	0	0	72	0	0	28	0	571
	Фонтанівська-5	0	3	71	7	0	22	0	816
Гірськокримське	Мошкарівська-112	0	0	50	8	0	42	0	512
	Куйбишівська-16	0	0	45	3	0	47	5	810
	Селезнівська-4	0	2	33	10	0	40	17	864
	Північно- селезнівська-3	0	0,5	9	26	9	33	21	1163
Південно- керченський прогин	Субботіна-403	0	0	51	7	0	42	0	1117
	Субботіна-1	0	0	17	23	0	43	17	854
	Субботіна-2	0	0	33	22	12	30	3	1200
	Субботіна-3	0	0	43	15	0	38	4	1038
Рівнинний Крим	Усть-Салгирська-1	0	0	50	50	0	0	0	360
	Стрількова-7	0	0	19	0	56	25	0	262
	Джанкойська-18	0	0	30	5	0	45	20	180

Літміти змішаного типу (III поле) характеризуються регіональним поширенням (3–72 %, середнє 27 %). Вони максимально розвинені в межах східних схилів Гірськокримської споруди та в склепінних зонах Фонтанівського і Горностаївського підняття, де формують пачки завтовшки до 200 м (див. рис. 3.10).

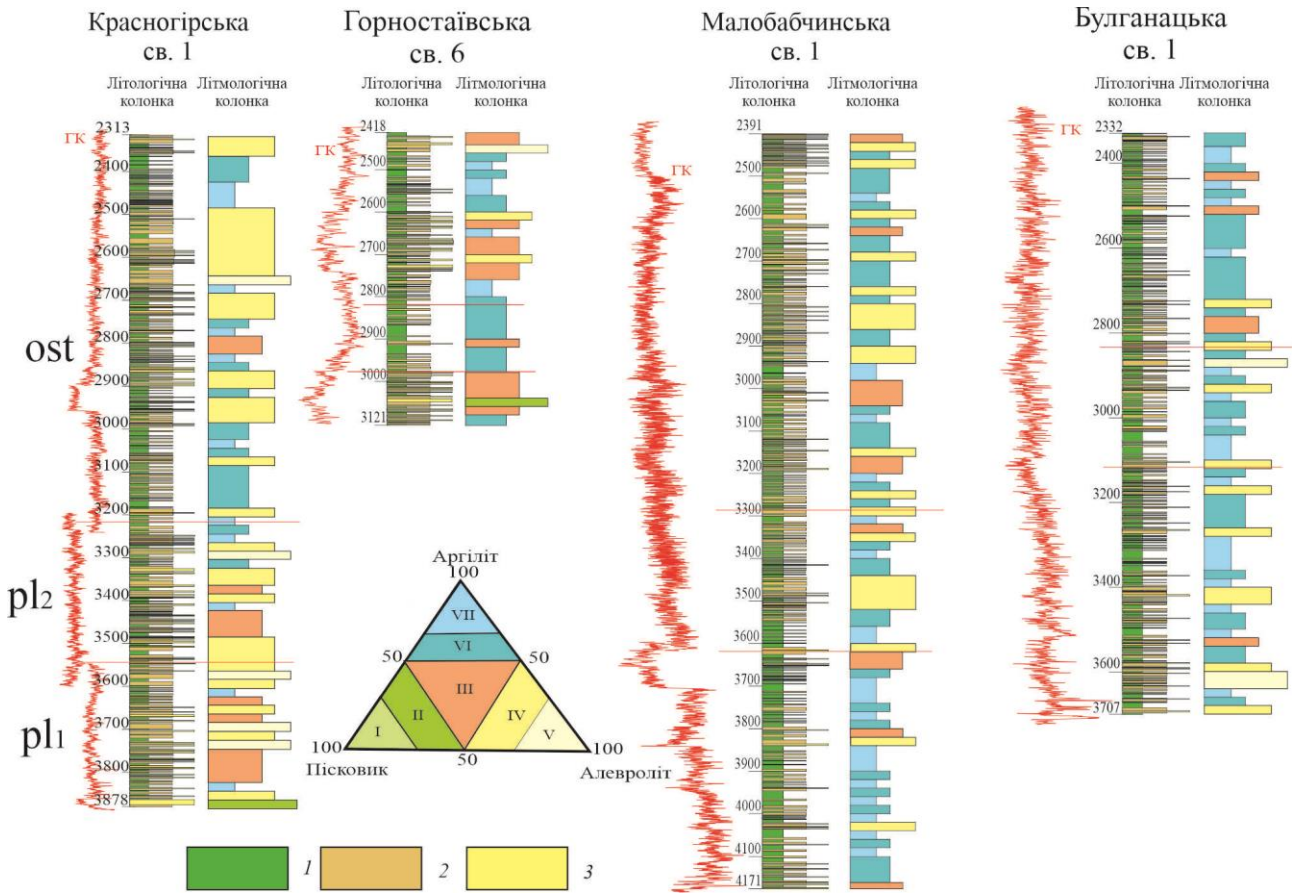


Рис. 3.8. Літолого-літмологічна структура розрізів нижньомайкопської товщі Азово-Чорноморського осадово-порідного басейну та класифікаційна літмологічна трикутна діаграма
 1 – аргіліти, 2 – алевроліти, 3 – пісковики

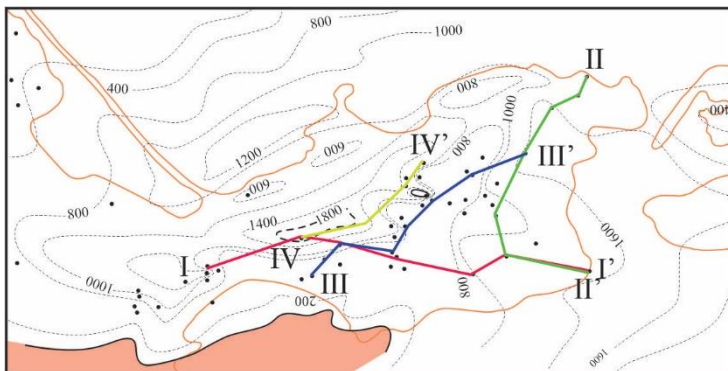


Рис. 3.9. Схема розташування літмологічних перетинів

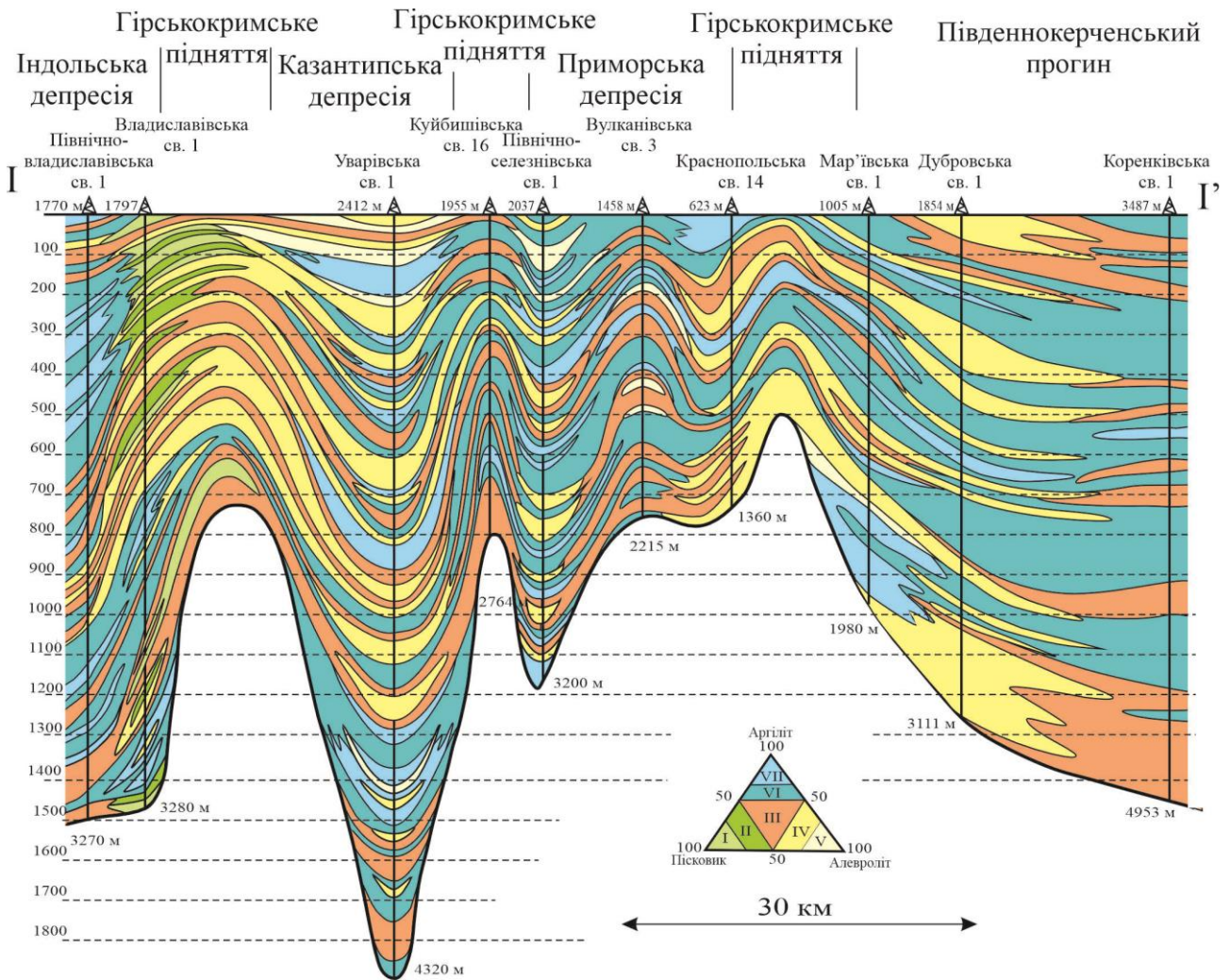
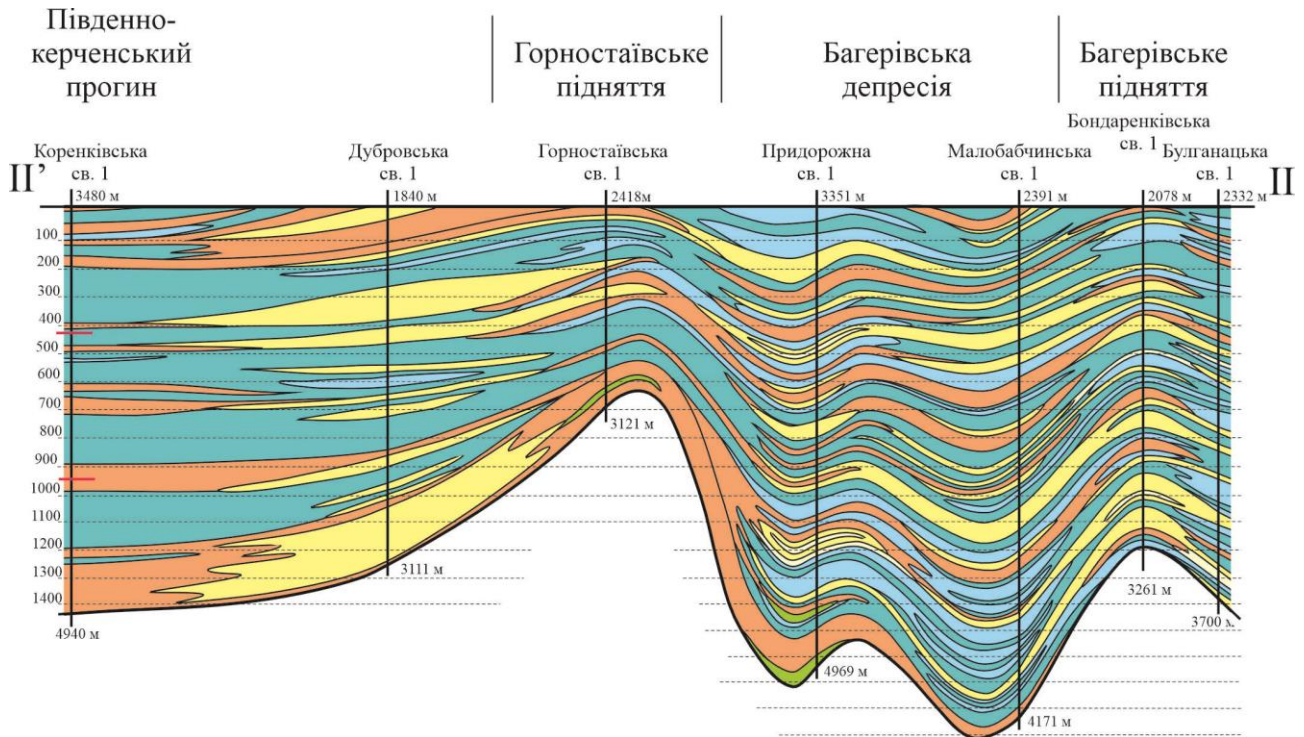


Рис. 3.10. Літмологічні перетини нижньомайкопської товщі та класифікаційна трикутна діаграма

Положення перетинів: див. на рис. 3.9

Доволі виразно в літмологічному розрізі нижньомайкопської товщі простежується субрегіональна кластогенна пачка, яка охоплює весь розріз *нижньопланорбелової товщі*. Частина геологів виокремлюють її як окрему дюрмінську світу (Вернигорова та Рябокони, 2018) (див. рис.3.10). Товщина пачки коливається від декількох до 300 м, а формують її 1–22 літміти завтовшки від 20 до 200 м (див. рис. 3.10, див. табл.3.1). Загалом майже рівномірно поширені глинисті (VI, VII поля класифікаційного трикутника) та алевролітові (IV, V поля) літміти, які становлять середньому 36 % та 32 %, відповідно.

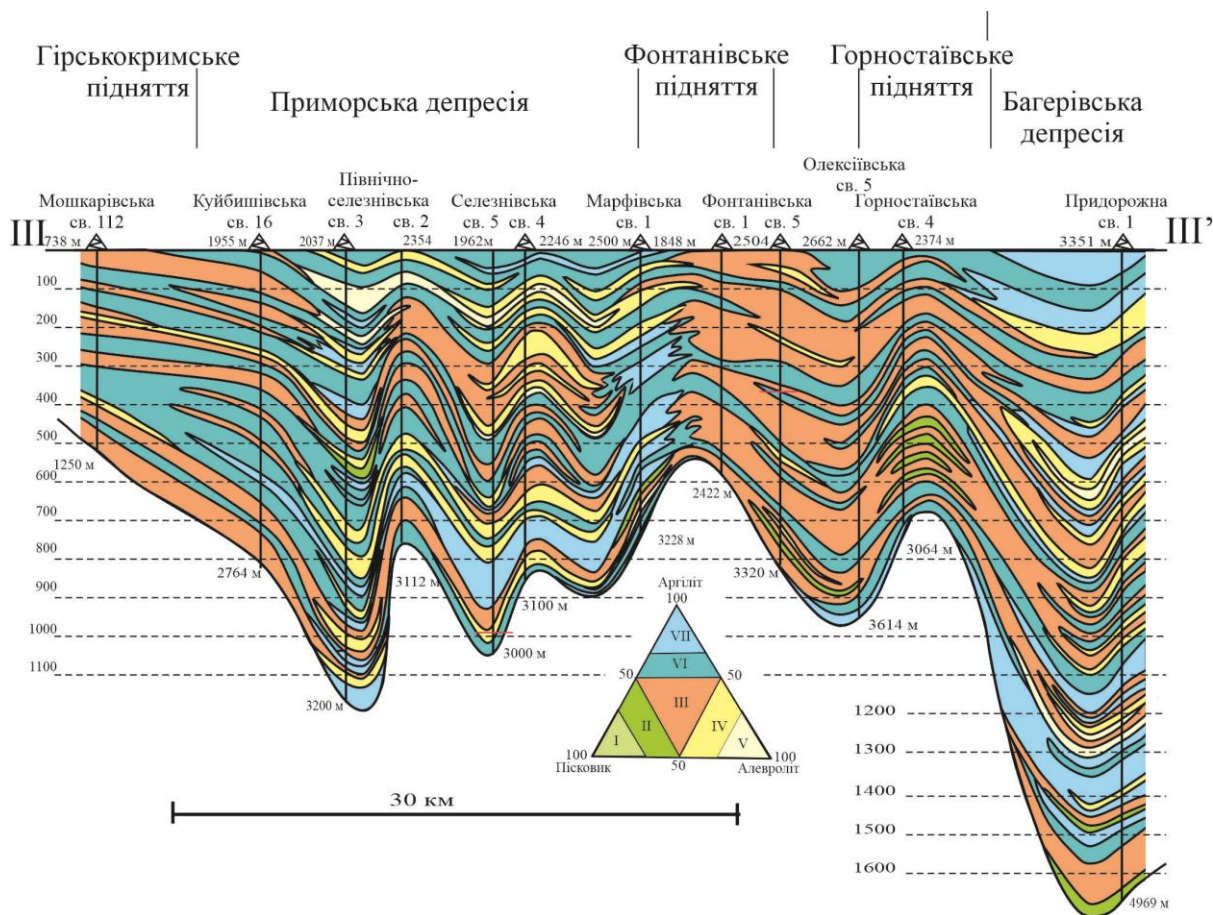
У західних районах регіону (східні схили Гірськокримського підняття) значно розвинені кластичні літміти (III та IV класифікаційні поля), які становлять понад 75 % вивченого розрізу.



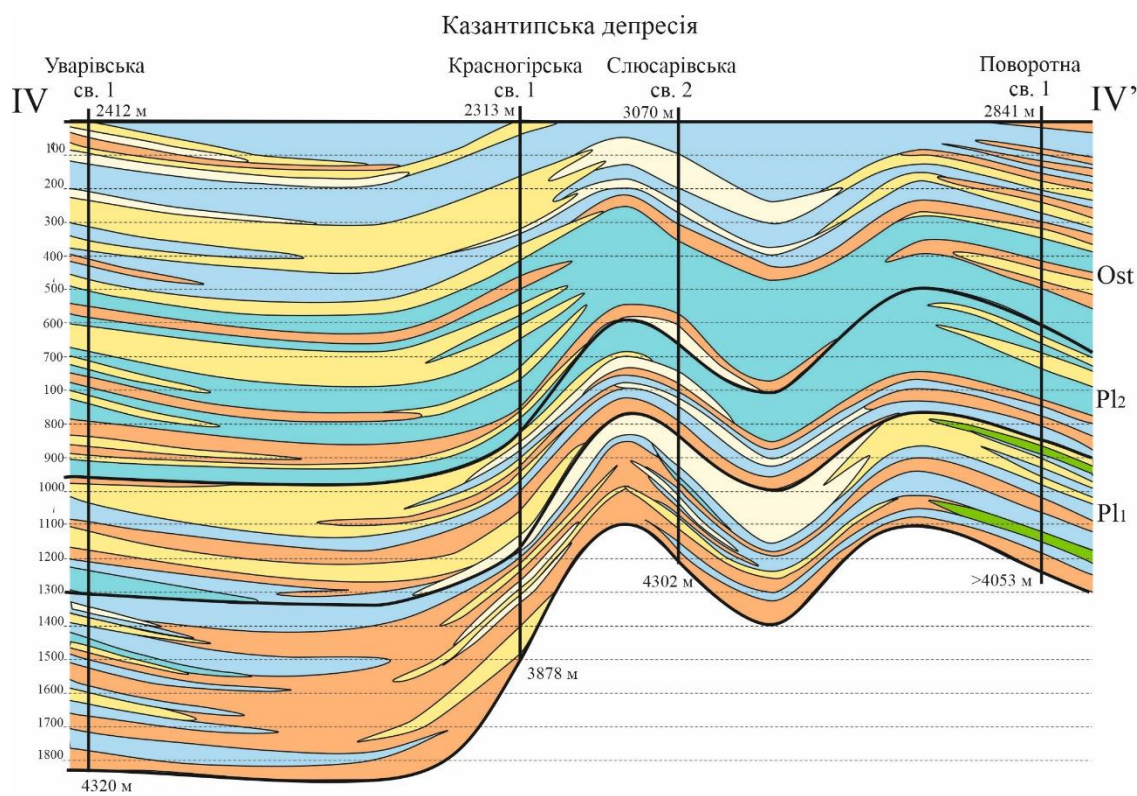
Продовження рис. 3.10

Майже аналогічна картина спостерігається і в північних районах регіону, де в межах Казантипської депресії Індоло-Кубанського прогину (Красногірська, Слюсарівська площі) вміст псаміто-алевролітових літмітів (III–V поля) перевищує 70 % загальної потужності. У східному та західному напрямках вміст у розрізі останніх різко знижується до 20 %.

У східних районах вивченого регіону локальне поле поширення кластогенних літмітів (до 70 %, поля III та V) тяжіє до склепінної зони Багерівського виступу.



Продовження рис. 3.10



Продовження рис. 3.10

На решті території та в осьових зонах депресій (Індольської, Казантипської, Багерівської, Приморської) у розрізі нижньопланорбелової товщі регіону домінують (понад 50 %) глинисті літміти (VI, VII поля класифікаційного трикутника).

Літмологічна структура розрізу вивченої товщі характеризується деякою специфікою на різних площах. У склепінних зонах та на схилах конседиментаційних підняттях (Краснопольська, Дубровська, Марфівська, Горностаївська та інші площі) розвинені потужні (40–200 м) кластичні літміти, переважно III та IV класифікаційних полів, намість депресійним ділянкам (Красногірська, Малобабчинська, Поворотна, Булганацька та інші площі) притаманна тонкошарувата літмологічна структура з товщинами окремих літмітів 20–40 м.

Внутрішня літологічна будова літмітів не виявляє відчутних просторово-вікових варіацій і в цілому є тонкошаруватою, з товщинами окремих прошарків від 0,2 до 5 м (див. рис. 3.8).

Окрім цієї базальної субрегіональної пачки, маємо змогу виокремити цілу низку кластогенних пачок локального поширення: у середній частині верхньопланорбелової товщі; у нижній та верхній частинах остракодового горизонту. Останні доволі добре трасуються в межах Приморської депресії та Фонтанівсько-Горностаївського підняття. Водночас у межах Індольської, Казантипської, Багерівської депресій їхнє виокремлення ускладнене через тонкошарувату структуру розрізу товщі.

У межах *Південнокерченського прогину* (площа Субботіна) літмологічна структура розрізу нижньоолігоценової товщі сформована 50–60 літмітами алевролітового, змішаного та аргілітового класів завтовшки 20–160 м (рис. 3.11; див. табл. 3.1). Загалом, у майже рівних співвідношеннях, виокремлюються аргілітові (VI та VII поля класифікаційного трикутника) та змішані (III поле) літміти, які сумарно становлять у середньому 75 % розрізу товщі. Піщано-алевролітові літміти (IV та V поля, 20–100 м,) максимально поширені в нижній та

середній частинах розрізу товщі. У їхньому складі домінують пласти алевролітів (завтовшки до 5,0 м) з прошарками аргілітів та поодинокими шарами пісковиків. Літмологічна структура розрізу св. Субботіна-403 та -3 майже ідентична, св. Субботіна-1 відрізняється підвищеною глинистістю, а св. Субботіна-2 – алевроитистістю. Окрім того, літмологічна структура розрізу св. Субботіна-1 має більшу контрастність – перешарування глинистих (VI та VIIполя) та алевролітових (IVполе) літмітів при значно меншому поширенні літмітів змішаного типу (IIIполе).

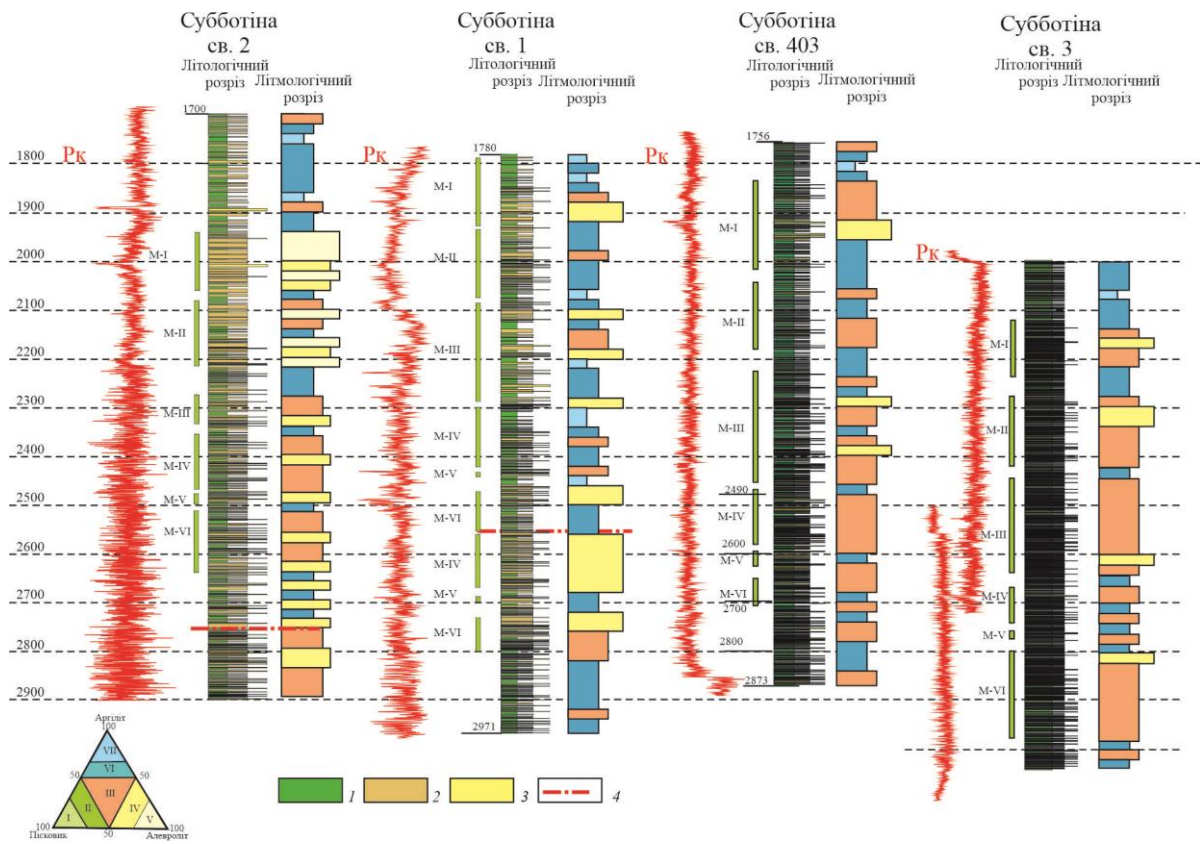


Рис. 3.11. Літологічні та літмологічні розрізи нижньомайкопської товщі площі Субботіна та класифікаційна літмологічна трикутна діаграма:

I – аргіліти; *2* – алевроліти; *3* – пісковики; *4* – підкиди та скиди (за ДГП «Укргеофізика», 2009); М-I–М-VI – перспективні нафтогазоносні горизонти (за ДГП «Укргеофізика», 2009)

Попри майже рівномірне просторово-вікове поширення алевроліто-піщаних прошарків у межах площі, все-таки спостерігається певна ритмічність у розвитку кластогенних горизонтів.

Доволі однозначно в літмологічній структурі виокремлюється низка регіонально поширених кластогенних пачок від 20 до 200 м, які сформовані літмітами змішаного (III) та алевролітового (IV та V) полів, що взаємозаміщуються по латералі та в розрізі. У склепінній зоні підняття пачки розщеплені прошарками аргілітових літмітів (VI, VII поля). Літологічна структура розрізу кластогенних пачок характеризується перешаруванням пластів алевролітів (0,1–5,0 м) та пісковиків (0,1–0,4 м) з поодинокими прошарками аргілітів (0,1–1,0 м) (див. рис. 3.11). Наявність таких кластогенних пачок підтверджує існування певної циклічності осадонагромадження, підпорядкованої евстатичним змінам рівня моря: кластогенний седиментогенез у регресивні та пелітовий – у трансгресивні моменти розвитку басейну.

Зазначимо, що виокремлені (ДГП «Укргеофізика», 2009; Лазарук, 2010) перспективні нафтоносні горизонти (M-I–M-VI) добре корелюються із встановленими нами кластогенними літмітами (див. рис. 3.11).

4. ГЕОЛОГО-ПАЛЕООКЕАНОГРАФІЧНІ УМОВИ ОЛІГОЦЕН- РАННЬОМІОЦЕНОВОГО ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ

4.1. РЕГІОНАЛЬНІ ГЕОЛОГО-ПАЛЕООКЕАНОГРАФІЧНІ СИТУАЦІЇ

Відповідно до уявлень, сформованих авторами палеогеографічних реконструкцій олігоценового періоду як територій колишнього СРСР, так і Європи (Балуховский и др., 1998; Зоненшайн и др., 1987; Сидоренко и др., 1983; Сеньковский та ін., 2016), вивчений нами регіон охоплював у цей час північні околиці Паратетису за Понтидсько-Малокавказькою острівнодужною грядою. У морфологічному відношенні це – Чорноморський глибоководний басейн, північна обширна Скіфська шельфова область та суходоли, які їх облямовують.

Осьовою частиною регіону був Чорноморський глибоководний басейн із Західно- та Східночорноморською котловинами, розмежованими валом Андрусова і Туапсінською та Сорокіна улоговинами – крайовими прогинами Кавказу і Гірського Криму відповідно.

Скіфський шельф, який простягався майже від Карпатського басейну на заході до Каспійського на сході, у морфологічному відношенні в олігоценовий час являв собою складнобудований об'єкт, з цілою системою прогинів та підводно-надводних підняттяв (рис. 4.1). На його сході виокремлюється Прикаспійський шельф з депоцентром у Терсько-Каспійському прогині, який на заході Ставропільським підняттям відокремлюється від Азово-Чорноморського шельфу з депоцентром в Індоло-Кубанському прогині. На самому заході Скіфського басейну розвивається Причорноморсько-Кримський шельф, відокремлений від Азово-Чорноморського Центральнокримським підняттям з депоцентром в Північнокримському прогині. Із півночі вищеназвана шельфова область межувала з Фено-Сарматським (захід) та Євро-Азійським (схід)

суходолами, а на півдні була облямована Добрудзько-Кримсько-Кавказькою грядкою підводно-надводних піднятів.

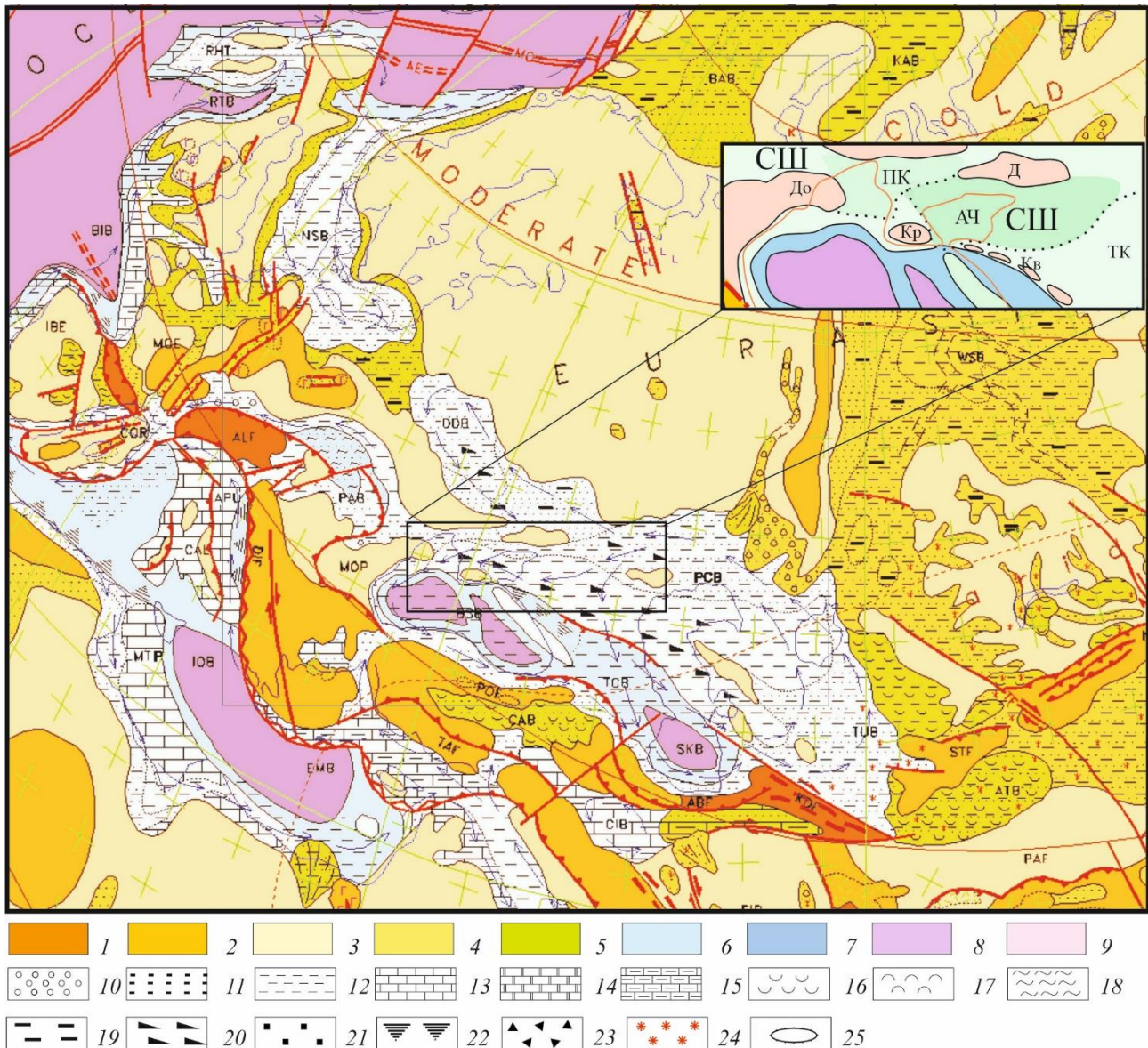


Рис. 4.1. Фрагмент палеогеографічної карти.

Палеоген: олігоцен (35,4–23,4 млн років) (Балуховский и др., 1998)

Палеогеографічні умови: 1 – високогірні гряди і плато; 2 – середні та низькі гори та плато; 3 – низький суходіл (пагорби, рівнини); 4 – озерно-флювіальні рівнини; 5 – лагуни; приберегові рівнини, періодично затоплені морем; 6 – шельф та інші плитководні моря; 7 – континентальний схил, підніжжя та інші глибоководні моря; 8 – океанічне дно (абісальна рівнина); 9 – океанічне плато, асейсмічне підняття, підводні гори. Літологія відкладів: 10 – конгломерати; 11 – піски; 12 – алеврити; 13 – вапняки; 14 – доломіти; 15 – глинисті вапняки; мергелі; 16 – гіпси, ангідрити; 17 – солі; 18 – кременисті породи; 19 – вугілля, торф; 20 – бітумінозні осади; 21 – льодовикові та водо-льодовикові осади; 22 – турбідіти, фліш; 23 – олістостроми; 24 – червоноколірні осади; 25 – рифи.

Басейни: BSB – Чорноморський; DDB – Дніпровсько-Донецький; NSB – Північноморський; PAB – Паннонський; PCB – Прикаспійський; SKB – Південно-Каспійський; TCB –

Закавказький; TUB – Туранський. Складчасті пояси: ALF – Альпи; DIF – Динариди; PAF – Памір; POF – Понтиди. У квадраті – район досліджень. Шельф: 1 – Скіфський (СШ); 2 – Причорноморсько-Кримський (ПК); 3 – Азово-Чорноморський (АЧ); 4 – Терсько-Каспійський (ТК). Суходоли: До – Добрудзький; Д – Донецький; Кр – Кримський; Кв – Кавказький

Умови майкопського осадонагромадження в межах Скіфського шельфу визначалися регіональними палеоокеанографічними особливостями (Балуховський и др., 1998; Зоненшайн и др., 1987 Невеская и др., 1984; Никишин и др., 2005; Попов и др., 1993а; 2009;). Колізійні процеси в Альпійському поясі, що розпочалися наприкінці пізнього еоцену, зумовили збільшення площ суходолів та формування складного контрастного ерозійно-тектонічного рельєфу.

Скіфський шельф був відокремлений Добрудзько-Каламітсько-Кримсько-Кавказькою грядою піднятих від Чорноморської глибоководної області, зв'язок з якою підтримувався через вузькі пра-Каламітську та пра-Керченську протоки, розташовані в області зчленування Добрудзького та Центральнокримського і Кримського та Кавказького піднятих відповідно. Ця гряда відігравала також роль локального джерела теригенного матеріалу і впливала на динаміку транспортування та розподілу осадового матеріалу.

Унаслідок ізоляції та скорочення водообміну з відкритим океаном змінювався склад біоти: зменшувалася роль планктонних форамініфер, а у зв'язку зі зниженням солоності стеногалінні організми заміщувалися евригалінними, місцями погіршувалася аерація водойми, що призводило до розвитку їх тонкостінних та карликових форм. Такий аномальний газовий режим у найглибших ділянках водойми міг спричинити виникнення аноксичних умов, що насамперед фіксується зникненням бентосних організмів (Плахотний и др., 1971).

Утім процес ізоляції басейну проходив поступово, зворотно-поступально, підпорядковуючись циклічності більш дрібного рангу. Особливо наочно дрібна циклічність майкопських відкладів проявляється за співвідношенням (Попов и др., 1993а; 2009;).

др., 1993б) головних типів форамініфер: планктонних та бентосних (секретійних, аглютинованих). Трансгресивним фазам дрібних циклів відповідають оптимальні умови для усіх екологічних типів. Збіднення комплексів характерне для екстремальних обстановок регресивних фаз. Насамперед зникають планктонні форми. Опріснення наприкінці регресивних фаз призводило до повного зникнення форамініфер. Це явище фіксується (Попов и др., 2009) за ритмічним чергування двошарів, у кожному з яких нижній містить багатий комплекс форамініфер, а у верхньому вони майже відсутні. Флуктуації рівня океану зумовили періодичність зміни прісноводних та морських умов седиментації. З рис. 4.2 видно, що регресивні моменти доволі чітко зіставляються з епізодами опріснення, що безумовно вказує на зростання ролі річкового скиду. Зазначені принципові особливості дають підстави вважати, що майкопський Причорноморсько-Кримський та нижньомайкопський Азово-Чорноморський басейни належать до естуарієвого типу. Останній являє собою частково замкнену прибережну водойму, води якої періодично або постійно з'єднуються з морем і в межах якої існує помітна зміна солоності, спричинена змішуванням морської води з прісною, яка надходила внаслідок дренажу суші.

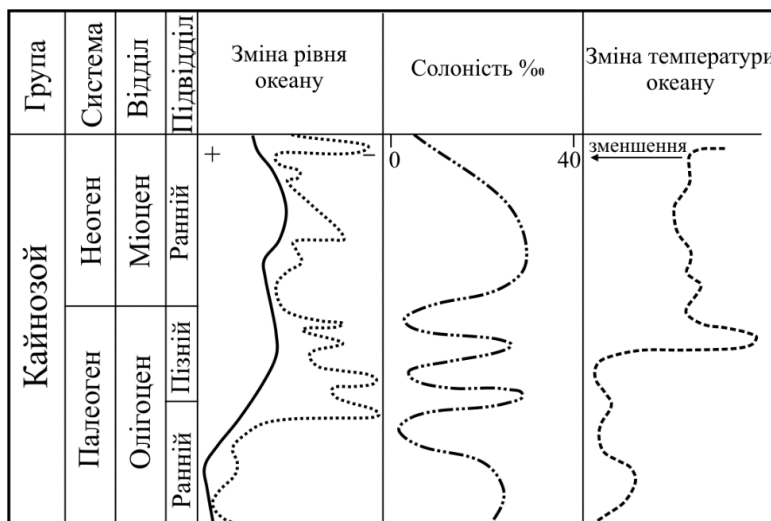


Рис. 4.2. Зміни рівня океану (Galloway, 1989), солоності вод (Жижченко, 1969), та температур (Хеллем, 1983) упродовж майкопського часу

За таких умов наявність в олігоцен-ранньоміоценовий

час (див. рис. 4.2) декількох (8–9) пульсацій рівня Світового океану повинна була спричинити періодичність домінування впливу на осадонагромадження то річкового скиду, то морської діяльності. У регресивні моменти могли

формуватися алювіально-дельтові комплекси седиментів, у трансресивні – проходила деструкція цих акумулятивних тіл унаслідок перерозподілу теригенного матеріалу морськими течіями різного типу.

У зв'язку з вищезазначеним може ускладнюватися будова теригенних акумулятивних тіл майкопської товщі. Таке чергування впливу континентального (алювіального) та морського чинників спричиняло значну просторово-вікову мінливість (взаємозаміщення) як по латералі, так і в розрізі різного типу літоральних барів, пов'язаних з річковою (гирлові) або морською (бар'єрні острови, уздовжберегові) діяльністю. При цьому ідентифікувати регресивний чи трансресивний характер останніх майже неможливо через суперпозицію тенденцій.

У тісному парагенезі з барами розвиваються конуси виносу, що пов'язане з розривними течіями, які зумовлені проривом річкових вод через бар. У зворотному напрямку діють припливно-відпливні течії, стічні штормові води. Теригенний матеріал, винесений за межі барових утворень у глибоководніші ділянки водойми, може перерозподілятися морськими течіями, зокрема контурними (Попп та ін., 2000), формуючи майже суцільні покривні тіла комбінованого походження.

Періодичне падіння рівня океану протягом олігоцен-ранньоміоценового часу спричиняло не тільки часткову ізоляцію Скіфського басейну від океанічних вод, але й інтенсифікацію скиду грубоуламкового теригенного матеріалу в його межі. Так, у ранньому олігоцені в Причорноморсько-Кримському осадово-породному басейні розпочався трансресивний етап розвитку з нагромадженням базальних верств (пачки Мн-I). Трансресія поширювалася в північному напрямку із Західночорноморської улоговини через Каламітську протоку, а осадонагромадження розпочалося в Чорноморській акваторії з подальшим її проникненням у межі північно-західного шельфу Чорного моря, Рівнинний Крим і відтак – у Північне Причорномор'я. Регресивні моменти фіксуються також у середині та верхах ранньоолігоценного часу (пачки Мн-II та Мн-III). У

структурі верхньоолігоценової товщі теж виокремлено три регресивні етапи – відбиті формуванням пачок Мс-I, Мс-II та Мс-III.

Трансгресивний етап раннього олігоцену фіксується і в Азово-Чорноморському осадово-породному басейні нагромадженням кластогенів базальних верств нижньопланорбелового підгоризонту (дюрмінська світа).

Через таку циклічність осадоагромадження побудова загальної геолого-палеоокеанографічної моделі раннього чи пізнього олігоцену є недоцільною, оскільки принципові особливості седиментації при цьому усереднюються і «розмиваються». Останнє насамперед зумовлене існуванням тривалих трансгресивних епізодів, з регіональною муловою пелагічною седиментацією. Водночас, як відомо (Жижченко, 1969), кондиційність палеоокеанографічних реконструкцій забезпечується вибором вузького вікового інтервалу. Таким вважаємо час нагромадження виокремлених (див.розділ 3) кластогенних пачок, утворення яких пов'язане з регресивними епізодами, які в регіональному плані можна розглядати як «квазісинхронні».

Для кращого розуміння просторово-вікових особливостей седиментаційних ситуацій на першому етапі будували відповідні моделі по низці перетинів.

4.2. УМОВИ ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ. ПРИЧОРНОМОРСЬКО-КРИМСЬКИЙ БАСЕЙН

4.2.1. Ранній майкоп

Седиментаційні моделі

Початок олігоценової трансгресії фіксується формуванням кластогенних утворень «базальної» пачки Мн-I, а подальше підняття рівня моря спричинило нагромадження пелітових та алеврито-пелітових мулів у межах майже всього басейну (рис. 4.3; розділ 3.1).

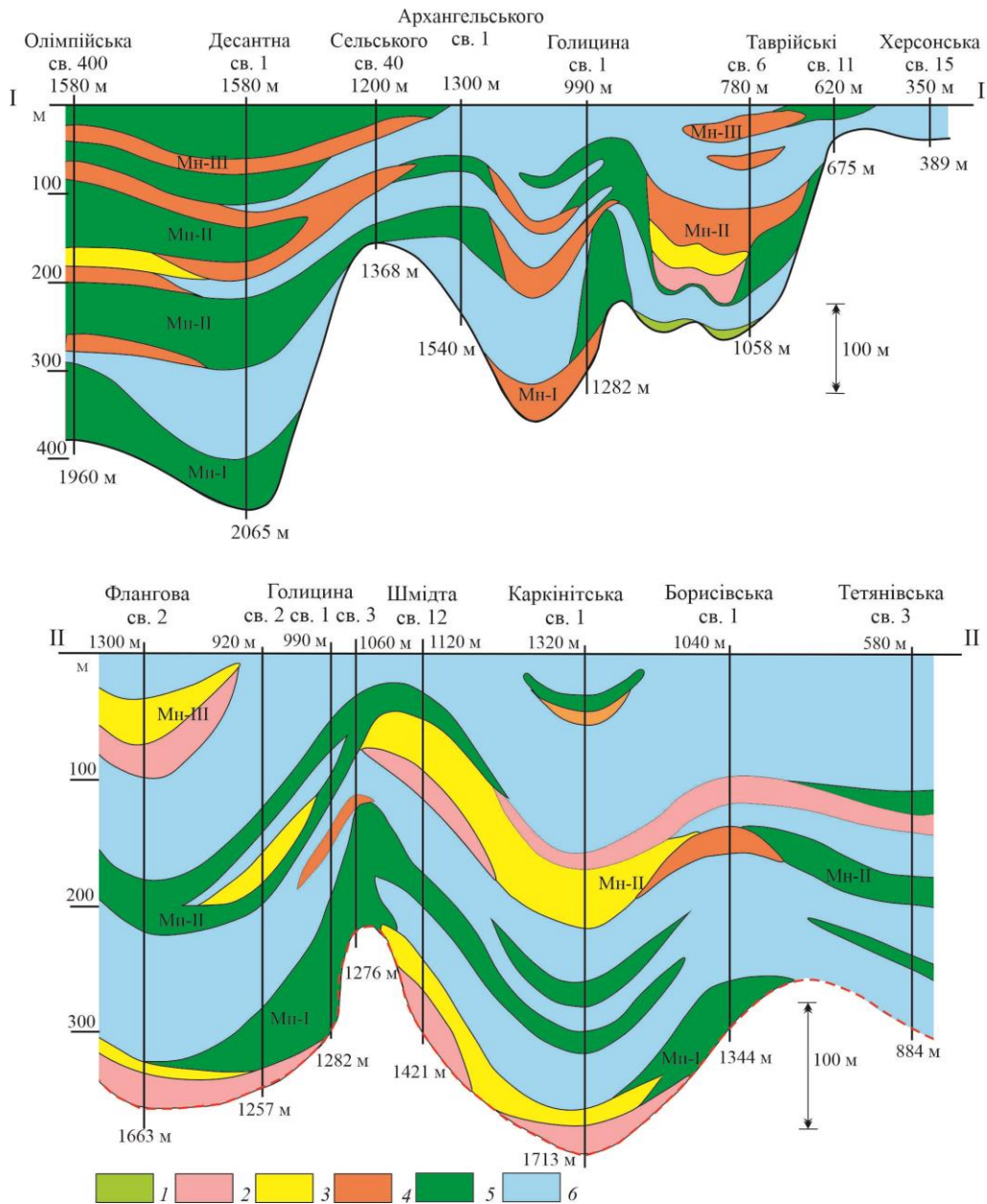


Рис. 4.3. Седиментолого-палеоокеанографічні перетини

Седиментаційні (фаціальні) умови: 1 – русла; 2 – гирлові бари; 3 – бар’єрні остри; 4 – конуси виносу; 5 – уздовжберегові бари; 6 – шельфові рівнини. Просторове положення перетинів: див. на рис. 2.1

Регресивний епізод зниження рівня моря всередині раннього майкопу зумовив формування алеврито-піщаних акумулятивних тіл регіональної пачки Мн-II. Регресивні тенденції наприкінці раннього майкопу проявилися лише в

периферійних ділянках седиментаційного басейну, де нагромаджувалися кластогени зональної пачки Мн-III.

Ділянками фіксується майже наскрізний розвиток барових акумулятивних тіл у парагенезі з конусами виносу (район площ Олімпійська, Десантна, Голицина, Борисівська). Так, на Олімпійській площі – це товща (400 м) рівномірного перешарування аргілітів (завтовшки 1–5 м), алевролітів (0,5–3 м) та пісковиків (до 7 м), яка доволі різко виклинюється в напрямку структур Десантна та Архангельського, де заміщується пелітовими мулами шельфових рівнин.

У північно-західних районах регіону простежені відклади алювіально-дельтової системи: русло, гирловий бар, бар'єрний острів та конус виносу з характерним південно-східним трендом заміщення (район площ Таврійська, Каркінітська, Флангова, Голицина). У Михайлівському та Таврійському депоцентрах седиментаційного басейну домінувала пелагічна мулова седиментація з локальним розвитком барів та конусів виносу.

У районі св. Таврійська-6 у базальній частині нижньомайкопського розрізу (пачка Мн-1) фіксуються руслові утворення товщиною 20 м. Це алевроліто-піщана пачка, складена пластами пісковиків (завтовшки до 5 м) та алевролітів (до 2 м), яка у східному напрямку (Каркінітська площа) заміщується утвореннями гирлового бару та бар'єрного острова (сумарна товщина 30 м). Відповідно змінюється і літологічна структура розрізу, у складі якого домінують глинисті літотипи (60 %) та алевроліти (40 %), прошарки пісковиків відсутні. У літологічній структурі бар'єрного острова вміст алевролітових утворень зростає до 90 %.

Подібний фаціальний комплекс (100 м) зафіксований також у базальній частині розрізу району площі Флангова. Утворення гирлового бару представлені перешаруванням пісковиків та алевролітів (прошарки до 10 м), а бар'єрного острова, що залягає вище, – аргілітів та алевролітів (прошарки до 5 м).

Алювіально-дельтові відклади пачки Мн-II фіксуються в тих самих ділянках, що і в відклади пачки Мн-I. Так, у св. Таврійська-6 акумулятивне тіло загальною потужністю 120 м складене утвореннями гирлового бару (20 м), які догори за розрізом заміщуються відкладами бар'єрного острова (30 м), а далі – конусу виносу (70 м). У районі площ Каркінітська та Шмідта – подібний комплекс завтовшки приблизно 100 м представлений пачкою перешарування аргілітів (80 %), алевролітів (15 %) та пісковиків (5 %).

На решті території кластогенні акумулятивні тіла в розрізах пачок Мн-I та Мн-II за ГДС ознаками виявляють барове походження.

Уламкові утворення регресивного епізоду кінцевих етапів ранньомайкопського осадоагромадження (пачка Мн-III) поширені лише в периферійних частинах басейну, де представлені відкладами барів та конусів виносу, які в напрямку депоцентрів розділяються на декілька горизонтів, виклинюються та заміщуються пелітами шельфових рівнин.

Умови седиментації

Умови осадоагромадження базальної пачки Мн-I характеризувалися незначними глибинами водойми, які не перевищували 20–30 м, а накопичувалися в прибережно-морських та алювіально-дельтових умовах глинисті, алевро-пелітові мули, піски та алевроїти. Скид уламкового матеріалу забезпечували чотири річкові системи північно-західного простягання, які дренивали Молдовський суходіл (рис. 4.4). Водотоки відзначалися незначними обсягами надходження кластичного матеріалу в басейн осадоагромадження, що, на нашу думку, зумовлено пенепленізацією суходолу, та формували невеликі малопотужні акумулятивні тіла русел, гирлових барів та бар'єрних островів. Такі утворення, розкриті св. Таврійська-6, Флангова-2, Шмідта-12, представлені пачками (завтовшки 20–50 м) перешарування пісковиків (темно-сірих до чорних, переважно середньозернистих, потужністю до 15 м) та алевролітів, з прошарками аргілітів.

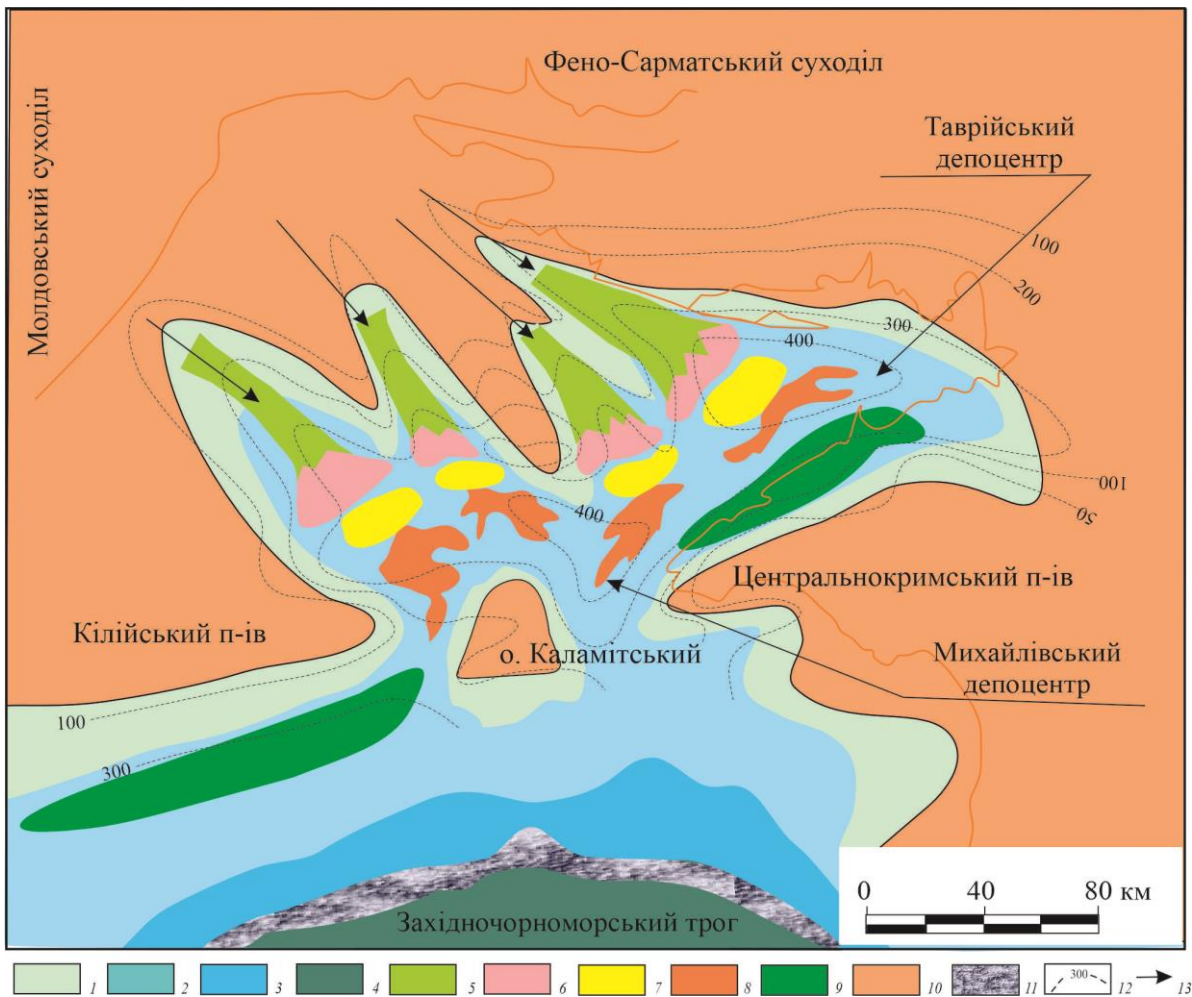


Рис. 4.4. Седиментолого-палеоокеанографічна модель

Причорноморсько-Кримського шельфу. Початок раннього майкопу

(базальна пачка Мн-І):

1 – прибережно морські; 2 – внутрішньошельфові рівнини; 3 – зовнішньошельфові рівнини; 4 – мезопелагіаль; 5 – русла; 6 – гирлові бари; 7 – бар’єрні острови; 8 – конуси виносу; 9 – уздовжберегові бари; 10 – суходіл; 11 – брівка шельфу; 12 – ізопахіти нижньомайкопської товщі; 13 – напрямки скиду уламкового матеріалу

На північних схилах конседиментаційних підняттях (Центральнокримського, Каламітського) (св. Гамбурцева-2, Кримська-1, Борисівська-1 та ін.) формувалися вздовжберегові бари, з товщинами 20–30 м, зрідка до 100 м. Подібні тіла (невеликі за площею та потужністю) простежені і в центральних районах седиментаційного басейну у склепіннях локальних підняття

(структура Голицина, св. 1, 3). Вони представлені пачками майже рівномірного перешарування пісковиків, алевролітів та аргілітів.

У Михайлівському та Таврійському депоцентрах басейну прогнозуємо розвиток конусів виносу, які формують клиноформні тіла в істотно пелітових мулах шельфових рівнин.

Дещо інші умови осадоагромадження спостерігалися в межах шельфового облямування Західночорноморського трогу (див. рис. 4.4). Тут домінували прибережно-морські умови теригенного осадоагромадження, а накопичувалися алеврито-пелітові та алеврито-псамітові акумулятивні тіла уздовжберегових барів у парагенезі з пелітовими мулами шельфових рівнин (св. Олімпійська-400, Десантна-1).

4.2.2. Середній майкоп

Седиментаційні моделі

У відкладах середнього майкопу також виявлено три кластогенні пачки регіонального (субрегіонального) поширення, які певною мірою корелюються з варіаціями рівня Світового океану (див. рис. 3.3).

Регресивні тенденції на його початку зумовили формування «базальної» кластогенної пачки (Mc-I). Так, у припідшовній частині відкладів середнього майкопу на північному борті прогину (профіль I–I: св. Олімпійська-400–Херсонська-15) ідентифіковані утворення алювіально-дельтової системи. При цьому з півночі на південь (рис. 4.5) руслові утворення заміщуються відкладами гирлового бару і далі – нашаруваннями конусів виносу. У св. Голицина-1 зафіксоване акумулятивне тіло типу бар'єрного острова. Відповідно змінюється і літологічна структура розрізу. Так, у св. Херсонська-15 розвинена алевроліто-піщана пачка потужністю приблизно 30 м, складена пластом пісковіку завтовшки 15 м та шарами алевролітів (до 3 м). У св. Таврійська-11 ця пачка (40 м) представлена перешаруванням трьох пластів пісковиків (9–16 м) з алевролітами (3–5 м).

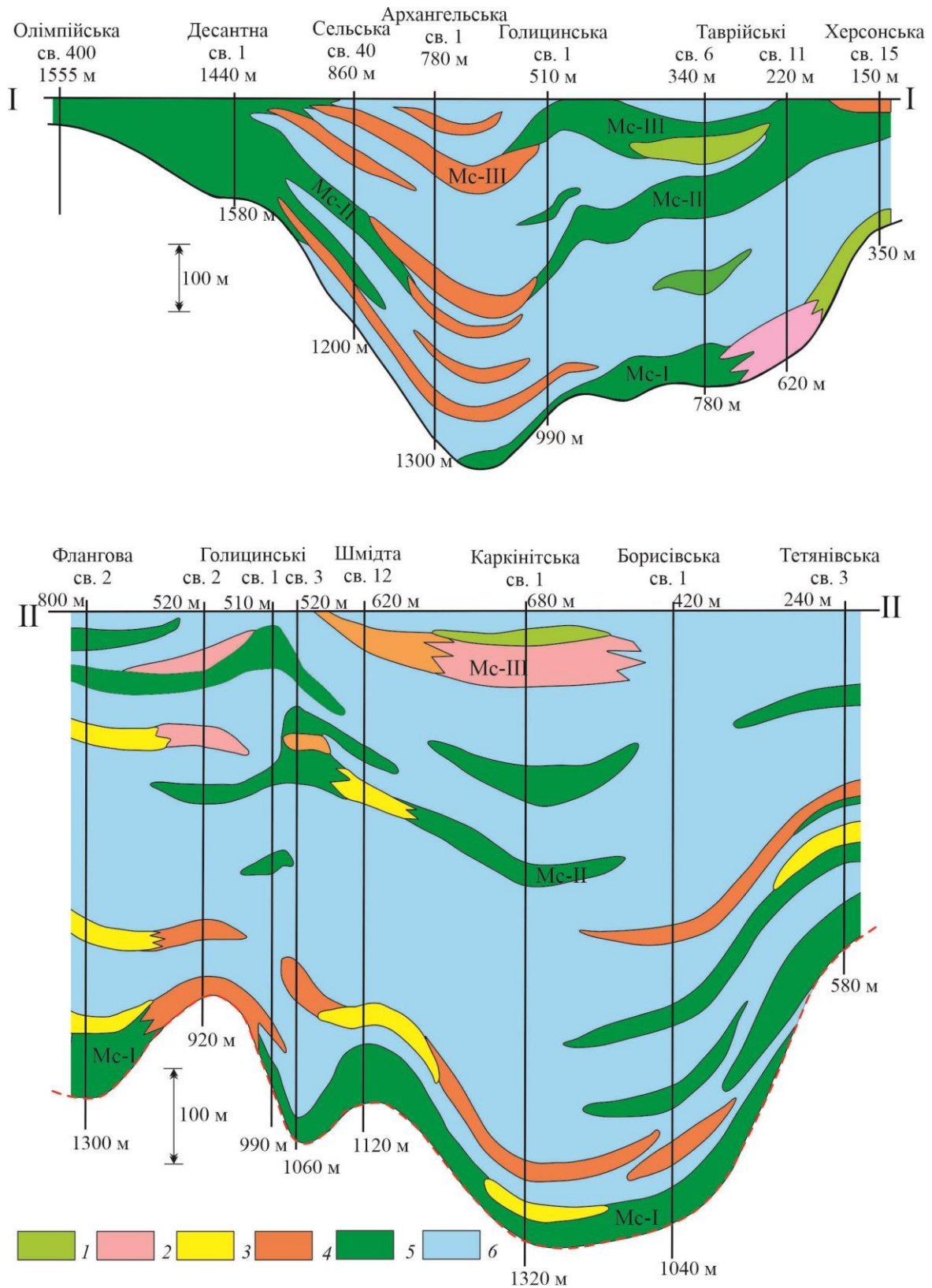
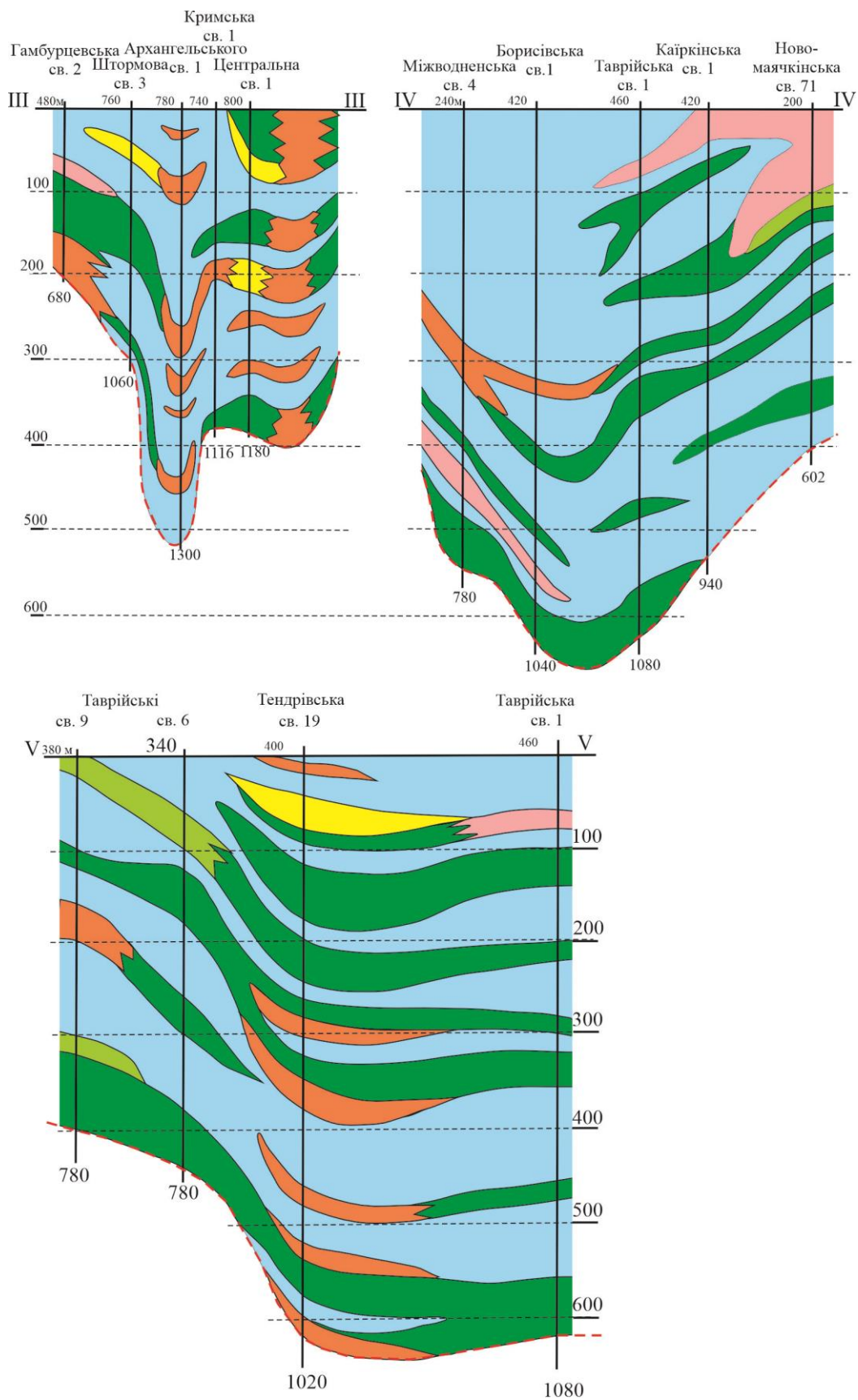


Рис. 4.5 Седиментаційні моделі середнього майкопу:

1 – русла; 2 – гирлові бари; 3 – бар’єрні острови; 4 – конуси виносу; 5 – уздовжберегові бари, прибережні вали; 6 – пелагічні мули. Просторове положення перетинів: див. на рис. 2.3



Продовження рис. 4.5

У напрямку св. Таврійська-6 розріз (товщина приблизно 40 м) стає піщано-алевроліто-глинистим. Чотири горизонти алевролітів (3–5 м) перешаровуються з аргілітами (три пачки завтовшки 2–7 м); горизонт пісковиків не перевищує 4 м. У св. Голицина-1 структура розрізу є подібною: піщаний пласт (до 5 м); три горизонти алевролітів (по 2–4 м); три горизонти аргілітів (по 3–6 м).

У приосьовій зоні прогину регіональна пачка Мс-I представлена літмітом змішаного типу (поле III) у св. Каркінітська-1, Шмідта-12. В останньому випадку розвинені пласти алевролітів (до 5–8 м), зрідка пісковиків (1–2 м), які перешаровуються з нечисленними горизонтами аргілітів (1–5 м). Загалом майже всі кластогенні акумулятивні тіла в цій ділянці, за ГДС ознаками, мають барове походження. Більша фаціальна розмаїтість притаманна ділянці Флангова–Голицина, де фіксуються утворення конусів виносу та бар'єрних островів.

У межах південного борта прогину (структури Кримська, Архангельського, Гамбурцева) у припідшовній частині середнього майкопу розвинені переважно барові утворення. Лише у розрізах св. Архангельського-1 та Гамбурцева-2 зафіксовані конуси виносу. Ці особливості певною мірою відображаються і в літологічній будові товщі.

У св. Міжводненська-4 у низах середнього майкопу виявлено гирловий бар, що може вказувати на періодичне існування теригенного скиду з південної (Центральнокримської) палеосуші (див. рис. 4.5). Подібні утворення фіксуються і у середній частині розрізу св. Гамбурцева-2, що засвідчує певну роль як джерела зносу Кілійсько-Зміїного підняття. Можливість цього згадана і в роботах С. Н. Окуловського (Окуловский, 1987).

Пачка Мс-II, середньої частини розрізу середньомайкопської товщі, фіксує момент зниження рівня океану в середині керлеутського часу. Пачка складена малопотужними кластогенними літмітами (III, IV поля) переважно барового походження. Лише в західній частині профілю (св. Флангова-2, Голицина-2) фіксуються акумулятивні тіла бар'єрного острова та гирлового бару (див. рис. 4.5), що може вказувати на існування водотоку субширотного простягання.

Наприкінці середньомайкопського часу знову проявився регресивний епізод з формуванням алеврито-піщаних акумулятивних тіл пачки Мс-III, яка у напрямку Михайлівського депоцентру розщеплюється на 2–3 горизонти (див. рис. 4.5). Відповідно спостерігаються певні зміни фаціальних типів кластогенних тіл: літоральні бари заміщуються утвореннями конусів виносу, які відіграють головну роль у розрізах св. Сельського-40, Архангельського-1, Голицина-1. Це дозволяє прогнозувати існування найбільш глибоководної ділянки водойми між площами Сельського та Голицина.

Згідно з фаціальною зональністю змінюється і літологічна структура розрізу. Так, виклинювання алевроліто-псамітових горизонтів відбувається між св. Таврійська-6 та Голицина-1. Розріз св. Голицина-1 при домінуванні алевролітів відрізняється тонким перешаруванням аргілітів (1,0–2,5 м), алевролітів (1,0–3 м), зрідка пісковиків (0,5–3,5 м).

У розрізах св. Сельського-40 та Архангельського-1 переважають глинисті пачки (5–15 м), які перешаровуються з горизонтами алевролітів (2–5 м), іноді пісковиків (до 5 м).

На профілі II–II (св. Флангова-2–Тетянівська-3) у припокрівельній кластогенній пачці (Мс–III) зафіксовані тіла (св. Каркінітська-1) алювіально-дельтового походження (русло, гирловий бар) (див. рис. 4.5). Локальність їхнього розвитку вказує на ймовірне субмеридіональне положення водотоку. Це підтверджується і доволі різкою зміною літологічної будови по латералі: заміщення піщаних (II поле) алевритовими (IV поле) та змішаного типу (III поле) літмітами. На породному рівні це також знаходить доволі чітке відображення (див. рис. 4.5).

Так, у св. Каркінітська-1 у цій частині розрізу спостерігається три пласти пісковиків (3,5; 15; 20 м), перекриті глинистою пачкою потужністю до 25 м. У св. Шмідта-12 розвинені тільки алевроліто-глинисті нашарування. Спостерігається зростання вмісту алевролітів донизу розрізом, що фіксується зменшенням товщини пластів аргілітів (від 5 до 1,5 м) і відповідним

збільшенням потужності алевролітів (від 1 до 5 м). Розріз св. Голицина-1 при домінуванні алевролітової складової відрізняється більш тонкою шаруватістю: аргіліти (1–2,5 м), алевроліти (1–3 м), зрідка пісковики (0,5–3,5 м).

У північно-східній частині території (Північне Причорномор'я) у горішній частині розрізу (пачка Мс-III) зафіксовані утворення гирлових барів. Максимальної товщини (до 100 м) вони досягають у св. Ново-маячкінська-71, далі на південний схід вона зменшується і у св. Таврійська-1 не перевищує 20 м. Це, вочевидь, вказує на існування в цьому районі водотоку, імовірно, субширотного простягання.

На Борисівсько-Міжводненській ділянці (захід Тарханкутського півострова) домінувала пелагічна мулова седиментація.

У верхах розрізу св. Центральна-1 (північний схил Каламітського підняття) розвинені акумулятивні тіла барів, бар'єрних островів, які доволі різко виклинюються в напрямку площ Кримська, Архангельського, Гамбурцева (південний борт Михайлівської депресії).

Умови седиментації

Умови осадонагромадження в межах Причорноморсько-Кримського басейну на початок пізнього олігоцену певною мірою успадкували основні особливості ранньоолігенового часу. Щоправда, унаслідок трансгресивних тенденцій, що домінували в ранньому олігоцені, збільшилася площа водойми через з віддалення денудаційних областей, відчутно зменшився обсяг надходження уламкового матеріалу в седиментаційний басейн. Регресивні тенденції, що проявилися на початку пізньоолігенового часу, спричинили нагромадження базальної кластогенної пачки Мс-I, яка формувалася в прибережно-морських та алювіально-дельтових умовах. Тут переважала теригенна седиментація (пелітові та алеврито-пелітові мули, піски, алеврити), а скид уламкового матеріалу забезпечували три річкові системи північно-західного простягання, які дренивали терени Молдовського суходолу (рис. 4.6). Вони трасуються кластогенними акумулятивними тілами русел, гирлових барів

та бар'єрних островів (св. Херсонська-15, Таврійська-11, Каркінітська-1, Флангова-2). Так, руслові утворення (приблизно 30 м) в межах Херсонської площі представлені пачками перешарування пісковиків (світло- та темно-сірих, середньозернистих, до 15 м) та алевролітів (завтовшки до 3 м). У південно-східному напрямку, у межах св. Таврійська-11 ця пачка (40 м) уже представлена утвореннями гирлових барів, у літологічній структурі яких виокремлюються три пласти пісковиків (9–16 м), що перешаровуються з алевролітами (3–5 м). Далі на південь, у районі Каркінітської площі ця пачка вже представлена кластогенами бар'єрного острова (перешарування алевролітів та аргілітів з поодинокими прошарками пісковиків).

Північні схили Кримського (Міжводненська, Борисівська площі), імовірно, Кілійського островів, а також північний борт Таврійського депоцентру (Таврійська, Тендрівська площі) облямовувалися уздовжбереговими барами, які простежуються також у центральних районах седиментаційного басейну у склепінних зонах локальних піднять (площі Голицина, Шмідта). У літологічній структурі цих акумулятивних тіл домінують алевроліти (пачки завтовшки до 5–8 м), зрідка пісковики (1–2 м), що перешаровуються з нечисленними горизонтами аргілітів (1–5 м).

У межах Михайлівського та Таврійського депоцентрів прогнозується розвиток конусів виносу, які формують піщано-алевритові клиноформні тіла в товщі збагачених органічною речовиною глинистих мулів шельфових рівнин.

На північній периферії Західночорноморського трого переважали плитководні умови осадоагромадження. Тут домінувала теригенна седиментація, де під дією субширотних течій формувалися алеврито-піщані акумулятивні тіла вздовжберегових барів (Олімпійська площа, див. рис. 4.6).

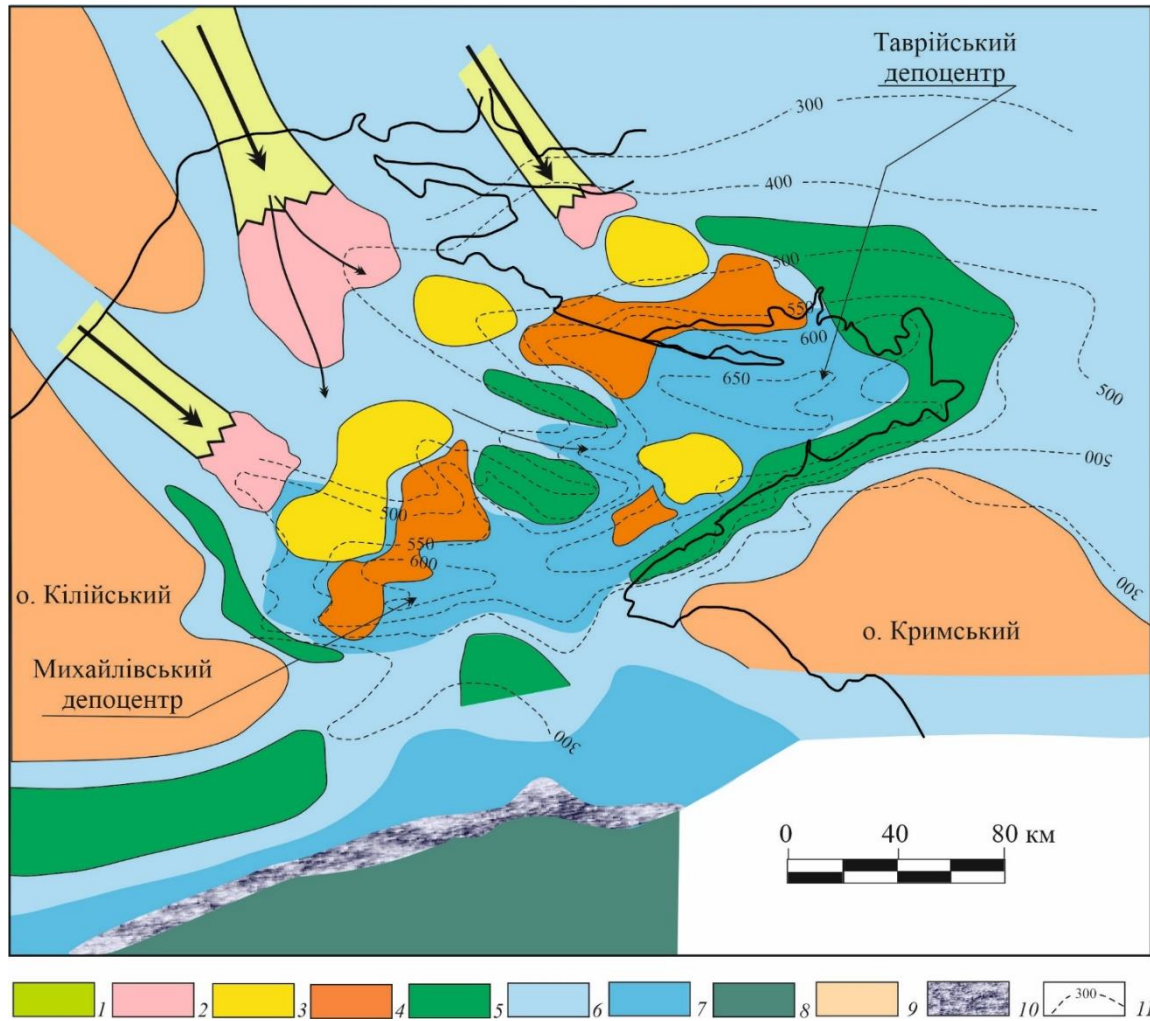


Рис. 4.6. Седиментолого-палеоокеанографічна модель Причорноморсько-Кримського шельфу. Початок середнього майкопу (пачка Мс-I):

1 – русла; 2 – гирлові бари; 3 – бар’єрні острови; 4 – конуси виносу; 5 – уздовжберегові бари; 6 – внутрішній шельф; 7 – зовнішній шельф; 8 – мезопелагіаль; 9 – брівка шельфу; 10 – суходіл; 11 – ізопахіти середньомайкопської товщі

Молодші горизонти середньомайкопської товщі формувалися переважно в спокійних гідродинамічних умовах шельфової водойми. Віддалення областей живлення та збільшення площі водойми призвело до скорочення обсягів надходження псамо-алевритового матеріалу і сприяло нагромадженню переважно глинистих та алеврито-глинистих мулів. Скид теригенного матеріалу, судячи з отриманих даних, також відбувався переважно із західного (Молдовського) суходолу.

Утім ділянками простежується наскрізний розвиток алеврито-глинистих та алевритових мулів акумулятивних утворень конусів виносу та вздовжберегових барів (район Голицинської структури та північний схил Каламітського підняття (св. Кримська-1, Центральна-1 та ін.) (див. рис. 4.5).

Наприкінці пізнього олігоцену (час формування пачки Мс-III) палеоокеанографічна ситуація в межах Причорноморсько-Кримського басейну дещо змінилася (рис. 4.7).

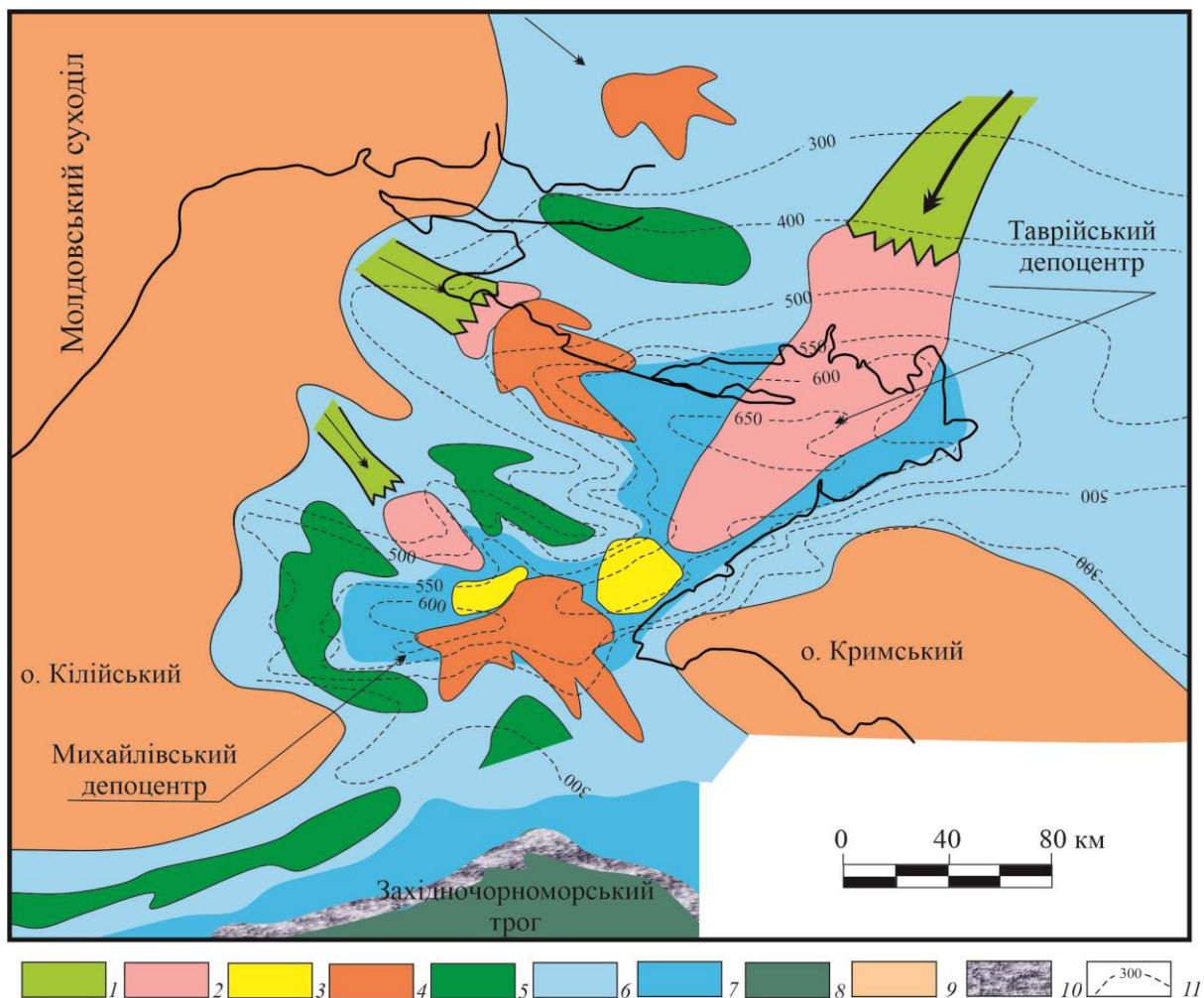


Рис. 4.7. Седиментолого-палеоокеанографічна модель Причорноморсько-Кримського шельфу. Кінець середнього майкопу (пачка Мс-III):

1 – русла; 2 – гирлові бари; 3 – бар’єрні острови; 4 – конуси виносу; 5 – уздовжберегові бари; 6 – внутрішній шельф; 7 – зовнішній шельф; 8 – мезопелагіаль; 9 – суходіл; 10 – брівка шельфу; 11 – ізопахіти середньомайкопської товщі

Так, інтенсивність теригенного скиду з Молдовського суходолу продовжувала зменшуватися. Три невеликі субширотного простягання водотоки р. пра-Дністер сформували малопотужні акумулятивні тіла генетичних типів: русло, гирловий бар, конус виносу, уздовжбереговий бар.

Основний же обсяг кластичного матеріалу в седиментаційний басейн надходив з північного сходу (див. рис. 4.7). Це підтверджують виявлені руслові утворення у верхній частині розрізу середньомайкопської товщі (св. Новомаячкінська-71). Відклади представлені пачками перешарування дрібнозернистих пісків та алевритів з підпорядкованими прошарками глинистих мулів. Такого самого типу осади встановлені і в акваторіальній частині північно-західного шельфу Чорного моря (св. Каркінітська-1, Таврійська-1), де руслові утворення заміщуються відкладами гирлових барів.

4.2.3. Пізній майкоп

Седиментаційні моделі

У відкладах пізнього майкопу домінують утворення вздовжберегових барів, локалізовані головню на північному та (меншою мірою) південному бортах Північнокримського прогину (рис. 4.8). Крім того, за характером просторово-вікового розвитку різних генетичних типів осадових тіл прогнозується розвій декількох алювіально-дельтових систем, що діяли переважно на початку цього вікового інтервалу.

Так, по профілю II–II у нижній частині відкладів (св. Флангова-2 та Голицина-2) у потужній товщі літмітів змішаного типу (див. підрозділ 3.1.3) розвинений горизонт кластогенних різновидів, які, за ГДС ознаками, інтерпретуються як відклади гирлового бару та конуса виносу (св. Флангова-2), що в східному напрямку (св. Голицина-2) заміщуються пачкою перешарувань утворень бар'єрного острова, конуса виносу та уздовжберегового бару. Такий парагенез фаціальних типів вказує на те, що згадані свердловини розкрили дистальну частину алювіально-дельтової системи вірогідно субширотного

простягання. Із заходу на схід змінюється і літологічна структура розрізу з грубо- до тонкошаруватої. У св. Флангова-2 цей інтервал представлений пачкою перешарування алевролітів та пісковиків з окремими прошарками аргілітів. При цьому товщина пластів окремих літотипів варіює в межах 15–30 м. У розрізі ж, який розкритий св. Голицина-2, окремі пласти мають до 10 м.

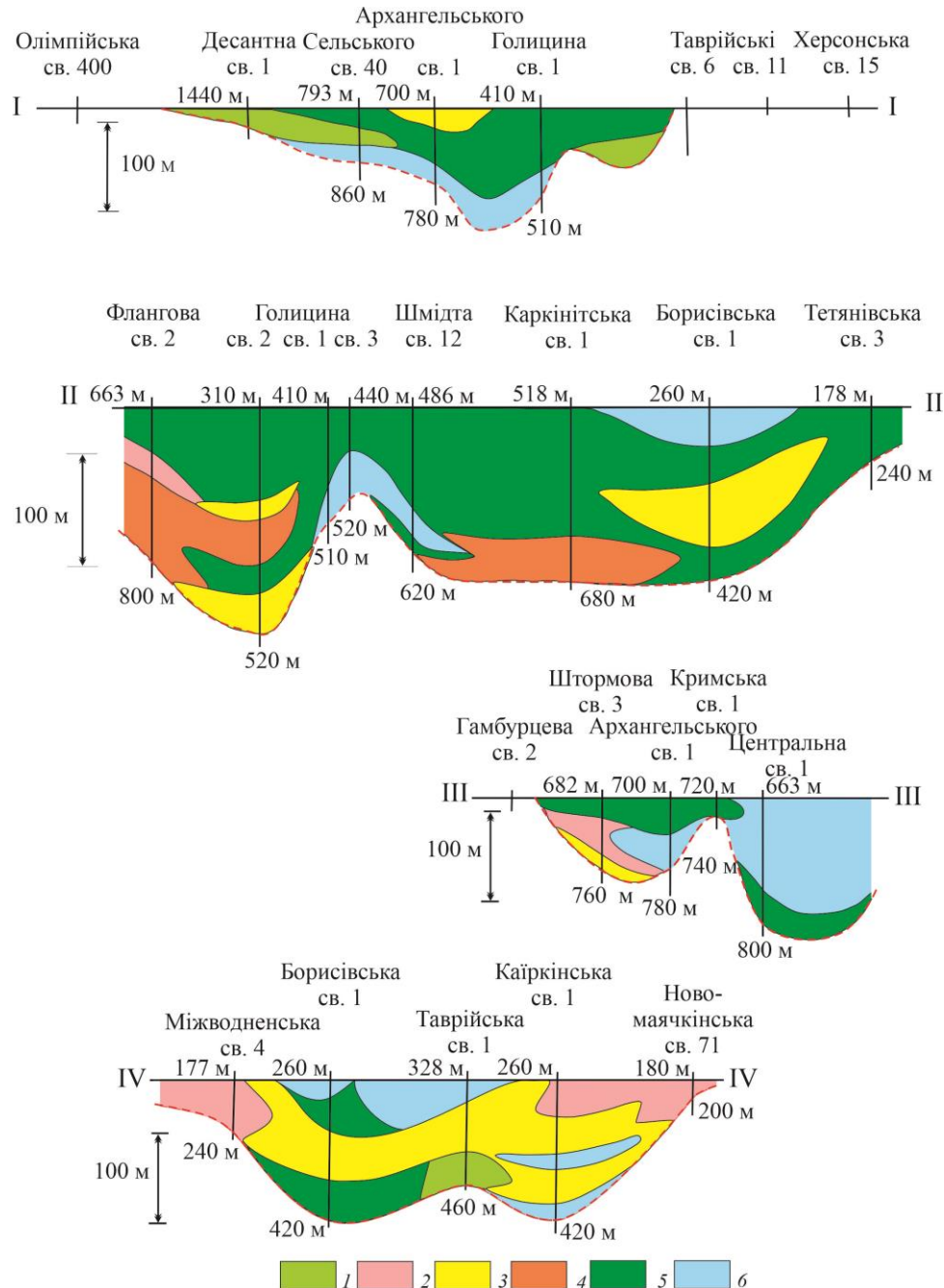


Рис. 4.8. Седиментаційні моделі пізнього майкопу:

1 – русла; 2 – гирлові бари; 3 – бар’єрні острови; 4 – конуси виносу;
5 – уздовжберегові бари, прибережні вали; 6 – пелагічні мули.
Просторове положення перетинів: див. на рис. 2.10

Фрагменти алювіально-дельтової системи наявні і на профілі III–III (св. Гамбурцева-2–Центральна-1). Так, у його західній частині у св. Штурмова-3 відповідний інтервал розрізу складений переважно глинистими нашаруваннями з підпорядкованим розвитком літмітів змішаного типу, які представлені утвореннями бар'єрного острова, що перекриті відкладами гирлового та вздовжберегового барів (див. рис. 4.8).

У св. Десантна-1 виявлено руслові фації (перетин I–I). Подібні утворення фіксуються і в низах розрізу у св. Таврійська-1 та Каркінітська-1. Характерний фаціальний парагенез (русло, гирлові бари, бар'єрні острови), який встановлено на перетині IV–IV, дає підстави прогнозувати розвиток у цій ділянці алювіально-дельтової системи субмеридіонального простягання.

Так, у св. Новомаячкінська-71, верхньомайкопську товщу формують утворення гирлового бару, складені алевролітовим літмітом завтовшки 20 м. У південному напрямку (св. Каїркінська-1, Таврійська-1) останній фаціально заміщується відкладами бар'єрного острова та конусів виносу. При цьому змінюється і літологічна структура товщі: із грубо- (потужність окремих пластів 2,0–8,0 м, св. Каїркінська-1, Таврійська-1) до тонкошаруватої (0,5–2,0 м, св. Каркінітська-1).

В осьових зонах Михайлівської (св. Голицина-1, Архангельського-1) та Таврійської (св. Борисівська-1, Таврійська-1) депресій і на Гамбурцівсько-Октябрській ділянці (св. Центральна-1) поряд з кластогенними акумулятивними тілами спостерігаються й утворення пелагічної мулової седиментації.

Неоднорідність розвитку у розрізі різних фаціальних типів зумовила формування в низці випадків регресивної послідовності нашарувань (св. Архангельського-1, Сельського-40, Голицина-1, Каїркінська-1) (див. рис. 4.8).

Умови седиментації

Пізньюмакопський час, подібно як ранньо- та середньомайкопський, характеризувався циклічністю змін умов седиментації. На його початку певне обміління водойми зумовило нагромадження кластогенних базальних верств.

Відтак трансгресивні тенденції спричинили формування переважно пелагічних пелітових та алеврито-пелітових мулів в осьовій зоні седиментаційного басейну. Наприкінці пізньомайкопського часу знову проявився регресивний епізод з утворенням алеврито-піщаних акумулятивних тіл (див. рис. 3.6).

Палеоокеанографічна модель Причорноморсько-Кримського сегменту Паратетису побудована для пізнього майкопу (рис. 4.9).

Умови пізньомайкопського осадонагромадження в межах Причорноморсько-Кримського шельфу, порівняно із середньомайкопськими, відрізнялися зменшенням площі водойми, більшою плитководністю і, відповідно, зростанням поширення акумулятивних кластогенних тіл та зміною головних напрямків скиду теригенного матеріалу з північно-західного на північно-східний. Останнє доволі чітко фіксується за характером поширення алеврито-піщаних відкладів.

У регіоні домінували дельтові та плитководно-морські умови осадонагромадження. Депоцентр басейну тяжів до центральних районів регіону – осьових зон Михайлівської та Таврійської депресій. Тут переважала теригенна седиментація (глинисті та алеврито-глинисті мули, піски та алеврити), а скид теригенного матеріалу, імовірно, забезпечували річкові системи західного (Молдовського) суходолу (р. Пра-Дністер). Істотна кількість кластичного матеріалу в седиментаційний басейн надходила і з північно-східних (Донецьких) районів басейну (див. рис. 4.9).

Долини цих водотоків простежуються у вигляді видовжених ареалів поширення теригенних утворень, які за електрометричними показниками відповідають русловим фаціям. Далі, виходячи зі стандартної структури седиментаційних зон теригенного шельфу, прогнозується розвиток відкладів гирлових барів та бар'єрних островів, ще мористіше – конусів виносу. На схилах та в склепінних зонах конседиментаційних піднять формувалися вздовжберегові бари.

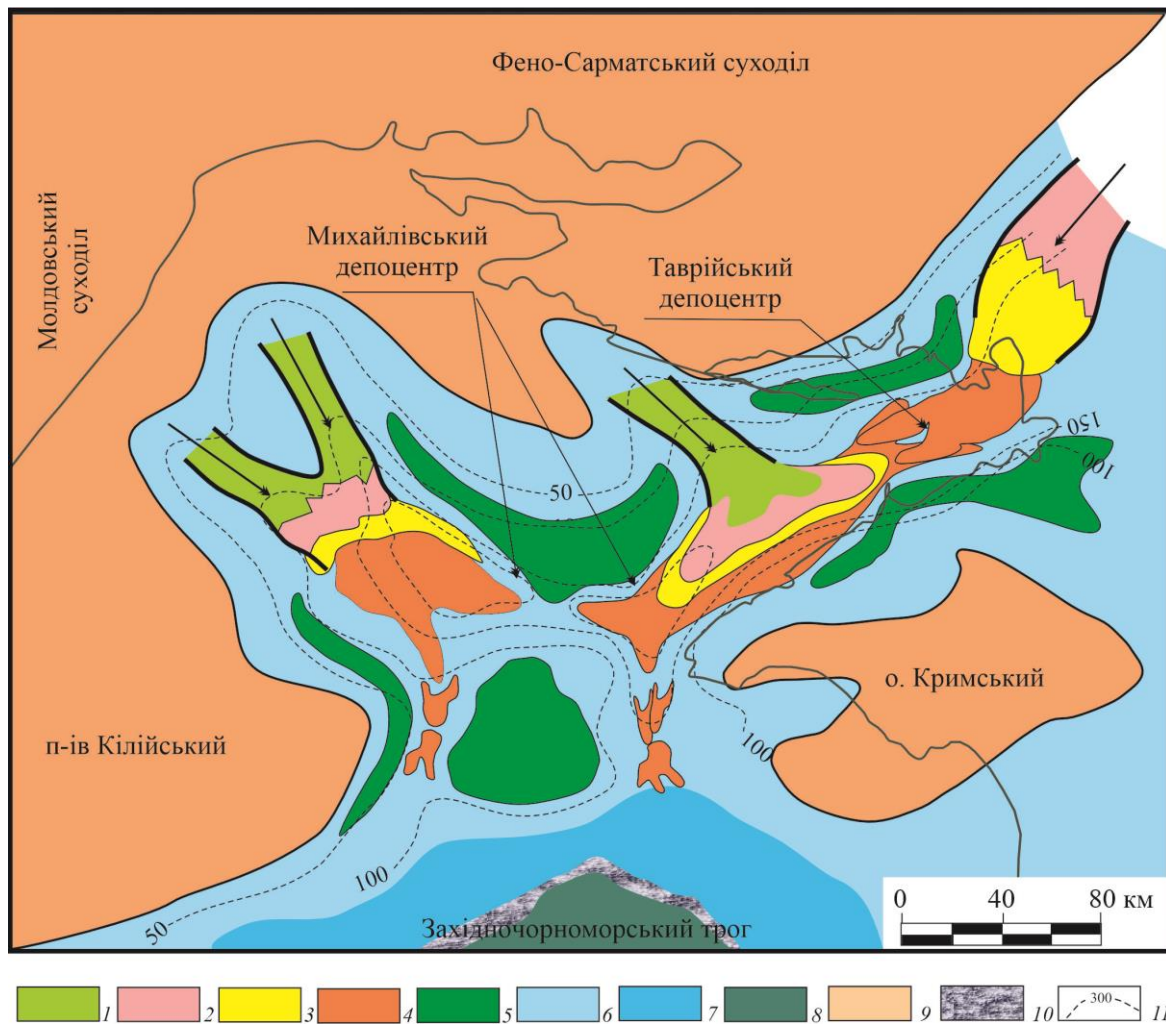


Рис. 4.9. Седиментолого-палеоокеанографічна модель Причорноморсько-Кримського шельфу. Пізній майкоп:

1 – русла; 2 – гирлові бари; 3 – бар’єрні острови; 4 – конуси виносу; 5 – уздовжберегові бари; 6 – внутрішній шельф; 7 – зовнішній шельф; 8 – мезопелагіаль; 9 – брівка шельфу; 10 – суходіл; 11 – ізопахіти верхньомайкопської товщі

На периферійних областях Західночорноморського трогу панувала теригенна седиментація відкритої шельфової рівнини, але з незначним надходженням псамо-алевритового уламкового матеріалу та невеликими швидкостями осадонагромадження.

4.3. УМОВИ ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ. АЗОВО-ЧОРНОМОРСЬКИЙ БАСЕЙН

4.3.1. Генетична інтерпретація мінералогічних та гранулометричних аналізів теригенних порід планорбелового горизонту

З метою визначення умов осадонагромадження нижньоолігоценових відкладів Азово-Чорноморського басейну здійснено генетичну інтерпретацію результатів мінералогічного та гранулометричного аналізів, що в комплексі з іншими показниками (літологічна структура розрізу та гамма-фаціальна характеристика відкладів тощо) дає можливість реконструювати особливості їхнього осадонагромадження.

Генетична інтерпретація мінералогічних аналізів

За результатами мінералогічного аналізу (Апостолова и др., 1981; Скляр та ін., 2007) нижньопланорбелових кластогенних літотипів північно-західної частини Індоло-Кубанського прогину виокремлено дві теригенно-мінералогічні асоціації: турмалін-циркон-рутилова та циркон-рутилова. Перша поширена на сході регіону (св. Слюсарівська-3, Фонтанівська-6, -8, -10, -11, -13, Булганакська-1, Горностаївська-7), а друга – на заході (св. Вулканівська-2, Дубровська-1 та -2, Коренківська-1, Фонтанівська-2 та -12) (рис. 4.10, 4.11). У цих частинах регіону значно відрізняються типоморфні особливості акцесорних мінералів. За даними (Скляр та ін., 2007), рутил східних районів характеризується червоним, темно-червоним до чорного забарвленням, видовженими призматичними формами розміром 0,1–0,5 мм, натомість рутил західної ділянки – червоний, бурувато-червоний, жовтий, інколи з голубуватим відтінком. Багато зерен обкатаної форми, розміром 0,01–0,1 мм, мають мікрозернисту (мікроагрегатну) структуру.

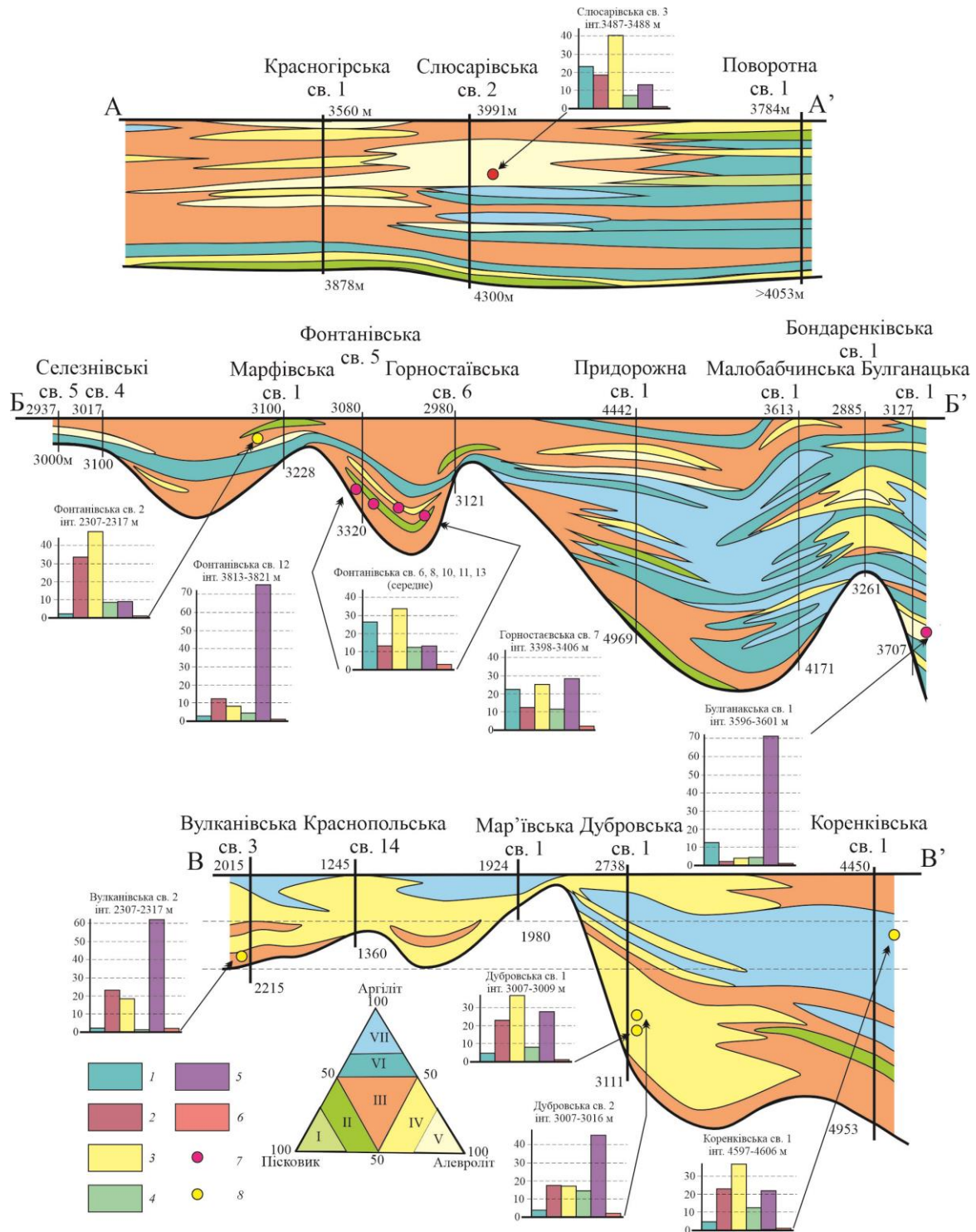


Рис. 4.10. Літмологічні перетини нижньопланорбелової товщі південно-західної частини Індоло-Кубанського прогину, класифікаційна трикутна діаграма та поширення теригенно-мінералогічних асоціацій:

1 – турмалін; 2 – циркон; 3 – рутил; 4 – лейкоксен; 5 – сульфіди; 6 – інші. Теригенно-мінералогічна асоціація: 7 – турмалін-циркон-рутилова; 8 – циркон-рутилова. Положення перетинів та мінералогічних аналізів: див. на рис.4.11

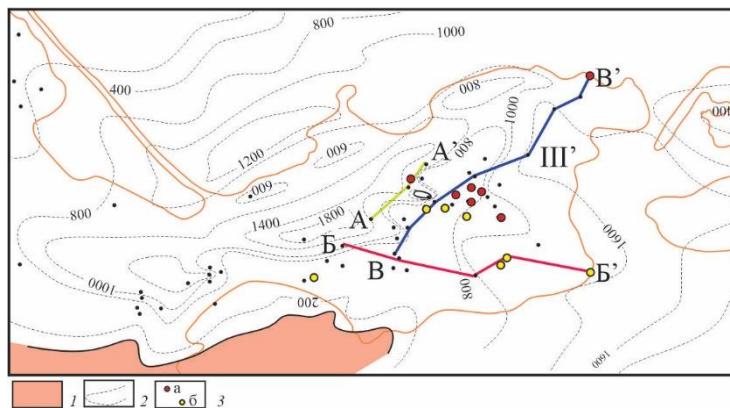


Рис. 4.11. Схема розміщення перетинів нижньопланорбелової товщі:

1 – відклади відсутні; 2 – ізопахіти нижнього майкопу; 3 – свердловини, за якими визначені теригенно-

мінералогічні асоціації: *a* – турмалін-циркон-рутилова, *б* – циркон-рутилова.

Західна та східна ділянки відрізняються і за морфологією, розмірами та кольором зерен турмаліну. Так, у межах східної це добре обкатані, видовжені форми розміром 0,1–0,7 мм, натомість у західній – світлих тонів, слабкообкатані, розміром менш ніж 0,1 мм.

На основі цих даних було підтверджено (Апостолова и др., 1981; Скляр та ін., 2007), що джерелом скиду уламкового матеріалу в ранньоолігоценовий седиментаційний басейн слугували північні (Азовський вал, Східноєвропейська платформа) та західні (Гірський Крим) суходоли, у межах яких руйнувалися переважно більш давні осадові утворення.

Погоджуючись загалом з цими висновками, вважаємо за необхідне внести певні корективи. По-перше, як впливає з наведених рисунків (див. рис. 4.10, 4.11), зазначені теригенно-мінералогічні асоціації розмежовані не тільки в просторі, але й у часі: турмалін-циркон-рутилова притаманна відкладам припідшовних верств нижньопланорбелового розрізу, натомість циркон-рутилова – припокрівельним. По-друге, відсутність турмаліну в останній асоціації, імовірно, свідчить про значно вищу гідродинамічну активність, що існувала в седиментаційному басейні на час формування верхньої кластогенної пачки (вплив процесів гідроаеромеханічної диференціації осадового матеріалу, за (М. Г. Бергер, 1986).

*Генетична інтерпретація гранулометричних аналізів
теригенних порід*

Як уже зазначалося, у межах Азово-Чорноморського басейну існувала низка депресій та підняттяв (див.розділ 2.2, див. рис.2.14), яким властиві специфічні умови осадонагромадження. З метою реконструкції останніх були сформовані чотири вибірки гранулометричних аналізів, які презентують нижньопланорбелові відклади нижнього майкопу Індоло-Кубанського та нижньомайкопські – Північнокримського прогинів. Усього проаналізовано та оброблено понад 300 аналізів порід, проведених у лабораторіях ВО «Кримгеологія», УкрДГРІ та ІГГК НАН України (Скляр та ін., 2007) (рис. 4.12).

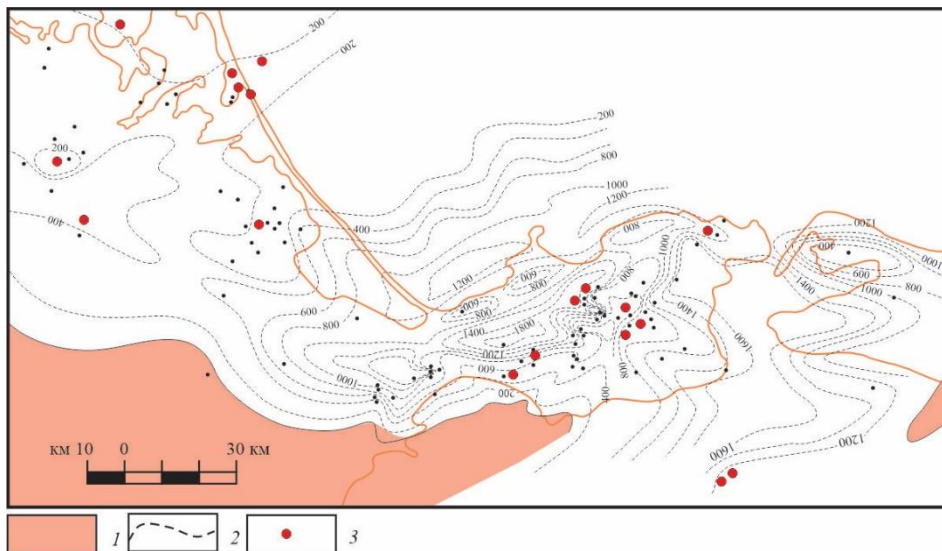


Рис. 4.12. Схема товщин нижньомайкопських відкладів Азово-Чорноморського осадово-породного басейну та локалізація досліджених об'єктів:

1 – відклади відсутні; 2 – ізопахіти; 3 – свердловини, за якими проведено гранулометричні аналізи

Індольська депресія та Північнокримський прогин (Стрількова, Передова, Джанкойська, Красноармійська, Чонгарська та інші площі). Вивчено зразки порід з утворень планорбелового горизонту (нижній та верхній підгоризонти). Літологічна структура розрізу останніх представлена перешаруванням аргілітів

алевритистих з прошарками алевролітів, зрідка пісковиків. Кількість кластогенів у розрізі зростає в межах периферійних частин Північнокримського прогину (Стрілкова, Передова, Джанкойська площі) та південно-східних – Індольського (Шубінська, Тамбовська та інші площі). Алевроліти зазвичай глинисті (до 40 %) крупно- та середньозернисті (розмір зерен від 0,04 до 0,1 мм), інколи з домішкою псамітового матеріалу. Пісковики переважно дрібнозернисті, поодинокими прошарками грубозернисті з включенням гравійних зерен. Їхній уламковий матеріал погано обкатаний, розподілений нерівномірно. Сумарний вміст псамітової фракції (понад 0,1 мм) ділянки варіює від 1,9–5,6 % (Джанкойська, Передова, Індольська площі) до 10,8–62,3 % (Стрілкова площа) (рис. 4.13; табл. 4.1). Середній гранулометричний склад порід описується двома видами гістограм: погано відсортованого середньо-дрібнозернистого пісковіку (вміст фракції 0,5–0,1, понад 50 %) та аргіліту з домішкою алевритового матеріалу (вміст фракції <0,01, понад 60 %).

На динамічній діаграмі Р. Пассеги (Бергер, 1986) фігуративні точки гранулометричних аналізів Індольської депресії групуються в три кластери в межах полів: пелагічна та однорідна суспензія і швидкісний потік (див. рис. 4.14; див. табл. 4.1). Таке їхнє розміщення свідчить про широкий спектр умов формування: від турбулентних швидкісних потоків, що властиві районів Стрілкової площі (поле PQ), до ламінарних з низькою швидкістю водотоку та пелагічною седиментацією Передової, Чонгарської та інших площ (поле SR). На генетичній діаграмі ці точки аналізів локалізуються в межах полів: шельф (30 % точок) та припідняті частини шельфу (90 % точок), спрямовані течії у лагуні (70 % точок, св. Стрілкова-17, -19, -20), осади спокійних вод та дна каньйона (50 %, св. Чонгарська-692, Передова-1, Джанкойська-21). Отже, можна стверджувати, що нижньоолігоценові утворення Індольської депресії формувалися в межах шельфового басейну зі спокійною гідродинамікою. Натомість у межах північно-східної центрикліналі Північнокримського прогину та на північному схилі

Центральноазовського виступу (район Стрількової площі) існував інтенсивний водотік.

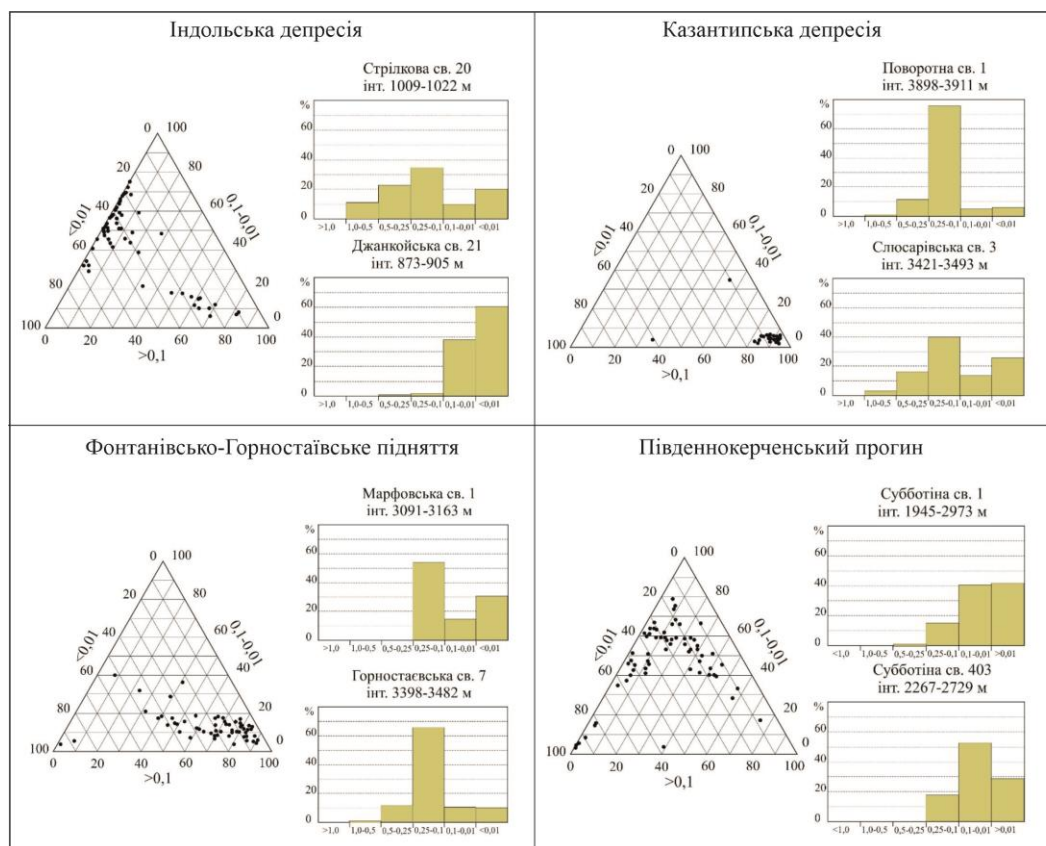


Рис. 4.13. Трикутні діаграми та усереднені гістограми гранулометричного складу відкладів нижнього майкопу

Казантипський прогин (Слюсарівська, Поворотна площі). Розріз характеризується розвитком алевроліто-глинистих літотипів у нижній його частині, що догори поступово заміщуються пачками перешарування алевролітів, аргілітів та пісковиків (див. підрозділ 2.2). Пісковики темно-сірі, дрібно-середньозернисті з прошарками крупнозернистих з гравієм. Їхній уламковий матеріал (розміром 0,1–0,2 до 0,3–0,6 мм) добре відсортований та обкатаний, рівномірно розподілений у породі. Середній вміст псамітової фракції (>0,1 мм) у породах коливається від 60 до 92 % (переважає до 90 %). Гранулометричний склад порід описують два види гістограм: із беззастережним домінуванням фракції 0,25–0,1 мм (у середньому понад 60 %, дрібнозернистий пісковик) та

майже рівномірним розподілом уламкового матеріалу в діапазоні фракцій 0,5–<0,01 мм (середньо-дрібнозернистий глинистий пісковик, див. рис.4.13; див. табл. 4.1).

Таблиця 4.1

Вміст псамітової фракції в породах нижнього майкопу

Структура	Площа	Свердловина	Інтервал, м	Від-до, %/сер. %	Поля на діаграмі Р. Пассеги
Індольська депресія	Стрілкова	7	1055–1225	0,4–4,6/1,54	Одн.
		17	962–1195	0,1–47,3/9,73	«
		19	981–1205	0,2–57,2/12,6	Одн. + рус.
		20	1009–1175	61,0–82,2/58,5	Рус.
	Передова	1	1000–1195	0,1–3,4/1,93	Одн.
	Чонгарська	692	784–982	0,1–14,2/4,2	«
	Джанкойська	21	873–905	0,5–4,5/1,96	«
Казантипська депресія	Поворотна	1	3898–3921	84,2–92,7/88,8	Рус.
		2	3847–3860	83,7–89,2/87,4	«
		5	3847–3860	92,2	«
		7	4160–4175	81,1–93,2/86,3	«
	Слюсарівська	3	3421–3493	35,0–89,9/59,9	«
Фонтанівсько-Горностаївське підняття	Горностаївська	7	3398–3482	72,2–88,3/78,4	«
	Марфівська	1	3091–3163	7,9–70,5/53,8	Одн.
	Фонтанівська	2	3243–3255	55,7	«
		6	3272–3372	45,1–90,4/75,1	Рус.
		8	3185–3199	40,3–84,5/76,2	«
	Куйбишівська	16	2124–2179	1,1–6,1/3,6	Град.
	Мошкарівська	130	2307–2314	52,4–70,0/61,5	«
Південно-керченський прогин	Бондаренківська	1	3229	40,2	Одн.
	Субботіна	1	1945–2973	0–57,0/16,7	Одн. + град.
		403	2267–2729,9	1,0–75,0/18,7	Одн. + град.

Примітка: одн. – однорідна суспензія, рус. – руслові (швидкісні водотоки), град. – градаційна суспензія.

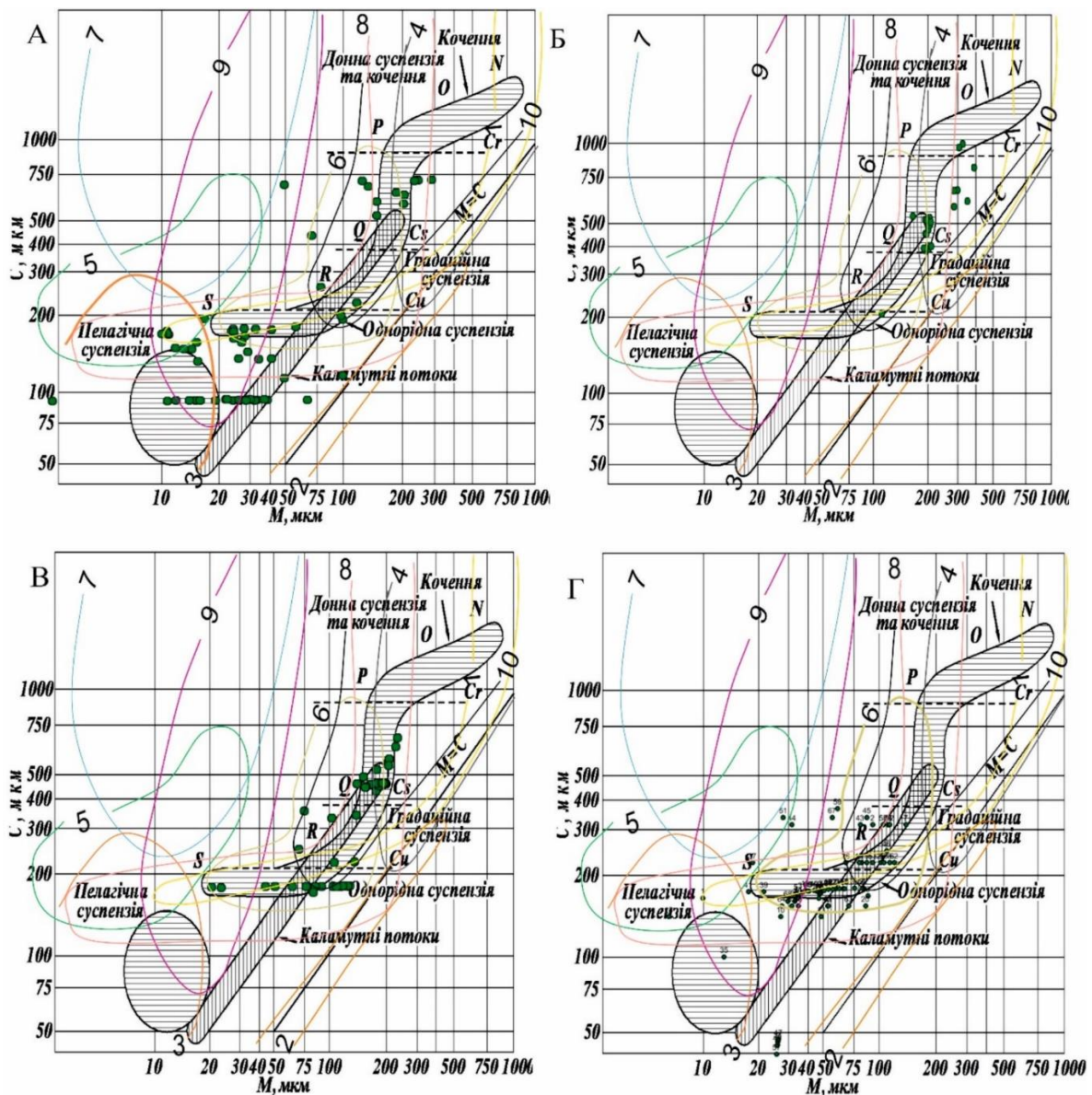


Рис. 4.14. Розміщення фігуративних точок гранулометричних аналізів нижньомайкопських відкладів Індоло-Кубанського та Південнокерченського прогинів на динамогенетичній діаграмі Р. Пассеґі:

Індоло-Кубанський прогин: А – Індольська депресія; Б – Казантипська депресія; В – Фонтанівсько-Горностаївське підняття; Г – Південнокерченський прогин (площа Субботіна).

Фації: 1 – рік та спрямованих потоків; 2 – каламутних потоків; 3 – осадів спокійної води; 4 – пляжу та мілководдя; 5 – спокійної лагуни; 6 – спрямованих течій у лагуни; 7 – глибоководної частини моря; 8 – припіднятих частин шельфу; 9 – дна каньйонів; 10 – шельфу

На динамогенетичній діаграмі Р. Пассеґі фігуративні точки гранулометричних аналізів цих порід формують єдиний кластер у межах поля

RQ – турбулентні швидкісні потоки (див. рис. 4.14). На генетичній діаграмі ці точки групуються в межах фаціальних полів: шельф (100 % точок), пляж та мілководдя (90 %), припідняті частини шельфу (70 %) та спрямовані течії у лагуні (70 %). Виходячи з цього, є підстави стверджувати, що Казантипський депоцентр у ранньому олігоцені являв собою відносно плитководну шельфову водойму з локальними спрямованими потоками.

Фонтанівсько-Горностаївське підняття (Марфівська, Фонтанівська, Горностаївська, площі, див. рис. 4.12). Нижньопланорбелові верстви Фонтанівсько-Горностаївського підняття характеризуються перешаруванням алевролітів та пісковиків з підпорядкованими прошарками аргілітів, вміст яких догори по розрізу істотно зростає (див. підрозділ 2.2).

Пісковики темно-сірі з зеленкуватим відтінком, дрібно-середньозернисті, інколи з включенням гравійних зерен. Уламковий матеріал обкатаний та кутастий, часто нерівномірно розподілений упороді, формуючи лінзи та прошарки. Вміст псамітової фракції ($>0,1$ мм) ділянки коливається від 40,3 до 90,4 %, за середніх значень від 55,7 до 78,4 %, а описується гранулометричний склад порід гістограмою з домінуванням фракції 0,25–0,1 мм (у середньому понад 50 %, добре відсортований дрібнозернистий пісковик та дрібнозернистий глинистий пісковик) при майже рівномірному розподілі всіх інших фракцій (див. рис. 4.13).

Базальна пачка св. Марфівська-1 (завтовшки 100 м) характеризується поступовим зростанням кількості псамітових прошарків у верхній частині розрізу, а гістограма їхнього гранулометричного складу формується трьома фракціями 0,25–0,1–0,01– $<0,01$ мм при домінуванні (понад 50 %) фракції 0,25–0,1 мм (дрібнозернистий глинистий пісковик) (див. рис 4.14).

На динамогенетичній діаграмі Р. Пассеги фігуративні точки гранулометричних аналізів цих порід виокремлюються у два компактні кластери в межах поля RQ (градаційна суспензія, Фонтанівська та Горностаївська площі) та поля SR (однорідна суспензія, Марфівська площа) (див. рис.4.14). На

генетичній діаграмі це зони: спрямованих течій в лагуні (90 % точок), припіднятих частин шельфу (100 %), шельфу (70 %) та пляжу і мілководдя (20 %), що дає змогу вважати ці літотипи утвореннями шельфового басейну із системою спрямованих водотоків.

Нижньомайкопські утворення *Південнокерченського прогину (площа Субботіна)* представлені товщею перешарування аргілітів та алевролітів (0,1–0,5 м, зрідка до 5,0 м). Підпорядковані прошарки дрібно- та середньозернистих пісковиків розвинені в нижній та середній частинах розрізу. Гранулометричними дослідженнями охоплені майже весь розрізніжного олігоцену (рис. 4.15). Породи представлені змішаними різновидами: пісковики дрібнозернисті (в середньому 0,12–0,14 мм), зазвичай з домішкою алевритового матеріалу (до 39 % об'єму породи, у середньому 0,08–0,1 мм, погано або середньо відсортовані; алевроліти крупно- та дрібнозернисті (у середньому 0,05–0,08 мм), глинисті (до 32 %) або піскуваті (до 36 %), середньо відсортовані; аргіліти алевритисті (1–10 %), поодинокими взірцями піскуваті (1–5 %, у середньому 0,01–0,04 мм, піскуватих різновидів до 0,07 мм). Вміст фракції понад 0,1 мм варіює від 0 до 75,0 % за середніх значеннях 16,7–18,7 % (див. рис. 4.13, див. табл.4.1).

Генетична інтерпретація гранулометричних аналізів за методом Р. Пассеги показала, що всі проби групуються у два кластери: поля RQ - (градаційна суспензія) та SR (однорідна суспензія). Декілька проб потрапляють у межі поля каламутних потоків та пелагічної суспензії (див. рис. 4.14).

При цьому утворення градаційної суспензії (придонна частина швидких течій) зафіксовані в нижньомайкопських відкладах св. Субботіна-1, а однорідної суспензії (повільні течії) – св. Субботіна-403. На генетичній діаграмі фігуративні точки гранулометричних аналізів потрапляють у поля спрямованих течій у лагуні (90 % точок), припіднятих частин шельфу (100 %), шельфу (50 %), рік та спрямованих потоків (20 %) та дна каньйонів (10 %).

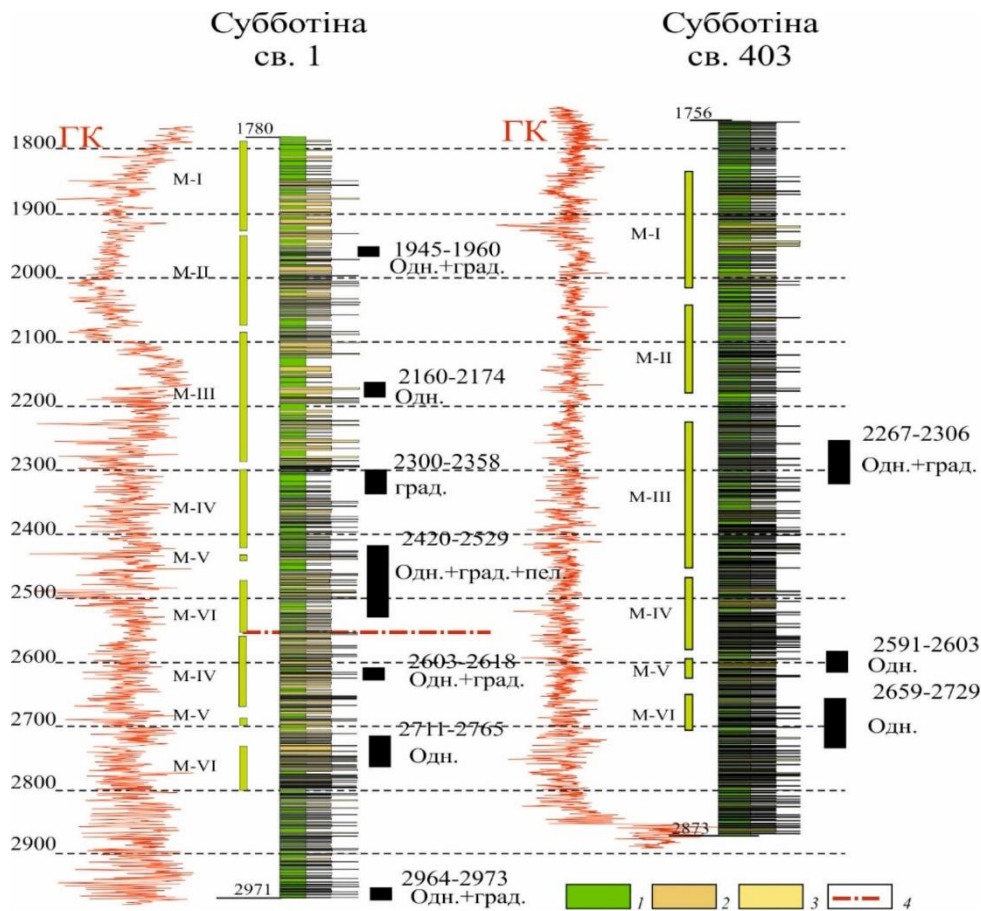


Рис. 4.15. Літологічні розрізи нижньомайкопської товщі площі Субботіна та інтервали гранулометричних досліджень:

Суспензія: одн. – однорідна, град. – градаційна, пел. – пелагічна. 1 – пісковики; 2 – алевроліти; 3 – аргіліти. 4 – розривні порушення. М-1–М-VI – перспективні нафтогазоносні горизонти (за ДГП «Укргеофізика», 2009)

Загалом на фоні домінування в розрізі шельфових утворень у низці випадків спостерігаються фації «дна каньйону» та «спрямованих течій», а в пачках М-III та М-V (св. Субботіна-403) та М-V+М-VI (св. Субботіна-1) – «рік та спрямованих потоків». З огляду на це, відклади Південнокерченської частини седиментаційного басейну можна вважати утвореннями зовнішнього шельфуз дискретним проявом спрямованих течій.

4.3.2. Седиментаційні моделі

Реконструкція умов ранньопланорбелового осадоагромадження Азово-Чорноморського осадово-породного басейну базувалася на результатах мінералогічних, гранулометричних досліджень, визначенні характеру поширення осадових тіл різного складу (літофації, літміти) та фаціальній інтерпретації результатів ГДС (Муромцев, 1983; Porębski, 1999).

Мінералогічні особливості порід, зокрема сумісна наявність стяжінь глауконіту, вуглефікованих рослинних решток, сидериту, лейст слюди, згідно з (Селли, 1989), може вказувати на існування дельтових умов, а наявність горизонтів з пелагічними фауністичними рештками – на змішаний – алювіально-дельтово-морський седиментогенез. За даними генетичної інтерпретації гранулометричних аналізів, у межах району досліджень домінували утворення шельфових рівнин з низкою спрямованих водотоків. Вищезгадані структурно-речовинні показники є в цілому фрагментарними (через малий відбір керна) і несуть локальну (точкову) седиментаційну інформацію. Вони були враховані під час генетичної типізації осадових утворень за даними ГДС. При цьому слід зазначити, що у зв'язку з домінуванням пелагічних глинистих утворень, які розшаровуються окремими кластогенними тілами, виокремлені, фаціальні асоціації. Кожна з цих асоціацій відрізняється за літологічними та літмологічними особливостями розрізів (Рис. 4.16).

Відклади шельфових рівнин (св. Булганацька-1) представлені головню глинистими літмітами (VI та VII поля), які складені доволі тонким перешаруванням аргілітів (0,1–3,0 м) та алевролітів (0,1–0,5 м), при переважанні перших (у середньому 70 %).

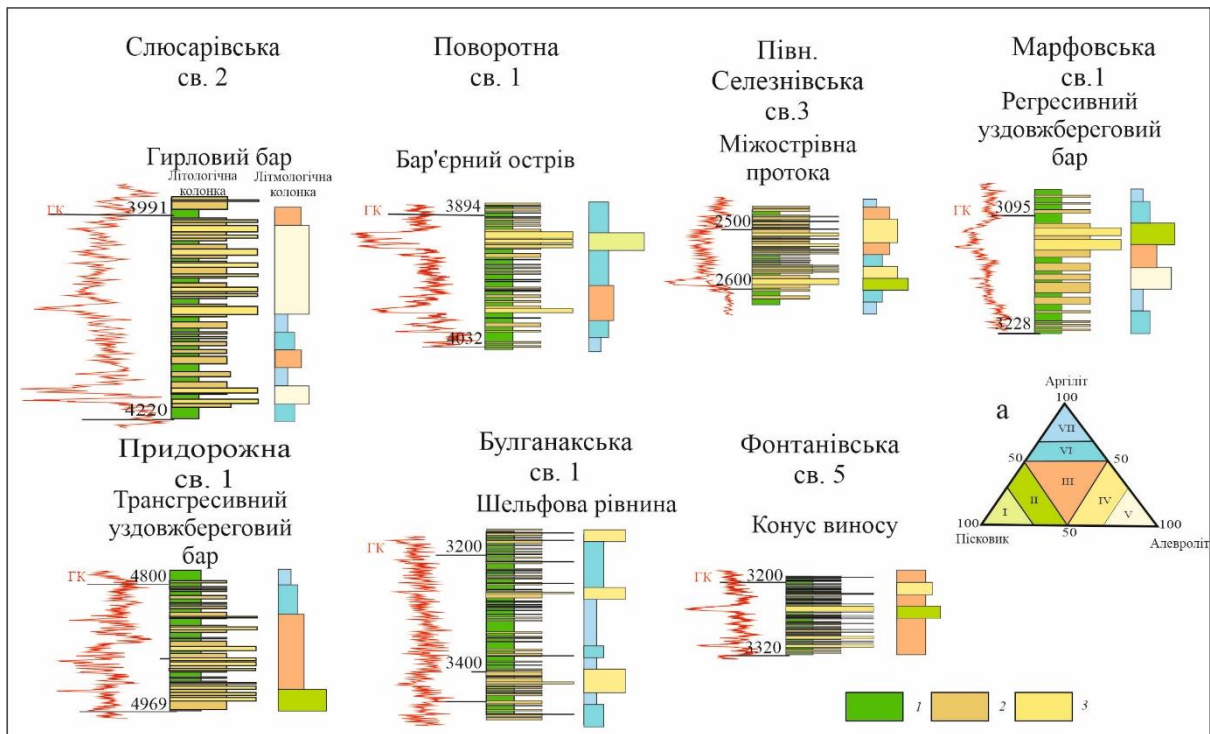


Рис. 4.16. Літологічні, літмологічні розрізи та ГДС характеристика основних фаціальних асоціацій нижньоолігоценових відкладів Азово-Чорноморського осадово-породного басейну та літмологічна класифікаційна діаграма

1 – аргіліти; 2 – алевроліти; 3 – пісковики.

Асоціація *відкладів гирлових барів* (св. Слюсарівська-2), потужністю понад 200 м, характеризується переважанням піщано-алевролітових утворень (літміти III, V). Товщина кластогенних прошарків становить 0,5–2 м.

Подібною є і структура розрізу відкладів *міжострівних потоків* (св. Фонтанівська-5, Північноселезнівська-3 та ін.), які виокремлюються швидше за морфологічними ознаками: осади, що сформувалися в каньйоноподібних депресіях, які з'єднують дві депресійні ділянки та затиснуті підводно-надводними підняттями.

Асоціація *вздовжберегових та приберегових барів* (св. Марфівська-1, св. Бондаренківська-1, св. Придорожна-1 та ін.), потужність якої становить переважно 20–100 м (локально до 200 м), складена перешаруванням пісковиків (у середньому 5 %), алевролітів (50 %) та аргілітів (45 %). У трансгресивних

барах догори за розрізом спостерігається зменшення ролі кластогенних порід: від домінування пачок перешарування алевролітів і пісковиків потужністю 0,5–5 м до істотно глинистих горизонтів потужністю 3,0–10,0 м. Регресивні бари характеризуються зворотною зміною літологічної структури розрізу. Відклади барів складені літмітами змішаного (III поле), алевролітового (V поле), піщаного (II поле) та локально глинистого класів (VI, VII поле).

Властивістю осадових тіл *конусів виносу* (св. Фонтанівська-5, потужністю до 50 м) є домінування в їхніх розрізах пісковиків та алевролітів (10 % та 65 % відповідно) за вмісту аргілітів до 25 %. Потужність кластогенних горизонтів змінюється від 0,2 до 2 м, а глинистих – від 0,1 до 3 м. Розрізи складені літмітами піщаного (II поле) та алевритового (IV поле) класів. Догори за розрізом ці відклади заміщуються утвореннями шельфових рівнин, а по латералі – уздовжберегових барів.

Перетини I–I', II–II', III–III', IV–IV' (рис. 4.17) демонструють просторово-вікові особливості розвитку фаціальних умов відкладів раннього майкопу (положення перетинів див. на рис. 3.9). Загалом відзначається закономірне заміщення обстановок зовнішнього та внутрішнього шельфу депресійних зон седиментаційного басейну утвореннями барів та конусів виносу на схилах конседиментаційних піднять.

Так, майже наскрізний розвиток шельфових утворень виявлений у депоцентрах Індольської та Багерівської депресій (Північновладиславівська, Малобабчинська, Придорожна та інші площі), у яких нагромаджувалися здебільшого пелітові мули із фрагментарним розвитком прошарків алевритів та пісків (див. рис.4.17). Останні місцями в нижній, середній та верхній частинах розрізів формують кластогенні тіла (до 300 м) уздовжберегових барів та конусів виносу, які складені пачками алевритів (товщиною до 10 м) з прошарками пелітових мулів та пісків.

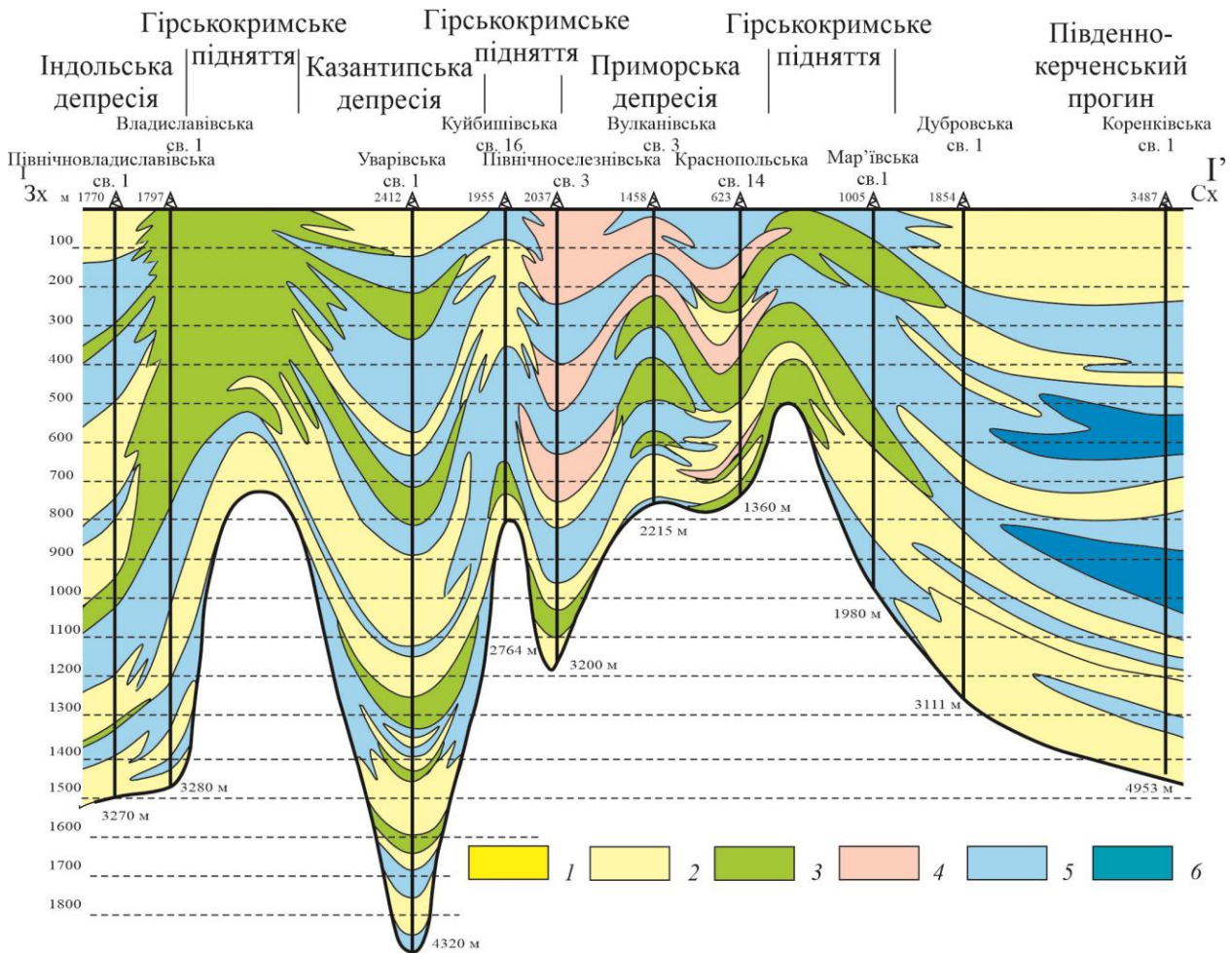
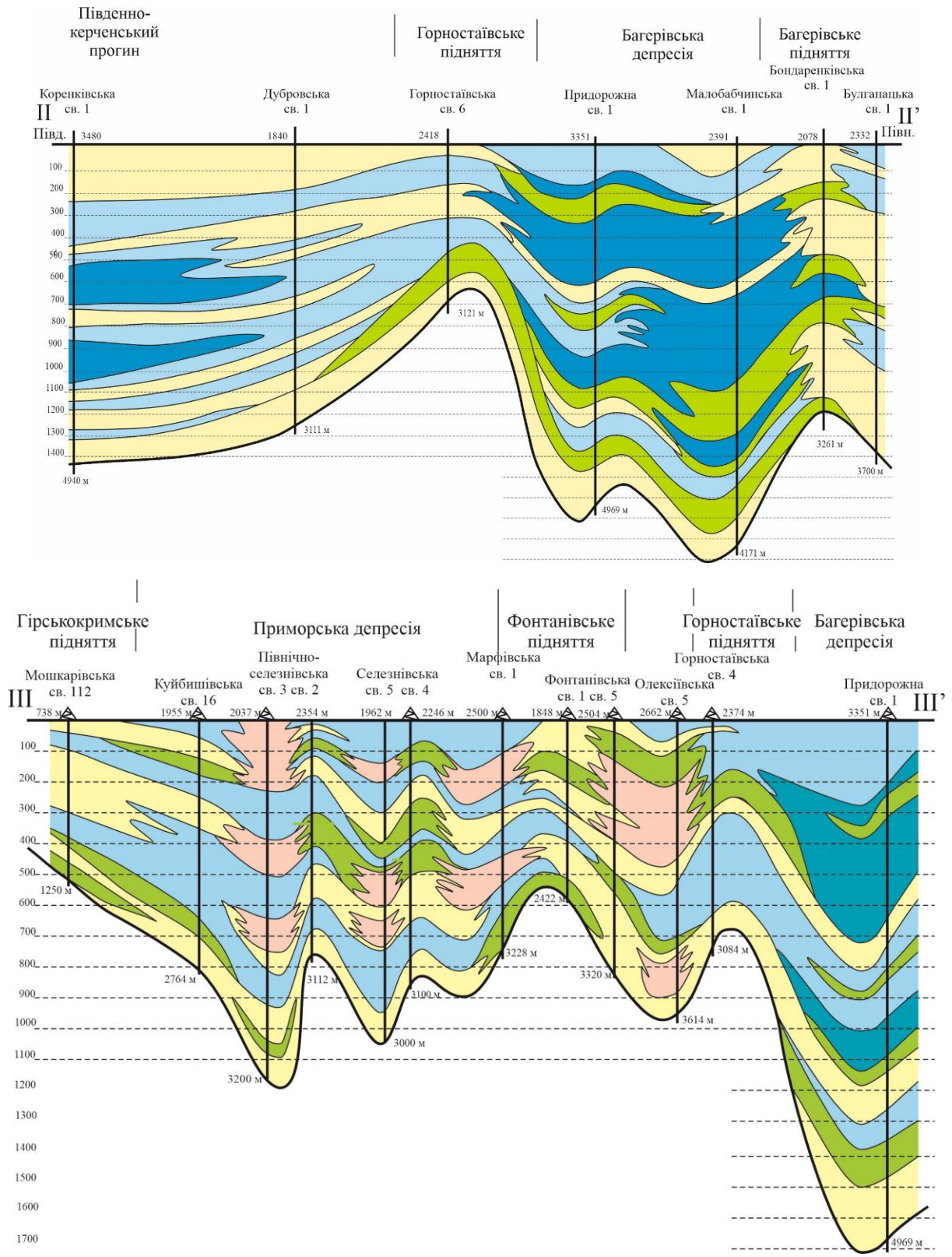
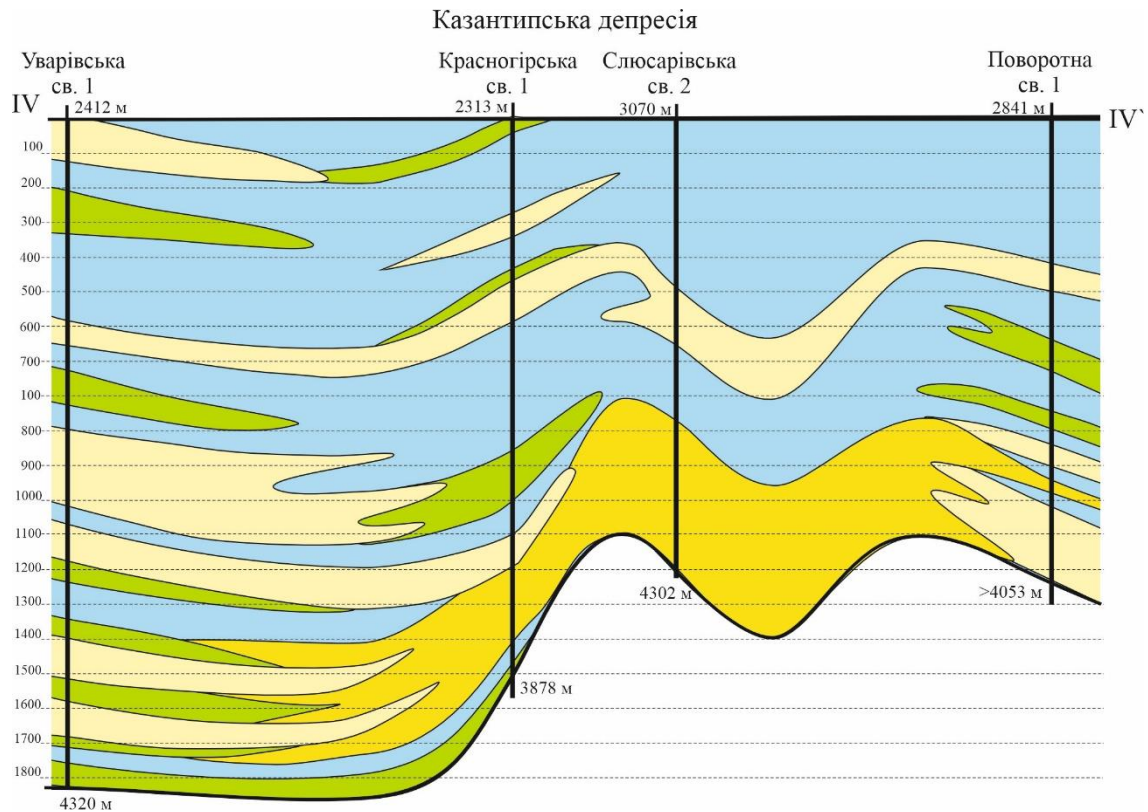


Рис. 4.17. Седиментаційні моделі раннього майкопу
за профілями I–I IV–IV:

1 – гирлові бари; 2 – конуси виносу; 3 – уздовжберегові бари; 4 – міжострівні протоки; 5 – внутрішній шельф; 6 – зовнішній шельф. Положення профілів: див. на рис. 3.9



Продовження рис. 4.17



Продовження рис. 4.17

У припідшовній частині розрізу відкладів нижньомайкопської товщі (нижньопланорбеловий підгоризонт) Казантипської депресії ідентифіковані утворення алювіально-дельтової системи, представлені акумулятивними тілами (потужністю до 400 м) гирлового бару (профіль IV–IV'; див. рис.4.17). Останні в західному (св. Уварівська-1) та східному (св. Поворотна-1) напрямках розщеплюються на декілька горизонтів і фаціально заміщуються утвореннями конусів виносу та вздовжберегових барів. Цю тенденцію (закономірність) підтверджує і зміна літологічної будови товщі по латералі: від майже наскрізного розвитку літмітів змішаного (III поле) та алевролітового (IV, V поля) типів у св. Красногорівська-1 та Слюсарівська-2 до заміщення їх аргілітовими літмітами (VI поле) у св. Уварівська-1 та Поворотна-1 (див. рис. 3.10). Перекривається ця алювіальна система у межах депресії пелагічними мулами шельфових рівнин.

Локальний розвиток акумулятивних тіл гирлових баріву межах Казантипської депресії прогину вказує на ймовірне субмеридіональне положення водотоку і його нетривалий розвиток (незначний період функціонування) лише на початкових етапах ранньоолігоценової трансгресії.

Малопотужні (до 100 м) акумулятивні тіла алювіального походження ідентифікуються також у нижній частині нижньомайкопської товщі (планорбеловий горизонт) у межах західного борту Приморської депресії (східний схил Гірськокримського підняття, Вулканівська, Краснопольська, Мар'ївська площі) (профіль I–I', див. рис. 4.17). Вони представлені утвореннями конусів виносу, які сформовані літмітами змішаного (III поле) та алевролітового (IV поле) типів (див. рис. 3.10). Останні догори розрізом (остракодовий горизонт) заміщуються літмітами аргілітового (VI, VII поле) типу і виявляють внутрішньошельфове та барове походження.

Локальність їхнього розвитку свідчить про періодичне надходження теригенного матеріалу з пенеплізованого Гірськокримського суходолу та ймовірне субширотне положення водотоків.

У межах конседиментаційних підняттів (Фонтанівського, Горностаївського, Багерівського) переважно розвинені відклади уздовжберегових барів та конусів виносу, що перешаровуються з пелагічними утвореннями шельфових рівнин (профілі II–II', III–III', див. рис. 4.17). Потужність окремих кластогенних тіл коливається тут від 40 до 150 м (Фонтанівська, Горностаївська, Мошкарівська та інші площі).

У межах саме цих морфологічних одиниць седиментаційного басейну фіксується розвиток на трьох рівнях (у товщі верхньопланорбелового підгоризонту та остракодового горизонту) утворень міжострівних протоків (Північноселезнівська, Дубровська, Марфівська та інші площі; профіль III–III, див. рис. 4.17). Вони формують вузькі, сильно видовжені акумулятивні тіла завтовшки 20–250 м серед пелітових мулів шельфових рівнин, а їхня літологічна структура формується пачками тонкого перешарування (окремі прошарки 0,1–

1,5 м) алевритів, пісків та мулів (літміти змішаного та алевролітового типів). Ці утворення трасуються і в межах Приморської депресії (Дубровська та Горностаївська площі), що вочевидь вказує на південно-східне простягання водотоків: із меж Казантипської депресії в Приморську (профіль II–II, див. рис. 4.17).

Відклади міжострівних протоків ідентифіковані і в літологічній структурі нижньомайкопської товщі Багерівського підняття, де вони формують дві пачки товщиною до 150 м серед кластогенів уздовжберегових барів та конусів виносу (профіль II–II, див. рис. 4.17). Наявність утворень цього походження засвідчує існування перетоків між Багерівською та Азовською депресіями.

4.3.3. Умови седиментації

Седиментаційні моделі доволі чітко фіксують існування певної циклічності змін умов осадонагромадження протягом ранньоолігоценового часу в Азово-Чорноморському осадово-породному басейні, що певною мірою корелюються з варіаціями рівня Світового океану (див. рис. 4.2). Регресивні тенденції на його початку зумовили формування «базальної» кластогенної пачки ранньопланорбелового підгоризонту. Пізніше трансгресивна тенденція спричинила нагромадження переважно пелагічних пелітових та алеврито-пелітових мулів у межах майже всього седиментаційного басейну. Локально поширені малопотужні кластогенні пачки середньої частини розрізу верхньопланорбелої та остракодової товщ, фіксують моменти зниження рівня океану в середині ранньоолігоценового часу.

Під час реконструкції умов ранньомайкопського осадонагромадження враховані регіональні палеогеографічні особливості цього часу, що головно визначені двома подіями: по-перше, це передолігоценовий регресивний епізод; по-друге – ранньоолігоценова трансгресія (див. рис. 4.2). Перша зумовила формування складного ерозійно-тектонічного рельєфу, друга – діахронність базальних (нижньопланорбелових) верств майкопських відкладів. З огляду на

палеоокеанографічну ситуацію олігоцену в океані Паратетис (Балуховский и др., 1998; Зоненшайн и др., 1987), можна стверджувати, що трансгресія поширювалася на північний схід з улоговини Сорокіна через Піденнокерченський прогин, а осадонагромадження розпочалося на прикерченському шельфі Чорного моря з подальшим поширенням на терени Керченського півострова, Рівнинного Криму і далі – у Присивашся.

Проаналізувавши результати реконструкцій умов ранньоолігенового осадонагромадження в межах вивченого регіону (Апостолова и др., 1981, 1982; Бондаренко и др., 1978, Науменко, Коржнев, 2012), які базувалися в основному на встановлених особливостях літологічного складу майкопських відкладів, характеру їхньої локалізації та варіації товщин, можна стверджувати про значний вплив на ці процеси великої платформної річки в умовах дистальної частини авандельти. Водночас просторово-вікова локалізація останньої та напрямок скиду уламкового матеріалу трактуються дослідниками по-різному.

У роботах (Апостолова и др., 1982; Науменко та Коржнев, 2012) висловлена думка про те, що головна маса уламкового матеріалу в ранньоолігеновий седиментаційний басейн привносилася з південних областей, тобто з Палеокриму та Палеокавказу, а північне джерело зносу мало побічне значення. Інші дослідники (Бондаренко и др., 1978; Gnidets, Rever, 2015) обґрунтовували надходження матеріалу як з південних, так і північних суходолів.

Обидві моделі не можна вважати кондиційними, оскільки вони охоплюють значний відтинок часу, усереднюючи та «розмиваючи» принципові особливості седиментогенезу. Останнє насамперед зумовлене існуванням тривалих періодів розвитку трансгресій, із закономірним поступовим збільшенням дзеркала водойми і відповідним віддаленням областей денудацій, що призводило до зміни динаміки та напрямків зносу уламкового матеріалу: надходження грубоуламкового теригенного матеріалу місцевого походження на початкових

етапах (ранньопланорбеловий час) та глинистого – віддалених джерел живлення на пізніх (остракодовий час).

Через такий перебіг осадонагромадження побудова загальної геолого-палеоокеанографічної моделі ранньоолігоценового часу видається недоцільною, оскільки принципові особливості седиментації при цьому усереднюються і «розмиваються». Водночас, як відомо (Жижченко, 1969), кондиційність палеоокеанографічних реконструкцій забезпечується вибором вузького вікового інтервалу. Враховуючи все це, були побудовані геолого-палеоокеанографічні моделі на початок та кінець ранньопланорбелового та остракодовий час (рис. 4.18). В основу побудов лягли результати вищенаведених літологічних, літмологічних, мінералого-петрографічних, гранулометричних досліджень нижньоолігоценових утворень Азово-Чорноморського басейну в комплексі з даними фаціальної інтерпретації результатів ГДС (радіоактивні методи) та з урахуванням принципу фаціальної збалансованості (Селли, 1989).

На *ранньопланорбеловий час* район досліджень являв собою обширну шельфову водойму з цілою низкою відокремлених одна від одної макроландшафтних одиниць: депресій – Індольська, Казантипська, Приморська, Багерівська, Азовська, Південнокерченська; підводно-надводних гряд – Краснокутсько-Таманська, Мошкарівсько-Горностаївська, та суміжних з ними областей денудації – Середньоазовська, Гірськокримська, Кавказька (Анапська).

Суходоли, які існували на той час являли собою провінції живлення з різною динамікою скиду теригенного матеріалу.

Гірськокримський (західний) суходіл, з невисоким рельєфом, який був складений осадовими та кристалічними породами, постачав річковим стоком переважно дрібнозернистий матеріал, який акумулювався в Приморській депресії. Відклади цього типу ідентифіковані у розрізах, розкритих у межах Краснопольської, Мар'ївської та Дубровської площ. Це незначні за площею та потужністю акумулятивні тіла фаціальної системи – русло–гирловий бар–конус

виносу, які по латералі заміщуються уздовжбереговими барами, а мористіше – шельфовими рівнинами.

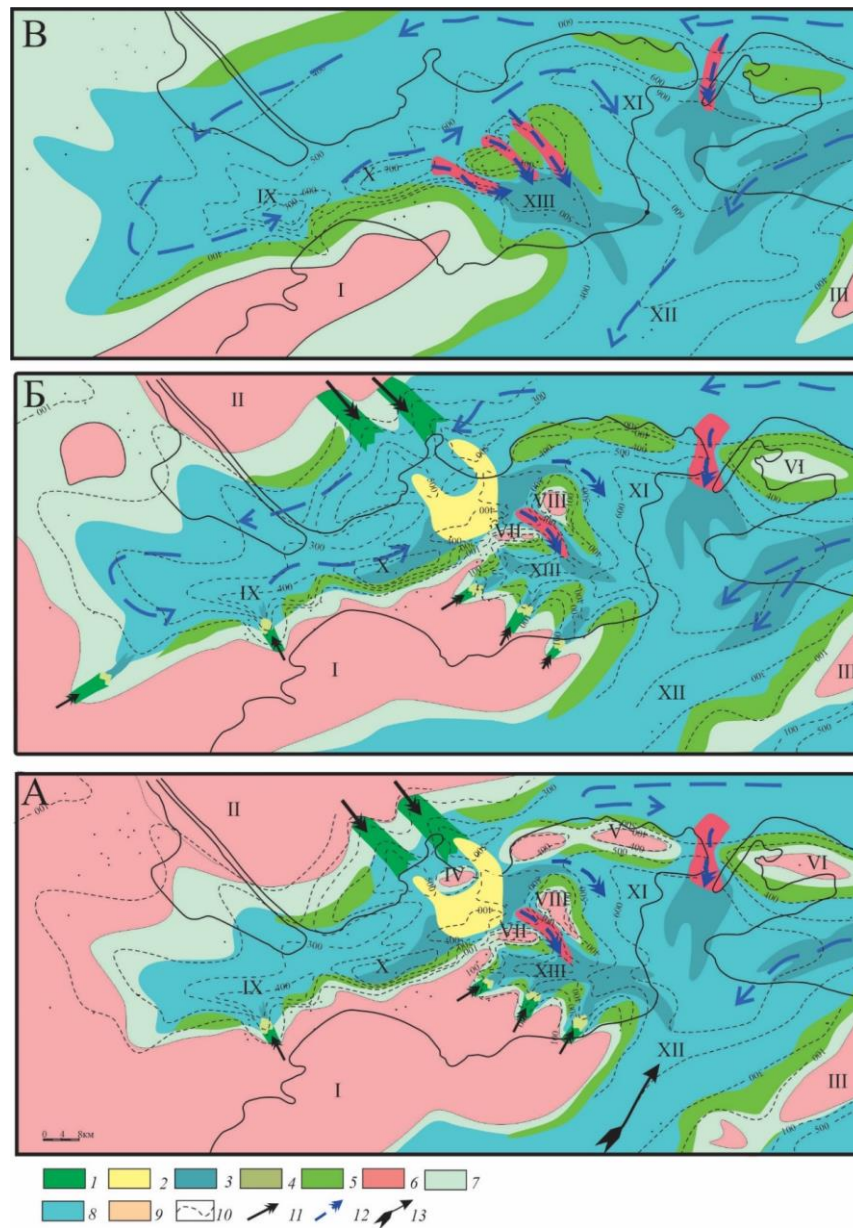


Рис. 4.18. Седиментолого-палеоокеанографічні моделі Азово-Чорноморського шельфу на початок (А) та кінець (Б) ранньопланорбелового та остракодовий (В) час:

Седиментологічні (фаціальні) умови: 1 – русла; 2 – гирлові бари; 3 – конуси виносу; 4 – приберегові бари; 5 – уздовжберегові бари; 6 – міжострівні протоки; 7 – прибережно-морські; 8 – шельфові рівнини; 9 – суходіл; 10 – ізопахіти; 11 – імовірні напрямки скиду уламкового матеріалу; 12 – течії; 13 – напрям трансгресії.

Суходоли: I – Гірськокримський; II – Середньоазовський; III – Кавказький (Анапський). Острови: IV – Краснокутський; V – Багерівський; VI – Таманський; VII – Фонтанівський; VIII – Горностаївський. Депресії: IX – Індольська; X – Казантипська; XI – Багерівська; XII – Південнокерченська; XIII – Приморська

Подібні утворення зафіксовані і в західній частині Індольської депресії. Середньоазовський суходіл, що з півночі облямовував вивчений седиментаційний басейн, на ранньопланорбеловий час входив до складу великого Фено-Сарматського палеоконтиненту, складеного переважно протерозойськими високометаморфізованими породами. Теригенний матеріал з цього суходолу надходив у межі Казантипської частини седиментаційного басейну. Долина річки трасується площами розвитку переважно псамітових утворень гирлових барів (Красногірська, Слюсарівська площі).

Наявність двох основних областей живлення (Гірськокримської та Середньоазовської) підтверджує просторове поширення кластогенів та характер розвитку теригенно-мінералогічних асоціацій: на півночі – турмалін-циркон-рутилова, а на півдні – циркон-рутилова.

Мошкарівсько-Горностаївська та Краснокутсько-Таманська острівні гряди з невисоким рельєфом, які були складені в основному еоценовими осадовими утвореннями постачали дрібнозернистий (алевритовий) матеріал у суміжні частини седиментаційного басейну.

З Анапського підняття (західна частина Кавказького суходолу), сформованого осадовими та кристалічними породами, уламковий матеріал надходив у межі Південнокерченської частини седиментаційного басейну.

Формування морського басейну розпочалося в ранньому олігоцені в Багерівсько-Південнокерченській депресії, а відтак в Казантипську і далі – в Індольську. Басейн мав незначні глибини (зона внутрішнього шельфу до 50 м) та понижену солоність вод.

У південно-західному напрямку цей басейн поглиблювався і переходив у глибоководний трог Сорокіна, у східному – протокою між Таманським та Анапським виступами з'єднувався з плитководним Кубанським.

Багерівсько-Південнокерченська частина седиментаційного басейну на ранньопланорбеловий час являла собою видовжений клиноподібний прогин

котловинного типу північно-східного простягання, дещо асиметричний у розрізі, із крутішим південним бортом, з широкою розкритою північно-східною центрикліналлю та вузькою південно-західною, затисненою між Кримським (північним) та Анапським (південь) острівними суходолами, яка розкриває глибоководного трогу Сорокіна (див. рис. 4.18). Така морфологія басейну, з характерним нагромадженням теригенних (псамо-алевритових) утворень в осьовій частині, дозволяє прогнозувати розвиток у межах прогину гідродинамічно активного потужного міжбасейнового водотоку.

Водночас окремі структурно-текстурні особливості порід площі Субботіна властиві фаціям, які пов'язані з активними гідродинамічними потоками та синседиментаційними зсувними процесами. Наявність теригенних утворень, які за гранулометричними параметрами відповідають фаціальним зонам «сильний накат хвиль» та «вихід хвиль на міліну», можна пояснити зсувним скиданням осадових шельфових утворень північного схилу Анапського суходолу в глибоководну область з подальшим розносом придонними течіями. Цьому не суперечать і вище наведені результати генетичної інтерпретації гранулометричних аналізів, які засвідчують існування в межах прогину інтенсивної циркуляції вод: придонних швидких течій та каламутних потоків.

Отже, Багерівсько-Південнокерченська частина басейну слугувала транзитним коридором (проміжною областю) транспортування уламкового матеріалу, часто турбідітовими потоками, що надходив з різних джерел живлення в межі Індоло-Кубанського прогину з його плитководних частин у глибоководні (рис. 4.19).

Індольська частина морського басейну в ранньопланорбеловий час характеризувалася незначним надходженням переважно тонкодисперсного матеріалу з рослинним детритом. Значний вміст органічної речовини, піриту та збіднілий видовий комплекс фауни у відкладах вказують на імовірність існування в придонних водах аноксичного середовища.

У Казантипській ділянці басейну домінувало теригенне осадонагромадження з формуванням олігоміктових пісків та пеліто-алевритових мулів, які склали гирлові бари (Красногірська та Слюсарівська площі), що в західному (Уварівська площа) та східному напрямках (площа Поворотна) заміщувалися дрібнозернистими пісками та алевритами барів та конусів виносу, а відтак – глинистими мулами шельфових рівнин. У межах південних бортів Індольської та Казантипської депресій паралельно з береговою лінією розвивалися вздовжберегові та приберегові бари, товщина яких не перевищувала 100 м.

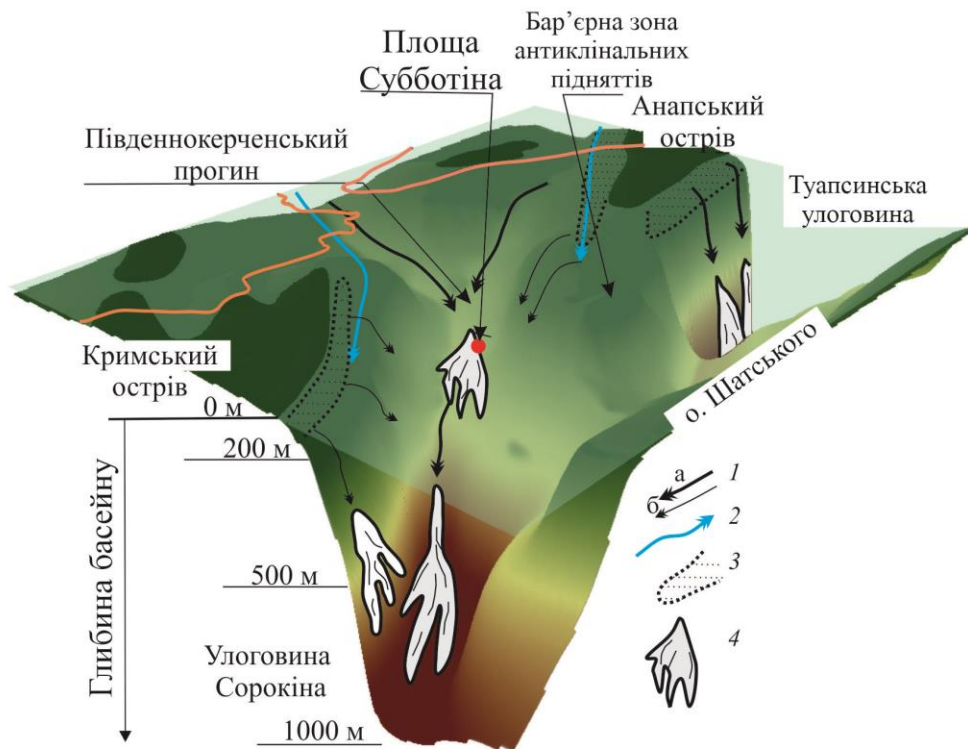


Рис. 4.19. Седиментаційна 3-D модель Південнокерченського прогину. Ранній олігоцен:

Течії: 1 – глибинні; 2 – поверхневі; 3 – кластогени фаціальних зон «сильний накат хвиль» та «вихід хвиль на міліну»; 4 – фени

Подібні утворення формувалися і на схилах Фонтанівсько-Горностаївської острівної гряди та в склепінні Багерівського підняття. При цьому вздовжберегові бари мали як регресивні, так і трансгресивні нашарування.

Для Індоло-Кубанського седиментаційного басейну прогнозується існування міжострівних проток, які з'єднували через Мошкарівсько-Горностаївську гряду північні депресії (Індольську та Казантипську) з південними (Приморською та Багерівською).

У морфологічному відношенні це вузькі каньйоноподібні форми, розвинені між підводно-надводними виступами. Кластичний матеріал, що надходив цими протоками, формував акумулятивні тіла конусів виносу, а далі перерозподілявся морськими течіями з утворенням уздовжберегових барів.

На основі отриманих даних, можна прогнозувати між Багерівським та Таманським і Таманським та Анапським підняттями існування міжострівних проток, якими теригенний матеріал перекидався з Азовської та Кубанської депресій у Багерівську і далі – у глибоководний трог Сорокіна.

У ранньопланорбеловий час, окрім скиду в Індоло-Кубанський седиментаційний басейн уламкового матеріалу з Гірськокримського та Середньоазовського суходолів, певна його частина постачалася і східною субширотною течією з меж західнокавказької частини басейну Паратетису.

Незначна маса уламкового матеріалу надходила площинним скидом з суходолів, він концентрувався головно в приберегових зонах, формуючи малопотужні акумулятивні тіла вздовжберегових барів.

Упродовж *остракодового часу* трансгресією була охоплена вся територія регіону (див. рис. 4.18, В). При цьому збільшилася площа та глибини морської водойми, покращився зв'язок з Північнокримським, Кубанським та Чорноморським басейнами. Через віддалення областей денудації зменшилося надходження в межі басейну грубозернистого теригенного матеріалу при значному зростанні кількості тонкодисперсної речовини, що зумовило панівне формування глинистих верств, часто з карбонатною сидеритовою домішкою.

Абсолютні висоти та площа Гірськокримського та Анапського суходолів значно зменшилися, море вкрило Середньоазовське підняття та Краснокутсько-Таманську і Мошкарівсько-Горностаївську гряди. Останні являли собою невеликі підводні підняття, які трасуються полями розвитку алевритових утворень уздовжберегових барів.

Вище були розглянуті ситуації осадоагромадження на час формування регіональних кластогенних пачок нижньомайкопської товщі. Натомість проблема формування значних товщ (майже 2000 м) пелітових пелагічних утворень, що сформувалися за доволі короткий відтинок часу (6 млн років), потребує розширення регіональних геолого-палеоокеанографічних досліджень з метою з'ясування джерел та шляхів надходження таких значних мас тонкодисперсного уламкового матеріалу.

5. ГЕОЛОГО-ПАЛЕООКЕАНОГРАФІЧНА МОДЕЛЬ РАННЬООЛІГОЦЕНОВОГО ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ В МЕЖАХ КРИМСЬКО-КАВКАЗЬКОГО СЕГМЕНТА ПАРАТЕТИСУ

Результати вищенаведених комплексних літолого-фаціальних, літмологічних, фаціально-генетичних та мінералого-петрографічних досліджень Кримської частини континентальної окраїни та узагальнення опублікованих джерел щодо Чорноморської та Передкавказької лягли в основу реконструкцій геолого-палеоокеанографічних умов седиментації нижньоолігоценових відкладів Кримсько-Кавказького сегмента Паратетису.

Об'єкт наших досліджень – нижньомайкопський осадовий комплекс – формувався в басейні, розташованому на північній (Кримсько-Кавказькій) периферії Паратетису. У межах останньої виокремлено низку структурних одиниць (рис. 5.1), які відрізняються за складом та потужностями утворень нижнього майкопу, що дає підстави розглядати їх як окремі структурно-фаціальні зони.

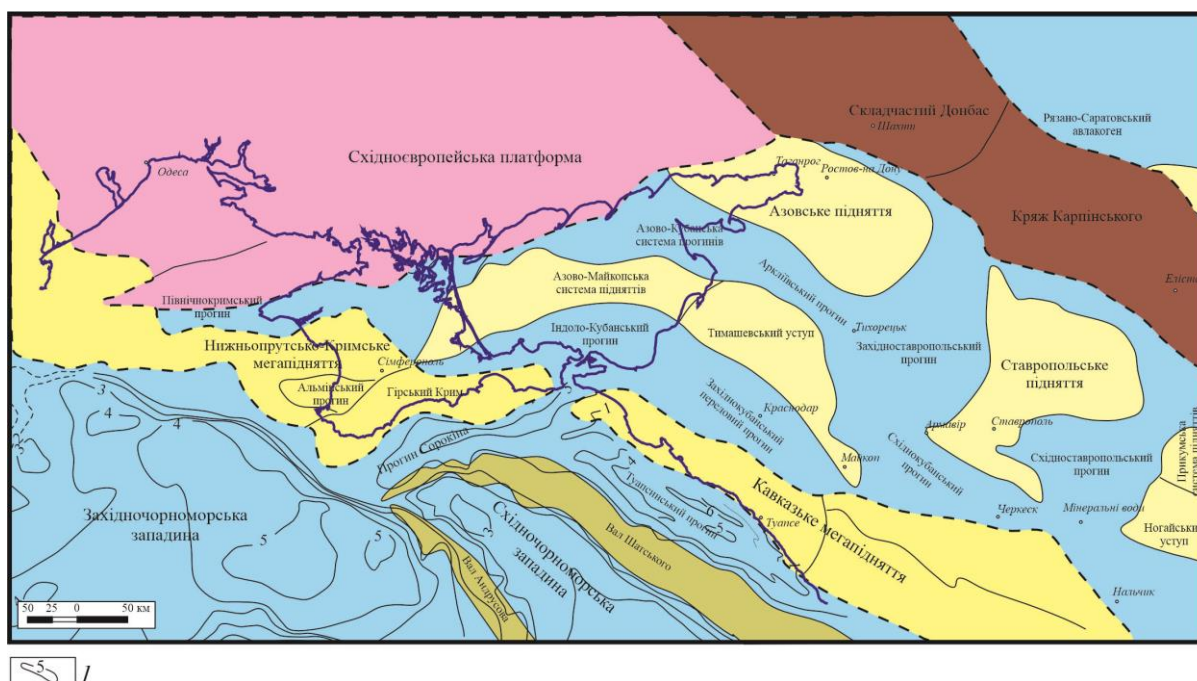


Рис. 5.1. Структурно-тектонічна схема Кримсько-Кавказького сегмента Паратетису (Герасимов та ін., 2006; Краснова и др., 2021):

1 – ізопахіти майкопу

Загалом відклади цього віку мають регіональне поширення і відсутні лише локальними ділянками в західних та східних районах Східноєвропейської платформи, Нижньопрутсько-Кримського та Кавказького мегапідняття, у склепінних зонах Кряжа Карпінського, Ставропільського й Азовського підняття та на валах Шатського й Андрусова (див. рис. 5.1, 5.2).

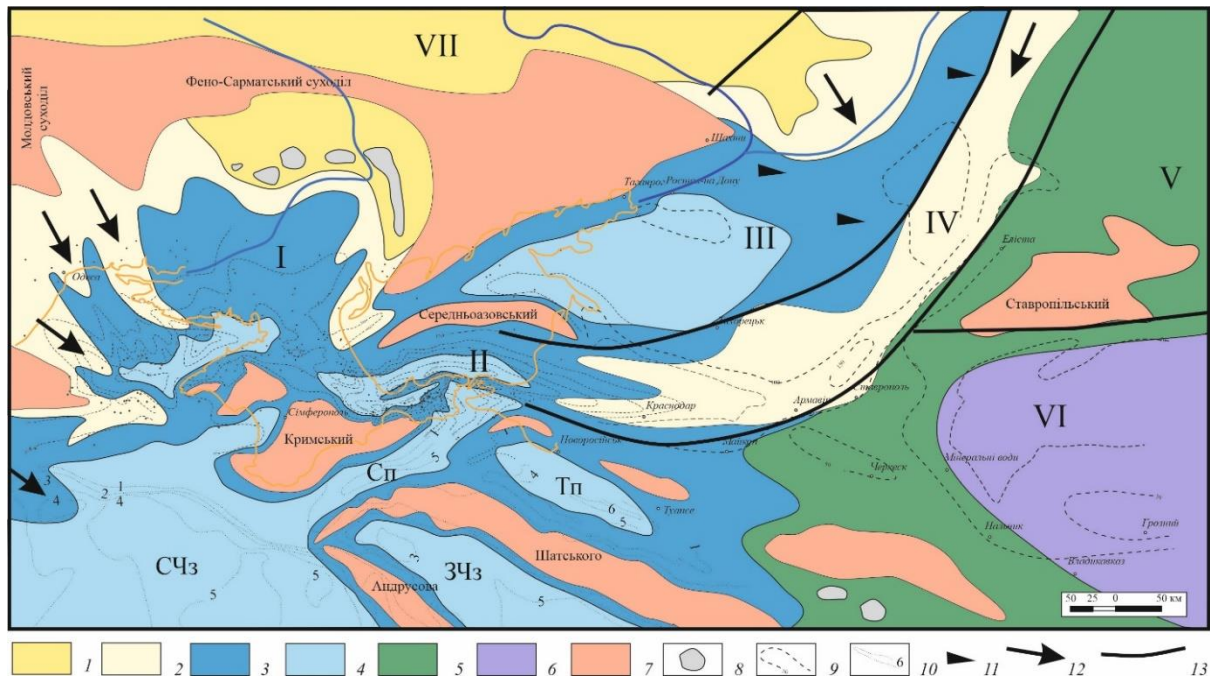


Рис. 5.2. Літолого-фаціальна схема нижньомайкопських відкладів Кримсько-Кавказького сегмента Паратетису (за даними Зосимович, Шевченко, 2015; Леонов, 1996; Краснова и др., 2021, з доповненнями авторів):

1 – піски, пісковики; 2 – алевроліти, алеврити; 3 – аргіліти, глини з прошарками алевролітів та пісковиків; 4 – глини, аргіліти; 5 – глини та вапнисті глини, аргіліти; 6 – вапнисті глини, мергелі; 7 – відклади відсутні; 8 – марганцеві родовища; 9 – ізопахіти нижнього майкопу; 10 – ізопахіти майкопу; 11 – вугілля; 12 – напрямок скиду уламкового матеріалу; 13 – границі літолого-фаціальних зон.

Структурно-фаціальні зони: I – Причорноморсько-Кримська; II – Азово-Чорноморська; III – Азово-Волго-Донська; IV – Єргенінсько-Ставропільсько-Тимашевська; V – Чорноземельська; VI – Східнокавказька; VII – Дніпровсько-Донецька. Западниці: СЧз – Східночорноморська; ЗЧз – Західночорноморська. Прогини: Сп – Сорокіна, Тп – Туапсинський

Найбільш повні розрізи нижнього майкопу за максимальної товщини (понад 1500 м) розкриті в Індоло-Кубанському прогині Азово-Чорноморської структурно-фаціальної зони (Ревер., 2020, Літологія., 2022), натомість у

Причорноморсько-Кримській (Північнокримський прогин) – товщина відкладів (Гнідець та ін., 2009; Григорчук та ін., 2016; Kokhan, Rever, 2016) не перевищує 400–500 м (рис. 5.2). У Східно- та Західночорноморській западинах, а також у прогинах Туапсинському та Сорокіна, за результатами сейсмічних досліджень (Туголесов и др., 1985, Никишин и др., 2005, Афанасенков и др., 2007, Казьмин, Тихонова, 2006), товщина майкопу перевищує 5000 м, а нижнього – імовірно досягає 2000 і більше метрів (див. рис. 5.2).

Нижньомайкопська товща в Причорноморсько-Кримській та Азово-Чорноморській структурно-фаціальних зонах характеризується домінуванням безкарбонатних та слабкокарбонатних аргілітів (глин) з підпорядкованими прошарками дрібно-середньозернистих алевролітів та пісковиків.

На північ та північний схід від згаданих ділянок потужності відкладів нижнього майкопу істотно зменшуються. Так, в Азово-Волго-Донській зоні їхня товщина не перевищує 50 м і складені вони алеврито-глинистими утвореннями з численними фрагментами вуглефікованого рослинного детриту (Бабина и др., 2022; Краснова и др., 2021; Семенов, 1965).

У вузькій сильно видовженій Єргенінсько-Ставропільсько-Тимашевській структурно-фаціальній зоні розвинені піщано-алевроитові утворення (завтовшки понад 150 м) з окремими глинистими прошарками (див. рис. 5.1, 5.2). Товща характеризується різкими фаціальними заміщеннями. У нижній частині розрізу простежений прошарок глин з глибоководним фауністичним комплексом (Леонов, 1996).

У Східнокавказькій структурно-фаціальній зоні нижньомайкопські нашарування товщиною до 50 м представлені мергелями з прошарками вапняків, карбонатних глин та алевролітів з пелагічним комплексом органогенного детриту (Бабина, 2022; Леонов, 1996; Попов и др., 2009).

У межах регіону нижньомайкопські утворення залягають зазвичай незгідно на карбонатних відкладах пізнього еоцену, а перекриваються без видимої перерви середньомайкопськими нашаруваннями. Обидві границі доволі

чіткі і відбиваються як за геофізичними, так і літологічними та палеонтологічними ознаками. За палеонтологічними даними в складі нижньомайкопської товщі визначаються нижньо- та верхньопланорбеловий підгоризонти і остракодовий горизонт (Вернигорова, Рябоконт, 2018; Гожик та ін. 2006; Попов и др., 1993, а, б).

Згідно з палеогеографічними реконструкціями олігоценового періоду (Балуховський и др., 1998; Зоненшайн и др., 1987; Сеньковський та ін., 2016; Сидоренко и др., 1983; Descourt et al., 2000;), територія досліджень у цей час була розташована за Понтидсько-Малокавказькою острівною дугою на північній окраїні Паратетису. У її межах виокремлюється Чорноморська мезопелагіаль та велика Скіфська епіпелагіаль. Остання на півночі межувала з Фено-Сарматським (захід) та Євро-Азійським (схід) суходолами, а на півдні була облямована Добрудзько-Кримсько-Кавказькою грядою підводно-надводних піднятих (див.рис. 5.1).

В області мезопелагіалі існували Західно- та Східночорноморська западини, розмежовані валом Андрусова, а також прогини: Туапсинський та Сорокіна, які прилягали до гірських споруд Криму та Кавказу.

На рубежі еоцену й олігоцену відбулися значні кліматичні, структурні зміни та гідродинамічні перебудови (Гожик та ін., 2006), розпочався майкопський мегацикл палеогену.

Умови майкопського осадонагромадження в межах Кримсько-Кавказького сегмента Паратетису визначалися регіональними палеоокеанографічними особливостями (Балуховський и др., 1998; Зоненшайн и др., 1987; Невеская и др., 1984; Попов и др., 1993, а, б; 2009; Никишин и др., 2005;). Висхідні порухи наприкінці пізнього еоцену, спричинені колізійними процесами в Альпійському поясі, зумовили збільшення площ суходолів, формування контрастного ерозійно-тектонічного рельєфу (Онищенко, 1974; Столяров, 1991; Kokhan, Rever, 2016). Морські умови збереглися лише в западинах: Західно-та Східночорноморській, прогинах Туапсинському та Сорокіна (Бабина и др., 2022;

Леонов, 1996; Никишин и др., 2005; Попов и др., 1993 б.), де, вірогідно, існувала мезопелагіаль. Епіпелагічні умови були сформовані в межах Причорноморсько-Кримської та Азово-Чорноморської ділянок (рис. 5.3). Останні Добрудзько-Кримсько-Кавказькою грядою підводно-надводних височин були відокремлені від мезопелагічної зони, а зв'язок між ними відбувався через дві протоки: пра-Каламітську та пра-Керченську, розташовані в області зчленування Добрудзького та Кримського і Кримського та Кавказького підняття, відповідно.



Рис. 5.3. Палеоокеанографічна ситуація (початок ранньопланорбелового часу).

Кримсько-Кавказький сегмент Паратетису:

1 – епіпелагіаль; 2 – мезопелагіаль.

Епіпелагіаль: ПК – Причорноморсько-Кримська; АЧ – Азово-Чорноморська. Мезопелагіаль: ЗЧ – Західночорноморська; СЧ – Східночорноморська; Т – Туапсинська; С – Сорокіна. Вали: ВШ – Шатського; ВА – Андрусова. Суходоли: Д – Добруджі; ГК – Гірського Криму; К – Кавказу

Із півдня Чорноморський басейн був обмежений Альпійсько-Динаридсько-Кавказьким суходолом, а єдиний його зв'язок з відкритим океаном був (див. рис. 5.3) через вузьку протоку у Вардарсько-Родопському регіоні (Никишин и др., 2005) (див. рис. 4.1).

На початку *раннього олігоцену* розпочалася трансгресія, пов'язана з інтенсивними низхідними порухами. Море трансгресувало з двох напрямків: у північному – із Західночорноморської западини через Каламітську протоку в межі Північнокримського прогину і далі в південні райони Східноєвропейської

платформи, і в північно-східному – із прогину Сорокіна в межі Індоло-Кубанського прогину і далі в Західно- та Східнокубанський і Ставропольський прогини.

За відносно нетривалий відтинок часу був сформований обширний Скіфський шельфовий басейн, який являв собою доволі складнобудований об'єкт, з системою прогинів та підводно-надводних підняттях (див. рис. 4.1, рис. 5.4). На сході виокремлюється Каспійський басейн (в основному пов'язаний з Терсько-Каспійським прогином), який на заході Ставропольським підняттям відокремлювався від Азово-Чорноморського (Індоло-Кубанський та Південнокерченський прогини). На крайньому заході Скіфського басейну продовжував розвиватися Причорноморсько-Кримський басейн (Північнокримський прогин), відокремлений від Азово-Чорноморського Центральнокримським підняттям. Щодо морфології басейна мали різко контрастні рельєфи зі значними перепадами висот. Саме тому відбувалася часткова ізоляція їхніх найглибших частин, у яких могли існувати аноксичні умови осадоагромадження.

У межах Терсько-Каспійського прогину був сформований глибоководний (до 1000 м) басейн з некомпенсованим карбонатно-глинистим осадоагромадженням (Бабина и др., 2022; Краснова и др., 2021; Пинчук, Белуженко, 2020).

Плитководне шельфове море покривало Єргенінсько-Ставропольсько-Тимашевську зону підняттях, південні райони Східноєвропейської платформи, Дніпровсько-Донецьку западину. У депоцентрах Індоло-Кубанського, Західнокубанського, Південнокерченського та Північнокримського прогинів в умовах зовнішнього шельфу відбувалося теригенне осадоагромадження. Між Гірським Кримом, Кавказом та Східночорноморською западиною формувалися прогини Сорокіната Туапсинський відповідно. Порівняно з кінцем еоцену, відчутно зменшилася площа суходолів у межах валів Андрусова та Шатського

(Афанасенков и др., 2007; Казьмин, Тихонова, 2006; Леонов., 1996) (див. рис. 5.4).

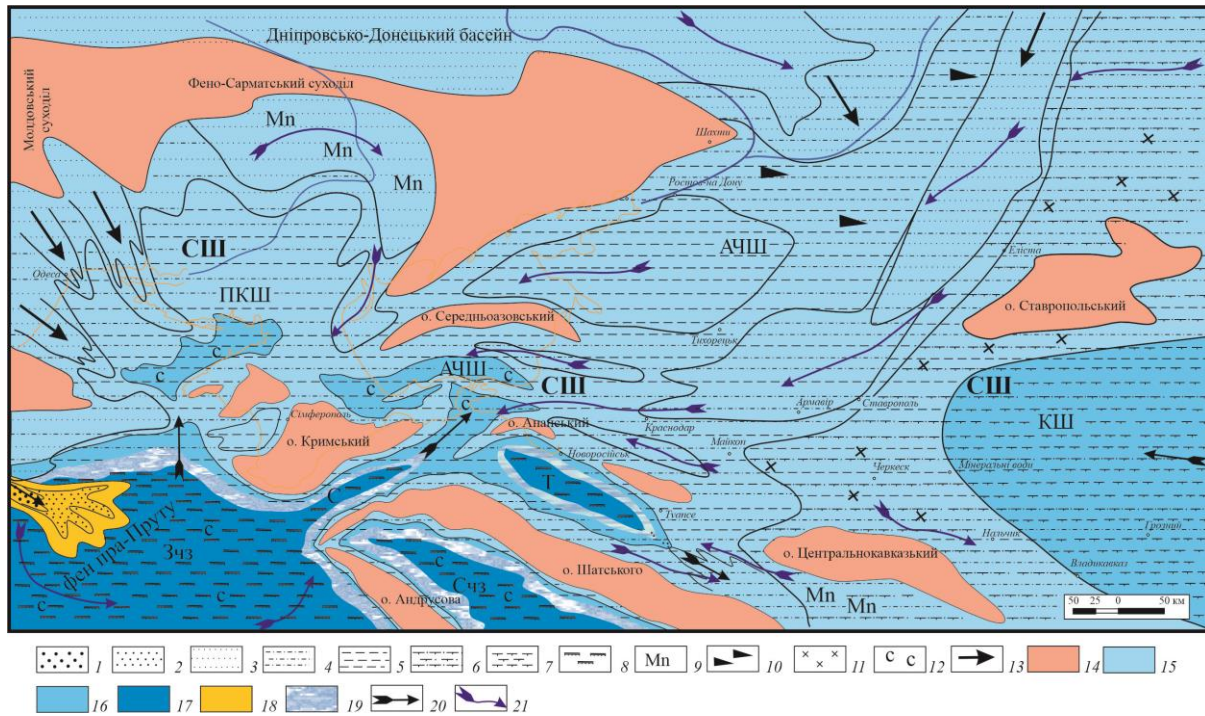


Рис. 5.4. Геолого-палеоокеанографічна модель Кримсько-Кавказького сегмента Паратетису. Рюпель (за даними Краснова и др., 2021; Леонов, 1996; Попов и др., 1993 б, з доповненням авторів):

1 – різнозерністі піски; 2 – середньозерністі піски; 3 – середньо-дрібнозерністі піски; 4 – алеврити; 5 – глинисті мули; 6 – карбонатно-глинисті та глинисто-карбонатні мули; 7 – карбонатні мули; 8 – теригенний фліш; 9 – марганець; 10 – вугілля (торф?); 11 – залишки риб (луска, хребці); 12 – органічна речовина; 13 – напрям скиду уламкового матеріалу; 14 – суходіл; 15 – епіпелагіаль, внутрішній шельф; 16 – епіпелагіаль, зовнішній шельф; 17 – мезопелагіаль; 18 – фени; 19 – континентальний схил; 20 – апвелінг; 21 – течії.

Скорочення: *западни*: Зчз – Західночорноморська, Счз – Східночорноморська; *прогини*: Т – Туапсинський, С – Сорокіна; *шельф*: СШ – Скіфський, ПКШ – Причорноморсько-Кримський, АЧШ – Азово-Чорноморський, КШ – Каспійський

У Причорноморсько-Кримській частині Скіфського шельфового басейну домінували плитководно-морські (глибини 20–50 м) та алювіально-дельтові умови осадонагромадження (глинисті, алеврито-глинисті мули, піски, алеврити) (Гнідець та ін., 2009; Григорчукта ін., 2016; Kokhan, Rever 2016) (рис. 5.5). Скид уламкового матеріалу забезпечували три річкові системи північно-західного

простягання, які дренивали Молдовський суходіл (західне Причорномор'я). Проте обсяги надходження кластичного матеріалу були незначними, що, на нашу думку, зумовлено пенепленізацією суходолу. У басейні осадоагромадження цей матеріал формував акумулятивні тіла русел, гирлових барів та бар'єрних островів незначної товщини. Такі утворення представлені пачками (завтовшки 20–50 м) перешарування пісковиків (темно-сірих до чорних, переважно середньозернистих) та алевролітів, з окремими прошарками аргілітів.

На північних схилах конседиментаційних підняттях (Центральнокримського, Каламітського) формувалися уздовжберегові бари, завтовшки 20–30 м, поодинокі до 100 м. Подібні тіла (невеликі за площею та товщиною) простежені і в центральних районах седиментаційного басейну у склепіннях локальних підняттях. Вони представлені пачками майже рівномірного перешарування пісків, алевритів та глин.

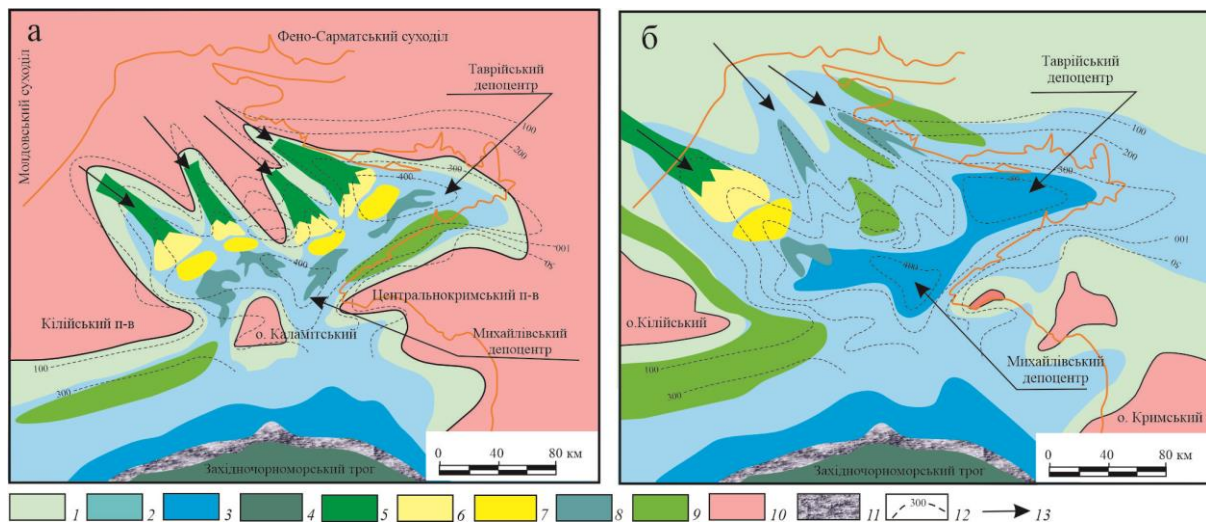


Рис. 5.5. Седиментолого-палеоокеанографічні моделі

Причорноморсько-Кримського шельфу:

a – початок раннього майкопу; *б* – кінець раннього майкопу

1 – прибережно морські; 2 – внутрішньшельфові рівнини; 3 – зовнішньшельфові рівнини; 4 – мезопелагіаль; 5 – русла; 6 – гирлові бари; 7 – бар'єрні острови; 8 – конуси виносу; 9 – уздовжберегові бари; 10 – суходіл; 11 – брівка шельфу; 12 – ізопахіти нижньомайкопської товщі; 13 – напрямки скиду уламкового матеріалу

У Михайлівському та Таврійському депоцентрах басейну прогнозуємо розвиток конусів виносу, які формували клиноформні тіла в істотно пелітових мулах шельфових рівнин.

На схилах Східноєвропейської платформи (північні райони Причорноморсько-Кримського басейну) у плитководно-морських умовах нагромаджувалися глауконіт-кварцові піски з органічним детритомтаокремими прошарками темно-сірих глин та алевритів. Для розрізу товщі пласта (1,5–5,5 м) характерна наявність марганцевих карбонатних руд, яким притаманний вузький (пізньопланорбеловий) віковий інтервал (Бетехтин, 1964; Варенцов и др., 2005).

У південно-східних районах басейну кластогенні акумулятивні тіла ідентифікуються як утворення уздовжберегових барів.

Азово-Чорноморська частина Скіфського шельфу в планорбеловий час займала більшу площу, ніж Причорноморсько-Кримська. Це була обширна плитководна водойма з низкою депресій: Індоло-Кубанська, Південнокерченська, Західнокубанська, Західноставропольська та з підняттями, які їх розмежовують (Гнідець та ін., 2022, Краснова и др., 2021; Леонов, 1996; Попов и др., 1993 б).

Євро-Азійський суходіл слугував основним джерелом надходження уламкового матеріалу в Азово-Чорноморський седиментаційний басейн, у межах якого він перерозподілявся різноспрямованими морськими течіями (Бабина и др., 2022; Брылев., 2000; Иноземцев и др., 2016; Краснова и др., 2021; Леонов, 1996; Недумов, 1994; Пинчук, Белуженко, 2020; Семенов, 1965) (див. рис. 5.4).

Надходження цього матеріалу забезпечували дві великі річкові системи (р.пра-Дон та пра-Волга). Джерело першої (Брылев, 2000; Солонівська ріка, за Горецкий., 1982; Иноземцев и др., 2016,) було розташоване в межах Скандинавського щита. Нею переважно дрібнозернистий та глинистий матеріал надходив у східні райони Дніпровсько-Донецької западини, а відтак через Донецьку протоку перекидався в північно-західну частину Азово-

Чорноморського шельфу, яка в цей час являла собою болотисту рівнину, що пізніше в ході інгресії трансформувалася в плитководно-морський басейн, де нагромаджувалися дрібнозернисті глауконітові піски та алеврити з прошарками глинистих мулів (Краснова и др., 2021; Леонов, 1996).

Друга ріка, імовірно, пра-Волга, брала початок з Уральських гір і постачала теж переважно дрібнозернистий та глинистий матеріал у північну частину Азово-Чорноморського шельфу (див. рис. 5.3, 5.4). Ці відклади завтовшки до 200 м простежуються у вигляді сильно видовженого (понад 250 км), вузького (50 км) субмеридіонального поля (Єргенінсько-Ставропільсько-Тимашевська структурно-фаціальна зона) домінування середньо- та дрібнозернистих пісків та алевритів з окремими прошарками глин (Леонов, 1996, Пинчук, Белуженко, 2020, Попов и др., 2020). У південному напрямку збільшується значення дрібнозернистих та пелітових утворень, які починають домінувати в межах Індоло-Кубанського прогину (див. рис. 5.4).

Відносно незначний обсяг уламкового матеріалу в південно-західну акваторію Азово-Чорноморського шельфу (північно-західні ділянки Індоло-Кубанського прогину) надходив (рис. 5.6) і з Гірськокримського та Середньоазовського підняття (Гнідець та ін., 2022; А. О. Ревер., 2020). Останні являли собою денудаційні рівнини, складені осадовими та кристалічними породами. Вони постачали річковим стоком переважно дрібнозернистий матеріал, який акумулювався в західній частині седиментаційного басейну, де формував незначні за площею та потужністю акумулятивні тіла фаціальної системи русло-гірловий бар-конус виносу, які по латералі заміщувалися вздовж береговими барами, а мористіше – глинистими мулами шельфових рівнин (див. рис. 5.6).

Кавказький суходіл, що з півдня облямовував Азово-Чорноморський шельф, на ранньоолігоценовий час являв собою підводно-надводну грядку, складену осадовими та кристалічними породами, з якої надходив тонкодисперсний матеріал.

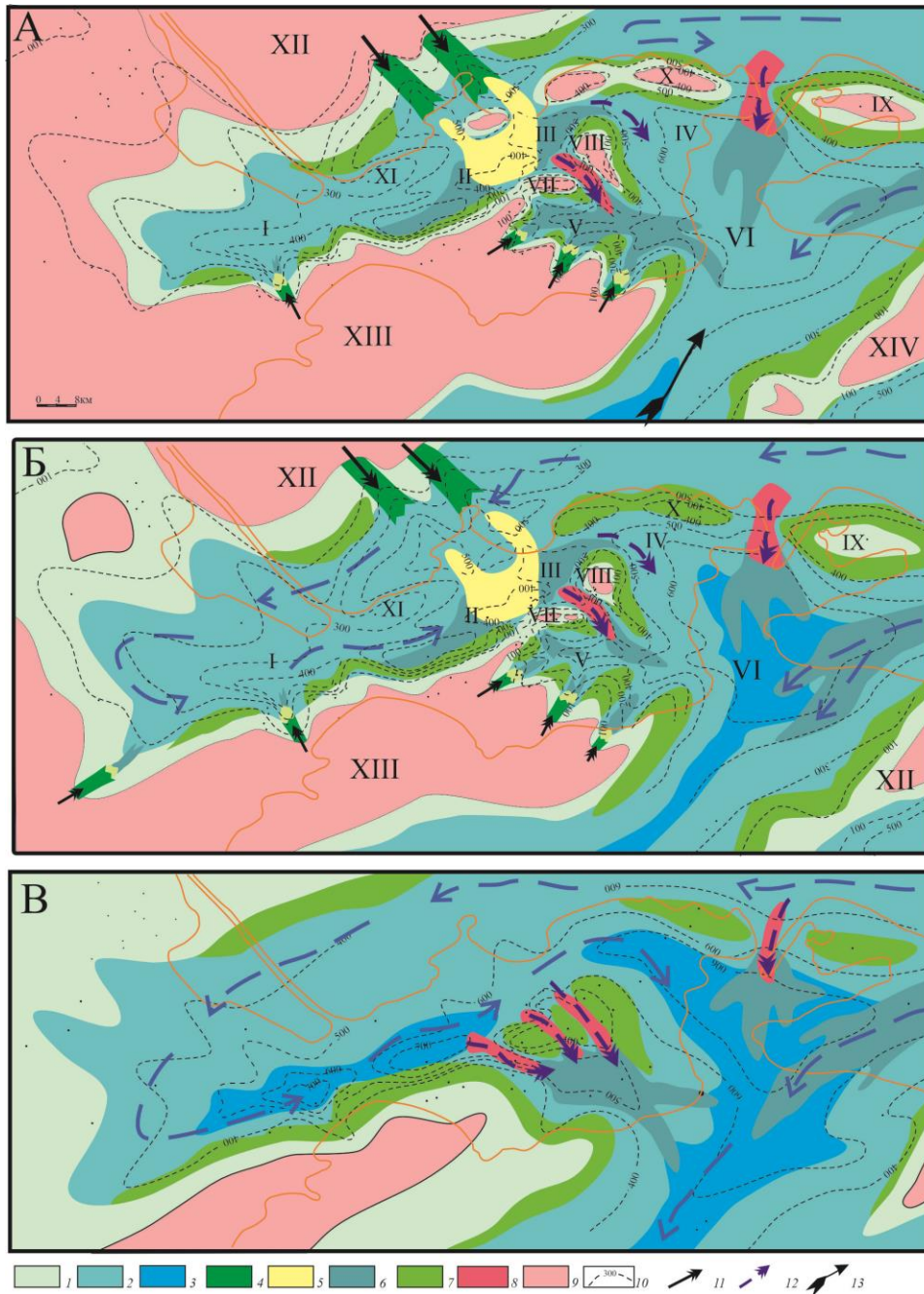


Рис. 5.6. Седиментолого-палеоокеанографічні моделі
Азово-Чорноморського шельфу

на початок (А), кінець (Б) планорбелового та остракодовий (В) час:

1 – прибережно-морські; 2 – внутрішньошельфові рівнини; 3 – зовнішньошельфові рівнини; 4 – русла; 5 – гирлові бари; 6 – конуси виносу; 7 – уздовжберегові бари; 8 – міжострівні протоки; 9 – суходіл; 10 – ізопахіти; 11 – імовірні напрямки скиду уламкового матеріалу; 12 – течії; 13 – напрямок трансгресії.

Депресії: I – Індольська, II-III – Казантипська, IV – Багерівська, V – Приморська, VI – Південнокерченська. Острови: VII – Фонтанівський, VIII – Горностаївський, IX – Таманський, X – Багерівський, XI – Краснокутський. Суходоли: XII – Середньоазовський, XIII – Гірськокримський, XIV – Кавказький (Анапський)

На схилах згаданих суходолів формувалися уздовжберегові бари, розвиток яких прогнозується також у склепінних зонах локальних підняттях центральних районів Азово-Чорноморського седиментаційного басейну. У депоцентрі останнього (приосьові зони Індоло-Кубанського та Південнокерченського прогинів) відкладалися пелітові мули шельфових рівнин.

Субширотний депоцентр Азово-Чорноморського шельфу (Індоло-Кубанський прогин) у планорбеловий час характеризувався наявністю декількох депресій: Багерівська, Азовська, Індольська, Казантипська, Приморська, та підняттях: Краснокутсько-Багерівсько-Таманське, Мошкарівсько-Фонтанівсько-Горностаївське (див. рис. 5.6).

Ранньоолігоценова трансгресія розпочалася встановленням морських умов у Багерівській депресії з подальшим поширенням у Казантипську і відтак в Індольську. Глибина водойми не перевищувала 50 м (зона внутрішнього шельфу) і зменшувалася на північ та північний схід.

У західній частині басейну (Індольська депресія) у планорбеловий час існувала закрыта плитководна водойма, у яку незначно надходив переважно тонкодисперсний матеріал з рослинним детритом. Зважаючи на значний вміст піриту, розсіяної органічної речовини, низьку карбонатність відкладів та збіднілий фауністичний комплекс, можна передбачати існування в цій ділянці аноксичних умов осадоагромадження.

У Казантипській частині басейну домінувало в основному теригенне осадоакопичення з формуванням олігоміктових пісків та алевро-пелітових мулів. Склад останніх визначався впливом Середньоазовського суходолу, а просторове положення долини водотоку трасується площею розвитку кластогенів гирлового бару, що мористіше заміщуються дрібнозернистими пісками та алевритами барів та конусів виносу, а далі глинистими мулами шельфових рівнин.

На південних бортах Індольської та Казантипської депресій була сформована низка акумулятивних тіл: уздовж- та приберегових барів. Подібні утворення розвинені також уздовж узбережжя Фонтанівського та Горностаївського островів та в склепінній зоні Багерівського підняття.

Для Індоло-Кубанської частини седиментаційного басейну прогнозується широкий розвиток міжострівних проток, які через Фонтанівсько-Горностаївську грядку з'єднували північні депресії (Індольську та Казантипську) з південними (Приморською та Багерівською). У морфологічному відношенні це вузькі каньйоноподібні форми, розвинені між підводно-надводними підняттями. Кластичний матеріал, що надходив цими протоками, формував акумулятивні тіла конусів виносу, а далі перерозподілявся морськими течіями з утворенням уздовжберегових барів.

Південнокерченська частина басейну, локалізована між Кримським та Анапським острівними суходолами, з'єднувала Азово-Чорноморський шельф з глибоководним прогином Сорокіна (А. О. Ревер., 2020), тобто слугувала транзитною зоною транспортування уламкового матеріалу, який надходив з плитководних областей Західнокубанського та Ставропольського басейнів в Індоло-Кубанській відтак у глибоководні області Чорноморського басейну (див. рис. 4.19, 5.6).

Осадонагромадження продовжувалося і в *мезопелагіалі Чорноморського басейну* регіону (Афанасенков и др., 2007; Никишин и др., 2005; Туголесов и др., 1985; Хлебникова и др., 2014). Так, у Західночорноморській западині нагромаджувалися потужні верстви алеврито-глинистих та глинистих мулів, сформованих як площинними гравітаційними, так і спрямованими потоками. Перші – тяжіють до східних та північно-східних районів западини. Тут накопичувався переважно алевро-пелітовий матеріал, що зносився з денудаційних рівнин Гірського Криму та острівного суходолу Андрусова в шельфові області і далі скидався гравітаційними потоками в глибоководні

ділянки, формуючи фени південного простягання (Афанасенков и др., 2007; Никишин и др., 2005; Туголесов и др., 1985; Хлебникова и др., 2014).

У межах вузького північного шельфу Західночорноморської западини формувалися уздовжберегові бари, іноді конуси виносу та пелітові мули шельфових рівнин (Сеньковський та ін., 2016; Kokhan, Rever, 2016). На континентальному схилі значно зменшуються товщининижньомайкопських осадових комплексів, що зумовлено скидом матеріалу в більш глибоководні ділянки, з утворенням невеликих фенів (Афанасенков и др., 2007; Туголесов и др., 1985).

У прогині Сорокіна, а також у межах південно-східних районів Західночорноморської западини формувалися значні за площею та потужністю фени, сформовані течією вузькоїпра-Керченськоїміжбасейнової протоки.

У межі Східночорноморської та Туапсинської западин уламковий матеріал надходив з південних суходолів Східних Понтид та Кавказу з нагромадженням у депоцентрах переважно турбідітових теригенних відкладів (Хлебникова и др., 2014).

Упродовж *остракодового часу* знизилася інтенсивність занурення, шельфові седиментаційні басейни стали більш плитководними, зменшилось надходження в їхні межі грубозернистого теригенного матеріалу, натомість покращився зв'язок між басейнами Скіфського шельфу та Дніпровсько-Донецьким з формуванням єдиної системи циркуляції вод.

У *Причорноморсько-Кримській частині* басейну домінували внутрішньошельфові (з глибинами до 50 м) умови осадоагромадження (див. рис. 5.5). Незначні за потужністю (до 20 м) та площею поширення акумулятивні тіла алювіального походження (гирловий бар, бар'єрний острів, конуси виносу), складені дрібнозернистими пісками та алевритами, локалізовані в західних районах акваторії. Спостерігається доволі широкий розвиток як за площею поширення, так і товщинами (до 100 м) уздовжберегових барів на схилах Кілійського підняття. Подібні тіла, але невеликі за площею та потужністю (до 20

м) формувалися в центральних районах седиментаційного басейну у склепіннях локальних підняттях. Вони представлені пачками перешарування алевритів та глин з поодинокими малопотужними прошарками дрібнозернистих пісків. У депоцентрах басейну (Михайлівському, Таврійському) існували зовнішньошельфові умови з нагромадженням пелітових мулів, локально з глинисто-алевритовими утвореннями конусів виносу.

У межах *Азово-Чорноморської частини басейну*, з огляду на характер поширення відкладів та розподіл їхніх товщин, можна говорити про вирівнювання в цей час дна басейна осадонагромадження, зниження абсолютних висот і площ Центральноазовського та Ставропольського підняттях, що в межах басейну трасуються полями розвитку алевритових утворень приберегових та уздовжберегових барів (Гнідець та ін., 2022; Краснова и др., 2021, Леонов, 1996) (див. рис. 5.6). Значно зменшилася площа та абсолютні висоти Гірськокримського та Кавказького острівних суходолів. У північних районах басейну (Азово-Волго-Донська зона) розширилася площа плитководних прибережно-морських ландшафтів, де переважало нагромадження слабковапнистих алевритових та пелітових утворень, збагачених органічним детритом. Наявність прошарків, збагачених залишками риб (скелети, кістки, північний схід басейну), засвідчує можливість сірководневого зараження басейну з масовим вимиранням біоти.

У межах південно-східних районів седиментаційного басейну (Південнокерченський та Західнокубанський прогини) розширилася площа зовнішнього шельфу, де нагромаджувалися пелітові мули з локальними алевритовими клиноформами конусів виносу.

Майже незмінними залишилися умови осадонагромадження в межах глибоководних ділянок Чорноморського басейну (Західно- та Східночорноморської, Сорокіна та Туапсинської), де переважно відкладалися пелітові мули. Водночас площа суходолів, які їх розмежовували, зменшилася.

6. ЛІТОФІЗИЧНА БУДОВА ТА ПРОГНОЗ ПЕРСПЕКТИВНИХ ОБ'ЄКТІВ У ВІДКЛАДАХ СЕРЕДНЬОГО МАЙКОПУ. ПРИЧОРНОМОРСЬКО-КРИМСЬКИЙ ОСАДОВО-ПОРОДНИЙ БАСЕЙН

Відклади середнього майкопу містяться в складі високоперспективного олігоцен-нижньоміоценового комплексу Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної області (рис. 6.1).

Сьогодні з резервуарами середньомайкопських відкладів пов'язано п'ять газових (Голицинське, Південноголицинське, Шмідтівське, Архангельське та Кримське) родовищ (див. рис. 6.1) пластово-склепінного типу, які належать до категорії малих за початковими запасами.

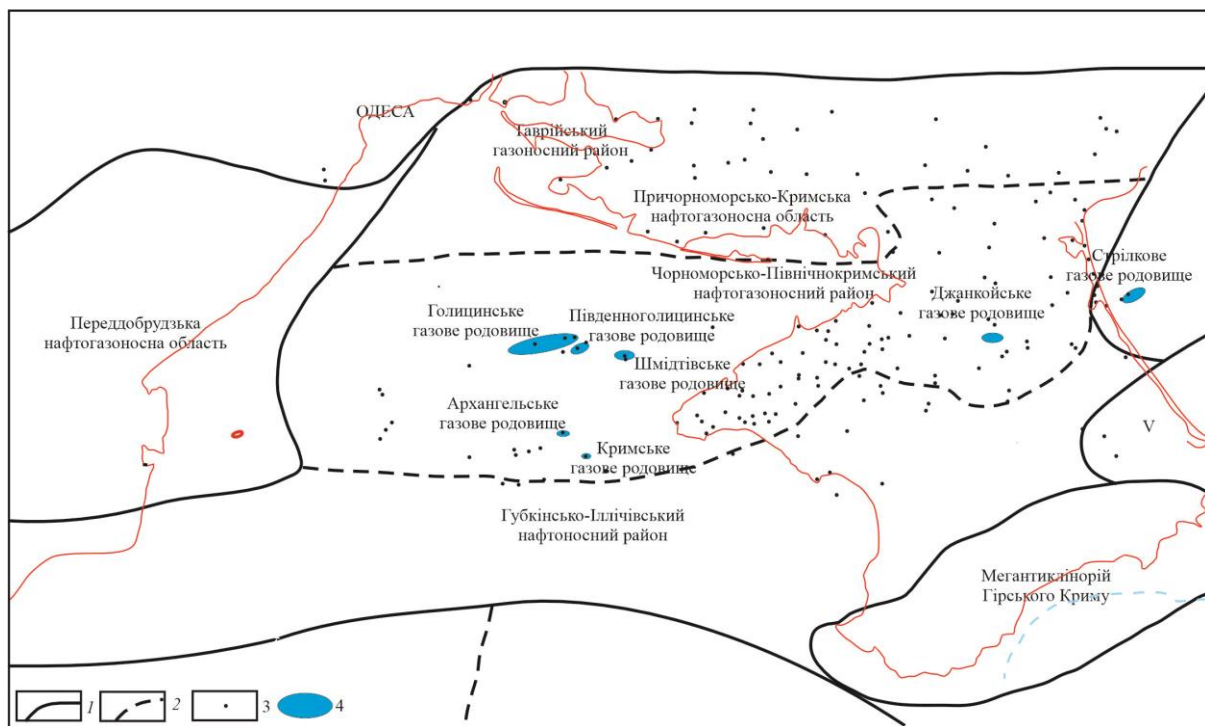


Рис. 6.1. Схема нафтогеологічного районування Південної нафтогазоносної області України та розташування родовищ вуглеводнів, пов'язаних з майкопськими відкладами (Іванюта, 1998):

1 – межі нафтогазоносних областей; 2 – межі нафтогазоносних районів; 3 – свердловини; 4 – газові родовища

Традиційно ці поклади пов'язують з поровими колекторами в піщано-алевролітових пачках середнього майкопу (Іванюта, 1998; Орач, Петруняк, 2016).

Породи-колектори – піщано-алевритові горизонти низів (нижній керлеут), середини (середина верхнього керлеуту) та верхів (верхи верхнього керлеуту) середнього майкопу, ефективною товщиною 0,5–7 м. Вони мають високу ємність та проникність: відкрита пористість порід у діапазоні глибин 400–1050 м змінюється від 15 до 38 % (у середньому 26 %), а проникність – від $0,7 \times 10^{-15}$ до 560×10^{-15} м². Об'ємна щільність коливається від 1,69 до 2,1 г/см³ (середнє значення 1,8–2,0 г/см³), карбонатність – від 0 до 7,8 % (середнє значення 0–1,99 %), вміст цементу – 20–40 %. За цими значеннями можна вважати ці відклади породами-колекторами I–II класу за класифікацією А. А. Ханін (Ханін, 1969).

Оскільки за даними (Клубова, 1988; Суркова и др., 2009) родовища вуглеводнів у майкопських відкладах Індоло-Кубанського прогину пов'язані головно з колекторами тріщинного типу, а також з огляду на припущення (Аленкин и др., 1985; Богаец и др., 1986; Глушко и др., 1981) щодо ймовірності розвитку порово-тріщинних колекторів у майкопській серії, з'явилися підстави спрогнозувати можливість розвитку такого типу природних колекторів і у відкладах середнього майкопу Причорноморсько-Кримського осадово-породного басейну, що підтверджують і петрографічні дослідження.

6.1 ОСОБЛИВОСТІ РОЗВИТКУ ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ ТА ФЛЮЇДОУПОРІВ У РОЗРІЗІ

Під час проведення літофізичних побудов ми врахували встановлену залежність типу (поровий, тріщинний) порід-колекторів від літологічної структури розрізу (Григорчук та ін., 2018), беручи до уваги низку робіт, які розглядають відклади з літологічною структурою розрізу, близькою до майкопських нашарувань.

Подібні особливості були виявлені при дослідженні менілітових відкладів (літогенетичний і віковий аналог майкопських утворень) Карпатського регіону (Бортницкая, 1963). У пачках, складених перешаруванням алевролітів з аргілітами, масово проявляються пошарові тріщини: відкриті або частково виповнені кальцитом чи рухомими маслянистими бітумами. Розкритість тріщин досягає 0,02 мм. Тріщинна проникність зазвичай становить $(15-20) \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Часто тріщини з'єднуються між собою та утворюють єдину фільтраційну систему, що збільшує проникність до $50 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. У піщаних пластах розвинуті поодинокі, переважно заліковані кальцитом тріщинки. Відповідно в пісковиках за пористості 15–20 % проникність зрідка досягає $(10-25) \times 10^{-15} \text{ м}^2$.

Я. О. Кульчицький (Кульчицкий, 1963) навів вельми цікаві факти, встановлені під час проходження тунелю між р. Тербля та Рикой. Усупереч очікуванням, найбільші припливи були отримані не з товстошаруватих пісковиків, а з тонкоритмічних (алевроліто-глинистих) частин палеоцен-еоценового розрізу. Цей висновок підтверджений і численними замірами коефіцієнта тріщинуватості порід, який закономірно знижується від 1,7–4,0 % у тонкошаруватих алевроліто-аргілітових різновидах до 1,8 % у середньошаруватих пісковиках (завтовшки 0,5–1,0 м). У масивних та товстошаруватих псамітових літотипах тріщини майже відсутні.

Причина вищезазначеного полягає у великій кількості (при тонкому перешаруванні порід) контактів між різними літотипами. Ці контакти – це ослаблені зони (Лукин, Ларин, 2003), які під час катагенетичних перетворень сприяють розвитку тріщин природного гідророзриву, а також розмаїтих тріщин сколу та розтягу завдяки виникненню доволі високих перепадів тиску на контактах піщано-алевролітових прошарків з аргілітами.

З огляду на згадане вище, розрізи тонкоритмічного (0,2–2,0 м) чергування піщано-алевролітових порід (до 40–50 % розрізу) з аргілітами розглядаються як інтервали, у яких переважав розвиток колекторів тріщинного типу, а за наявності потужніших (понад 2–3 м) та численних (понад 50–60 % розрізу)

шарів алевролітів і пісковиків – як інтервали розвитку колекторів порового типу (Попп та ін., 2000). Хоча, на нашу думку, у майкопському (чи менілітовому) типі розрізу чисто порові колектори відсутні, вони, найімовірніше, є швидше комбінованими – тріщинно-(каверно) поровими.

Інтервали розрізу з домінуванням глинистих літотипів (понад 50–60% розрізу) та малопотужними (до 1–1,5 м) прошарками алевролітів розглядаємо як флюїдоупорні горизонти.

Отже, очевидним є, що поширення пачок різного типу порід-колекторів та флюїдоупорів виявляє певну узгодженість з перебігом розвитку літмітів.

У зонах виразних латеральних літологічних заміщень прогнозуємо формування субвертикальної тріщинуватості, яка утворюється внаслідок нерівномірності гравітаційного ущільнення різних літологічних тіл. Так, зменшення потужності глинистих нашарувань у катагенезі становить 50–60 %, а алевроліто-псамітових – до 10–20 % (Григорчук та ін., 2018). Кластогенні утворення в ділянках літофаціальних заміщень змушені адаптуватися до нерівномірної усадки глинистих пачок. Це проявляється у втраті монолітності порід з утворенням субвертикальної системи тріщин, зон дроблення, які розвиваються успадковано упродовж тривалого часу і слугують додатковими шляхами міграції флюїдів.

Як видно з вищевикладеного, поширення пачок різного типу порід-колекторів та флюїдоупорів, зон тріщинуватості пов'язане з літолого-фаціальними, літологічними та седиментологічними особливостями відкладів.

На рисунку 6.2 показано результати літологічного, фаціального, літофізичного розчленування відкладів середнього майкопу та дані промислових випробувань на прикладі деяких свердловин.

Зазвичай природні колектори пов'язані головню з алевроліто-піщаними породами, насамперед найпоширенішими в наведених розрізах утвореннями уздовжберегових барів та конусів виносу.

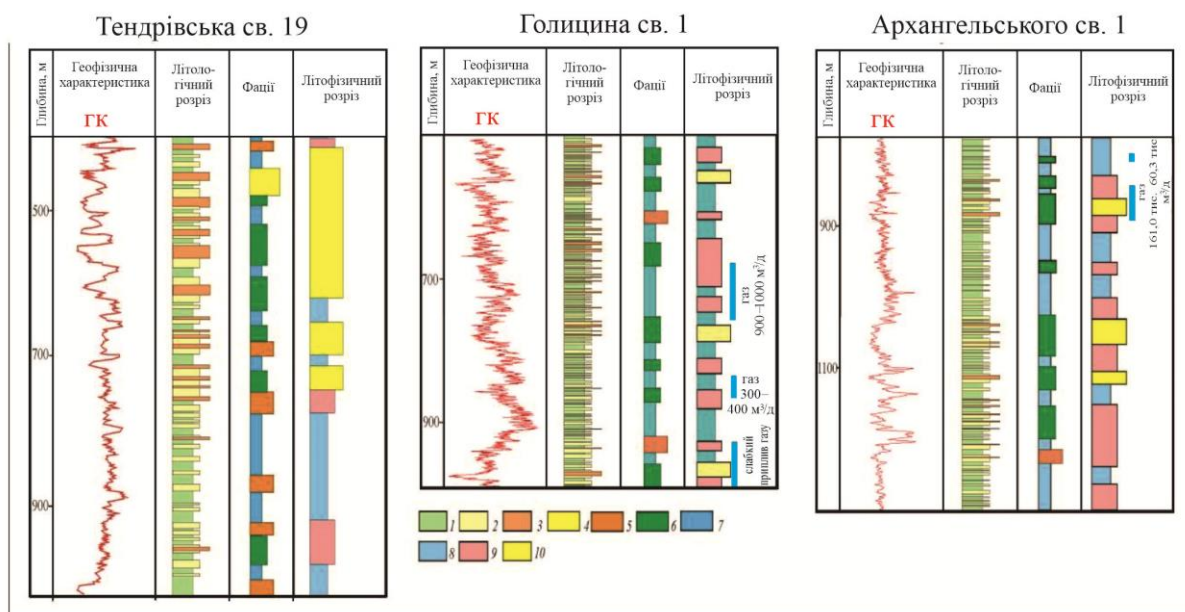


Рис. 6.2. Літологічні, фаціальні та літофізичні розрізи
відкладів середнього майкопу:

Літологічні розрізи: 1 – аргіліти, 2 – алевроліти, 3 – пісковики; фації: 4 – бар’єрні острови, 5 – конуси виносу, 6 – уздовжберегові бари, 7 – шельфові рівнини; літофізичні розрізи: 8 – флюїдоупори, колектори: 9 – тріщинні; 10 – порові

Проте вирішальну роль у розвитку певних типів колекторів (тріщинних, порових), вочевидь, відіграє літологічна структура цих акумулятивних тіл, яка дещо різниться в різних ділянках седиментаційного басейну.

Так, потужніші бари в асоціації з відкладами бар’єрного острова (у горішній частині розрізу) та утвореннями конусів виносу (у середній та нижній частинах) розкриті, зокрема, св. Тендрівська-19. Згідно з палеоокеанографічними реконструкціями (див. рис. 5.6, 5.7), ця ділянка басейну перебувала в зоні алювіально-дельтової седиментації, що зумовило значний розвиток відносно потужних (до 10–15 м) алевроліто-піщаних пачок, що дало змогу вважати ці утворення типом порових порід-колекторів, які представлені дрібнозернистими слабкоцементованими пісковиками та алевролітами переважно масивної текстури глауконіт-кварцового складу. У нижній частині товщі простежуються прошарки (завтовшки до 1 м) карбонатизованих місцями кавернозних пісковиків.

Ємнісно-фільтраційні властивості цих колекторів майже не вивчені. Доволі значні дебіти води (до 500 м³/добу), отримані при випробуванні свердловин цієї ділянки (св. Таврійська-1, -3, -6, -9, -11, Тендрівська-19, Більшоклинівська-1 та ін.), дають підстави вважати їх породами-колекторами I–II класу (за класифікацією А. А. Ханіна).

У центральних ділянках регіону (св. Голицина-1) відклади середнього майкопу відрізняються меншою потужністю акумулятивних теригенних тіл (бари, конуси виносу) та їхньою тонкошаруватою літологічною структурою (товщина алевролітових шарів не перевищує 5–7 м, піщаних – 2–3 м).

Породи характеризуються лінзоподібною або тонкошаруватою текстурою, дрібносамітовою та дрібно-середньоалевритовою структурою, олігоміктовим складом. Уламковий матеріал (60–70 %) добре відсортований, обкатаний та напівобкатаний, представлений зернами кварцу, польових шпатів, уламками кварцитів, лусками мусковіту. Доволі часто присутні стяжіння глауконіту (до 10 %), пірит, сидерит, лейкоксен. Часто спостерігаються піритизовані фрагменти вапнякових черепашок та вуглефікований рослинний детрит. Цемент порід гідрослюдястий.

Пористість цих порід варіює від 15 до 38 % (у середньому становить 26 %), а проникність від $0,7 \times 10^{-15}$ до 560×10^{-15} м². Об'ємна щільність порід коливається від 1,69 до 2,1 г/см³ (середнє 1,8–2,0 г/см³). Наведені значення доють змогу вважати їх до породами-колекторами I–II класу за класифікацією А. А. Ханіна (Ханин, 1969).

З рисунку 6.2 видно, що тріщинні колектори в розрізі св. Голицина-1 пов'язані не тільки з акумулятивними тілами барів та конусів виносу, але й з відкладами шельфових рівнин, у яких переважають глинисті породи з локальним розвитком шарів (до 1–2 м) алевролітів, іноді пісковиків. Промислові припливи газу (до 1000 м³/добу) частково тяжіють саме до цих інтервалів розрізу.

На південному борті Причорноморського мегапрогину (св. Архангельського-1) акумулятивні тіла уздовжберегових барів, порівняно із св. Голицина-1, є потужнішими (до 40–50 м). Це відобразилося в більш товстошаруватій літологічній структурі відкладів (алевроліто-піщані пачки досягають товщини 12–16 м) і, відповідно, у розвитку потужніших горизонтів колекторів, складених як тріщинними, так і поровими різновидами. Останні представлені переважно шаруватими алевроитовими пісковиками та алевролітами (часто глинистими). Відповідно вміст уламкового матеріалу змінюється від 10–30 до 60–80 %. Він відрізняється нерівномірним розподілом (прошарки, лінзи) і представлений кварцом, лусками слюди, стяжіннями глауконіту, фрагментами та уламками мікрофауни. Властива значна кількість (до 10 %) піриту (дрібні включення та лінзи), решток вуглефікованого рослинного детриту.

Смнісно-фільтраційні властивості породи доволі високі: відкрита пористість варіює від 19,4 до 27%. Промисловий приплив газу дебітом 161 тис. м³/добу отриманий із припокрівельної пачки колекторів завтовшки приблизно 80 м.

Врахувавши усе вищевикладене, ми побудували п'ять перетинів (рис. 6.3) літофізичної будови середньомайкопської товщі, які допомогли встановити характер просторово-вікового поширення різноманітних (різнорангових) резервуарів та з'ясувати внутрішню структуру останніх (особливості розвитку порід-колекторів різного типу). Загалом окреслюється тенденція домінування колекторів порового типу на північному та південному бортах Каркінітсько-Північнокримського прогину (рис. 6.4) (Григорчук та ін., 2018).

У першому випадку – це райони Таврійської та Тендрівської площ. Так, у св. Тендрівська-19 пачка порових колекторів досягає максимальної товщини (понад 200 м) у верхах середнього майкопу. Натомість у середній частині розрізу розвинені менш потужні (до 40 м) горизонти порових колекторів.

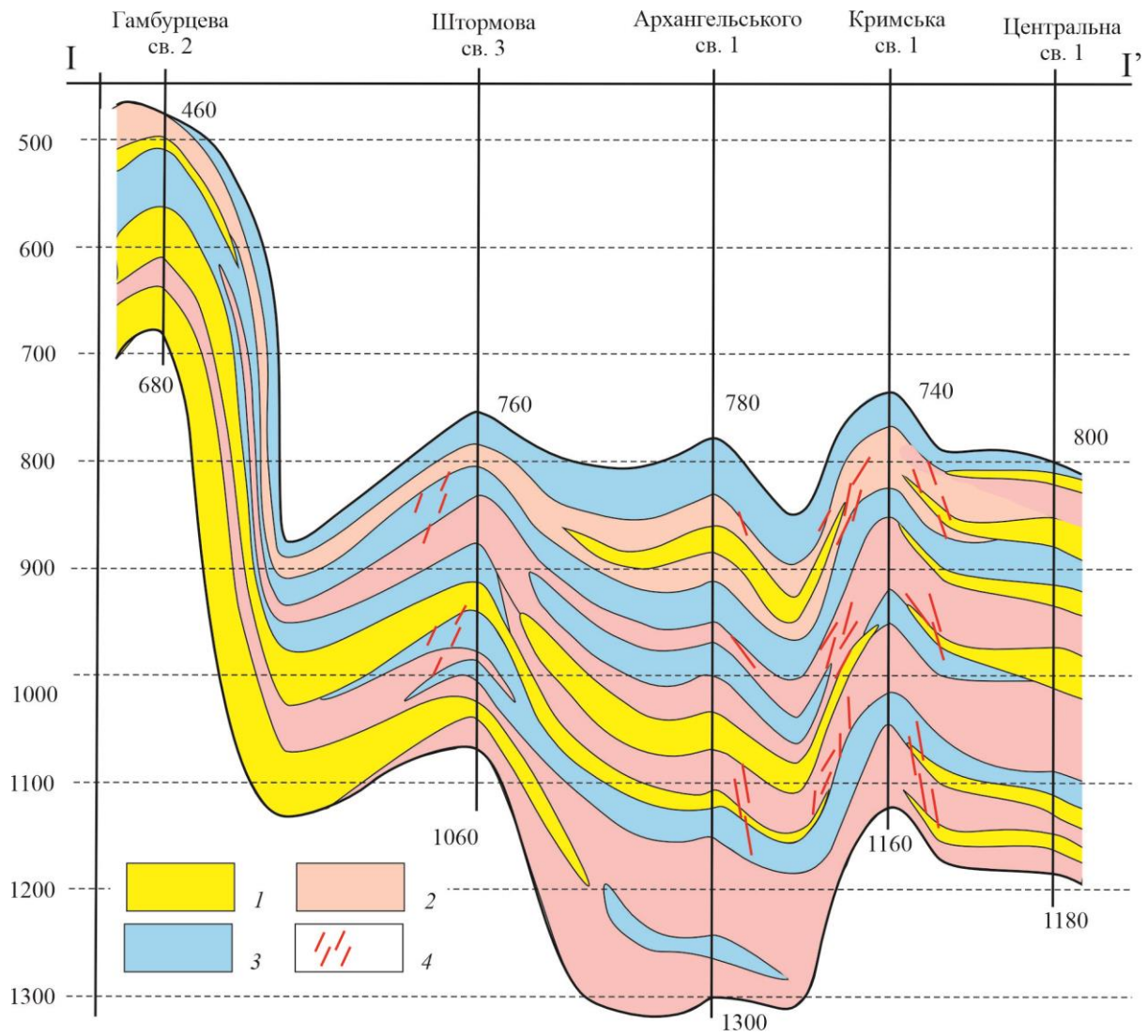
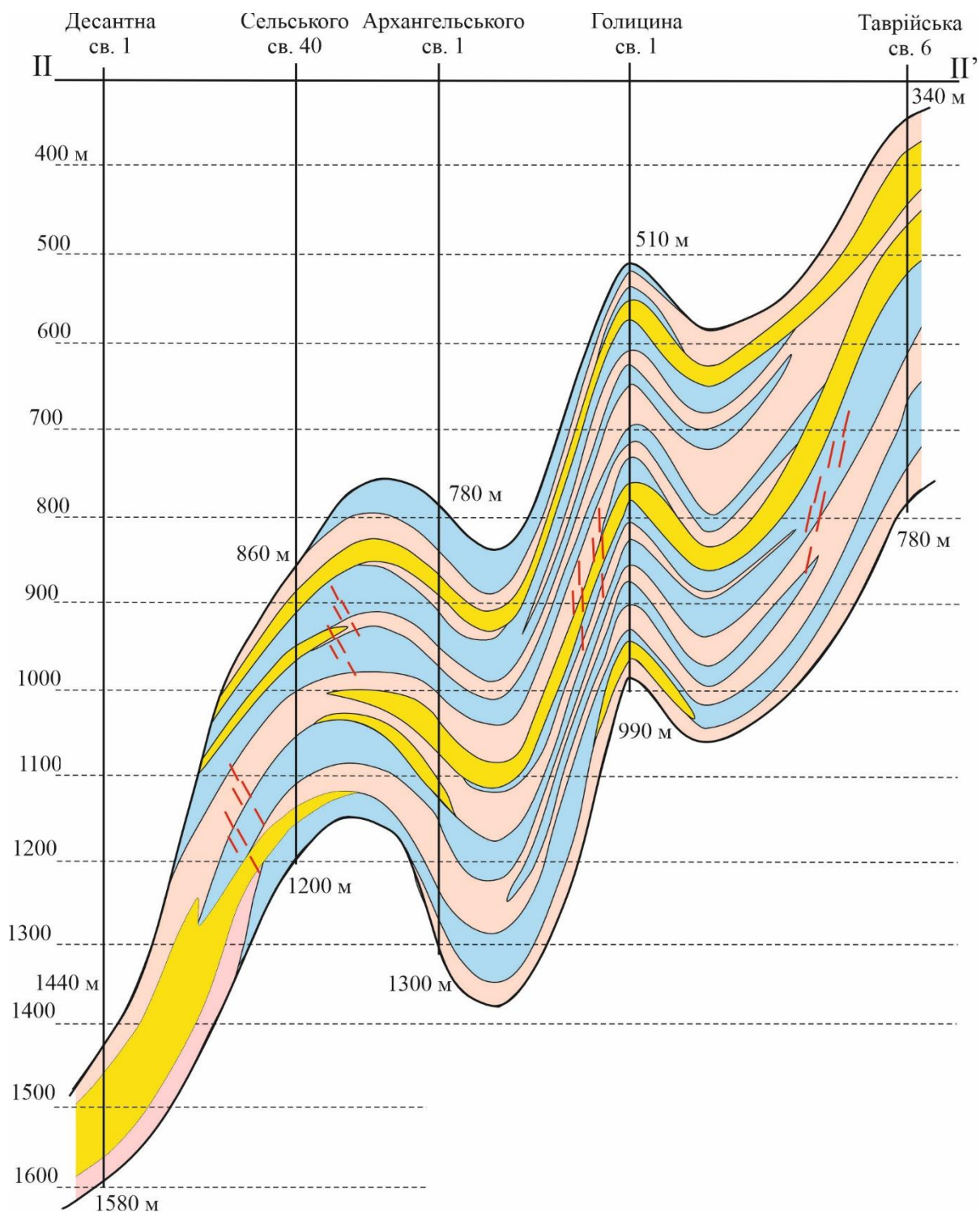
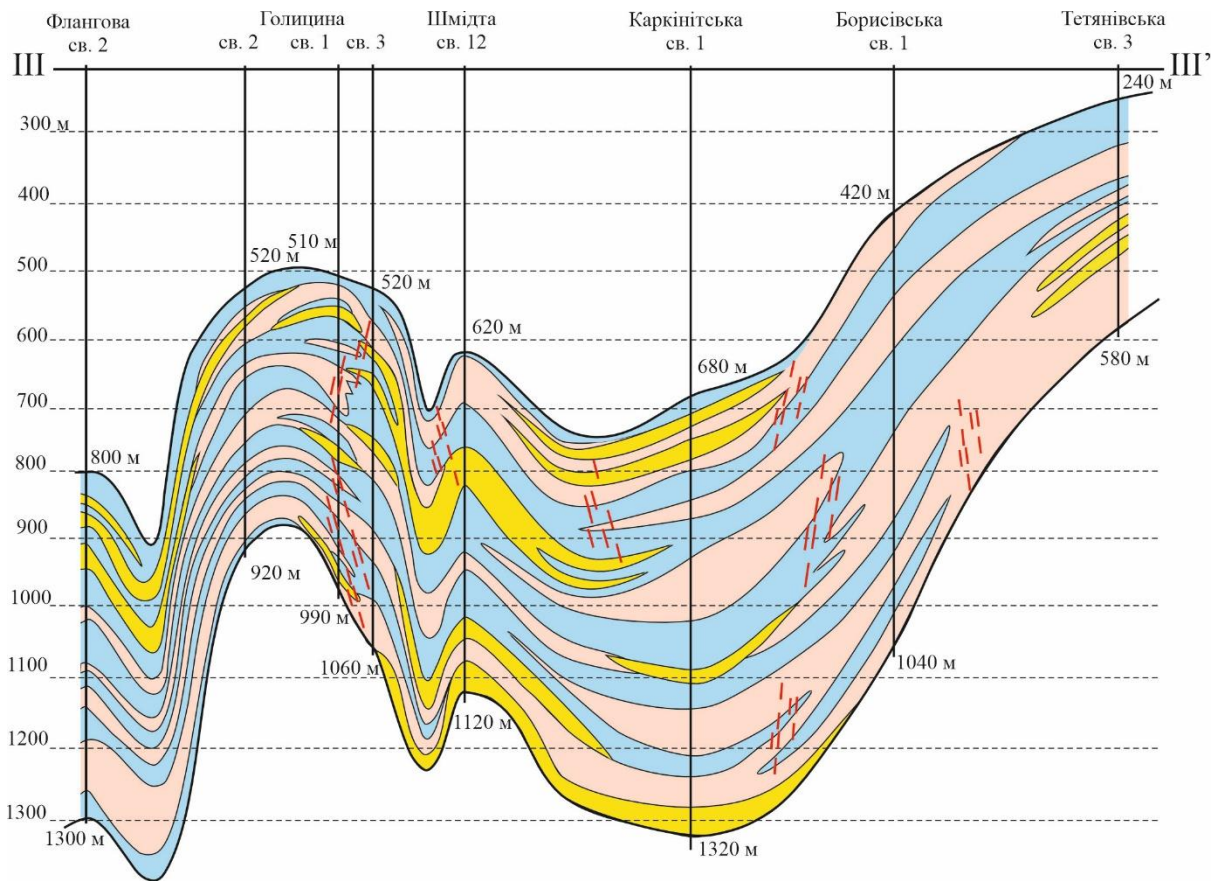


Рис. 6.3. Модель розвитку порід-колекторів і резервуарів. Середній майкоп.
Профіль І–І':

Породи-колектори: 1 – порові; 2 – тріщинні; 3 – флюїдоупори; 4 – субвертикальні зони тріщинуватості. Положення профілів: див. на рис. 2.3



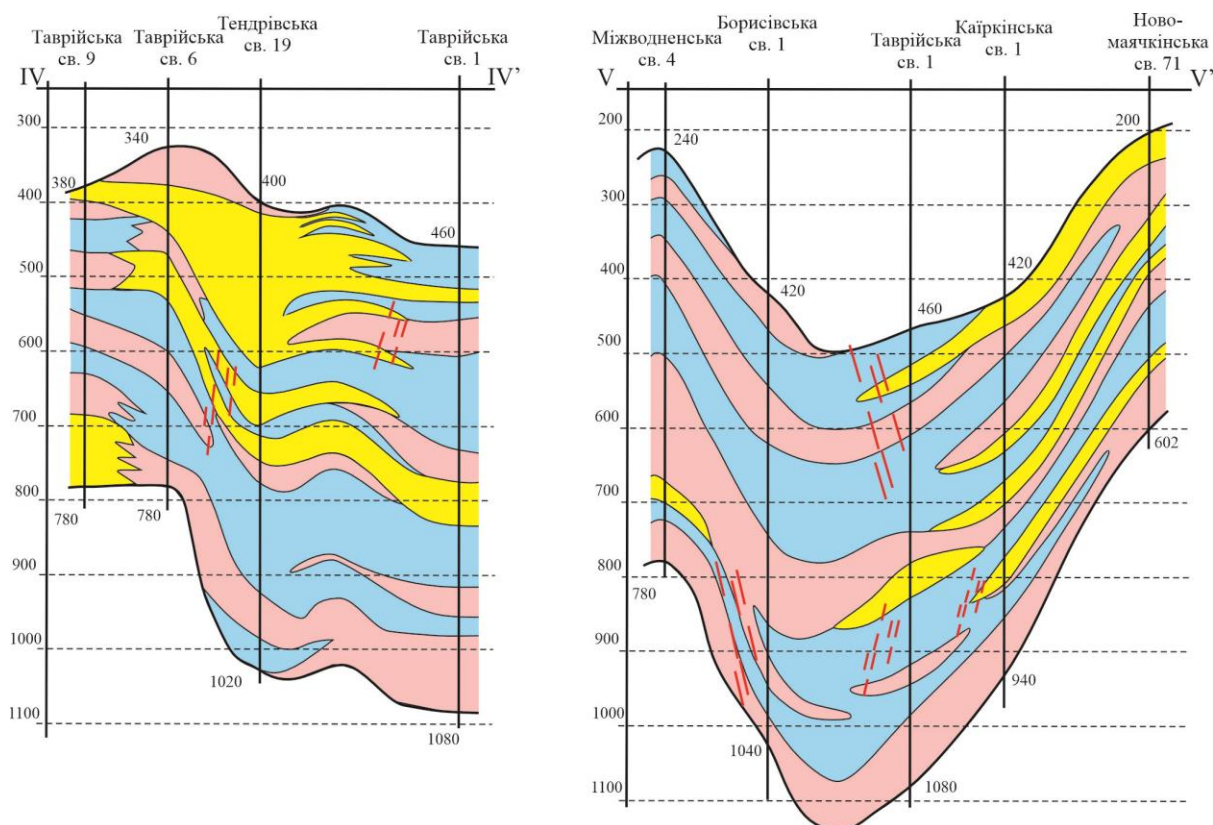
Продовження рис. 6.3. Профіль II–II'



Продовження рис. 6.3. Профіль III–III'

Ця припокрівельна пачка доволі різко редує у західному, східному та південному напрямках частково внаслідок заміщення колекторами тріщинного типу. Так, у св. Таврійська-9 та -1 потужність порових колекторів вже не перевищує 20–30 м. Середній горизонт також характеризується нестабільною будовою: за латераллю він розщеплюється на дві одиниці та заміщується тріщинними колекторами.

У низах середньомайкопського розрізу в районі Таврійської площі (св. Таврійська-9) розвинена пачка (понад 100 м) колекторів порового типу, які представлені дрібно-середньозернистими пісковиками, поровий простір яких місцями залікований карбонатними мінералами (рис. 6.5 а).



Продовження рис. 6.3. Профіль IV–IV', V–V'.

Подібне поширення мають породи-колектори і на південному борті прогину (див. рис. 6.3). Так, у св. Десантна-1 розвинена єдина (в об'ємі усього середнього майкопу) пачка, складена поровими (приблизно 100 м) та тріщинними (до 30 м) колекторами (у припідшовній та припокрівельній частинах розрізу). У напрямку св. Сельського-40 та Архангельського-1 порові колектори доволі різко виклинюються, натомість товщина тріщинних – зростає до 40–50 м.

Аналогічні особливості характерні і для площі Гамбурцева (св. 2), де у низах розрізу зафіксована потужна (до 150 м) пачка порід-колекторів: два горизонти порових різновидів, розмежовані горизонтом тріщинних колекторів.

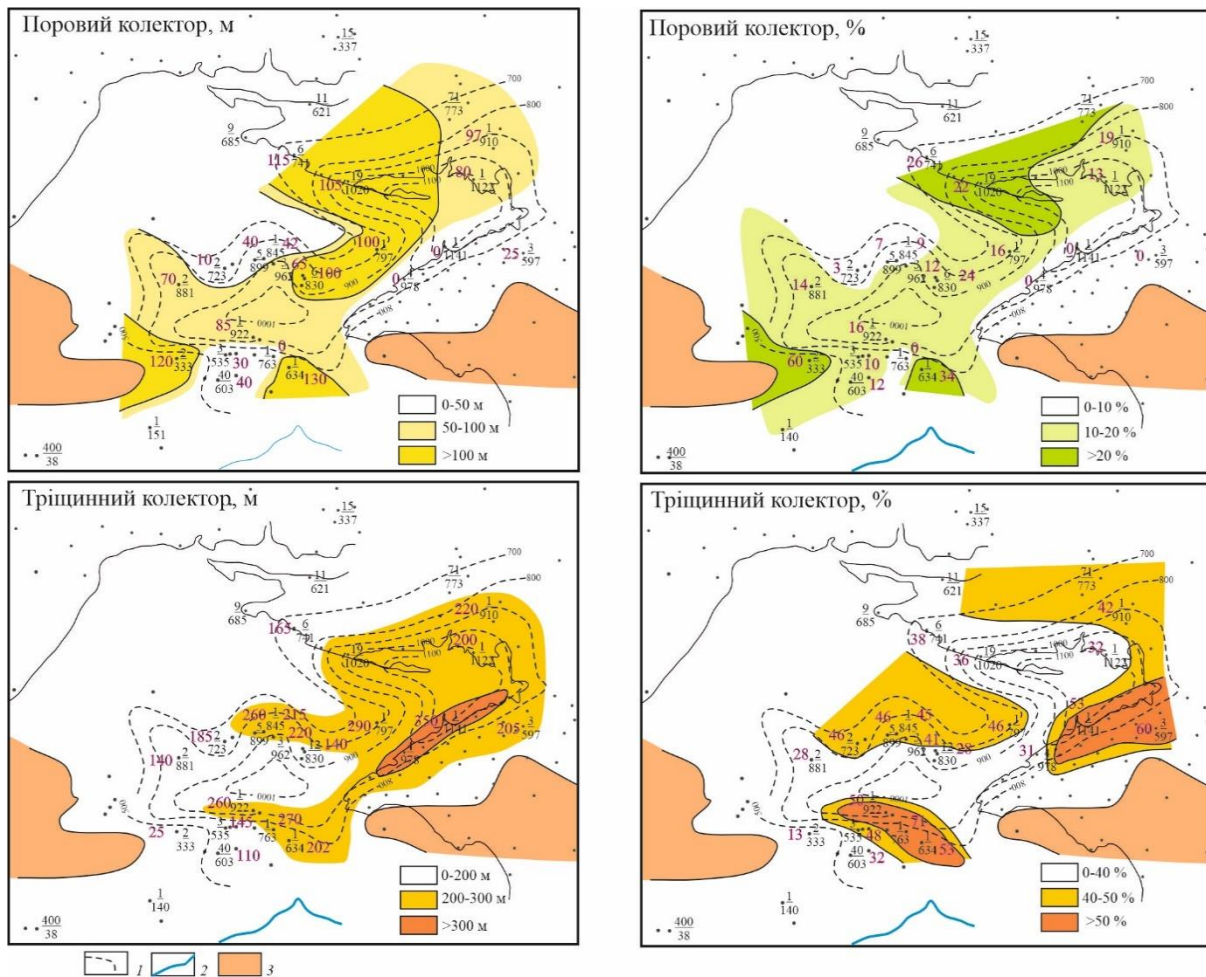


Рис. 6.4. Схеми товщин (ізопахіт, м) та поширення колекторів порового і тріщинного типів у середньомайкопській товщі Причорноморсько-Кримського осадово-порідного басейну:

1 – ізопахіти; 2 – сучасна брівка шельфу; 3 – відклади відсутні

На площах, розташованих ближче до осьової зони Причорноморського прогину, розріз має дещо іншу природу: домінування тріщинних колекторів та тонка ритмічність розвитку колекторських горизонтів порового типу. У св. Голицина-1 виокремлено три горизонти (до 20 м) порових колекторів (у верхній, середній та нижній частинах розрізу) та вісім пачок (до 40–50 м) колекторів тріщинного типу (див. рис. 6.3), які розмежовані флюїдоупорами (до 20–40 м). Тріщинні колектори представлені різною мірою алевритистими аргілітами з розвитком переважно пошарових тріщин розкритістю до 0,02–0,03 мм (див. рис.

6.5 б, в, г, д). Власне, з припокрівельної пачки отримані припливи газу (10–305 тис. м³/добу) на Голицинському родовищі.

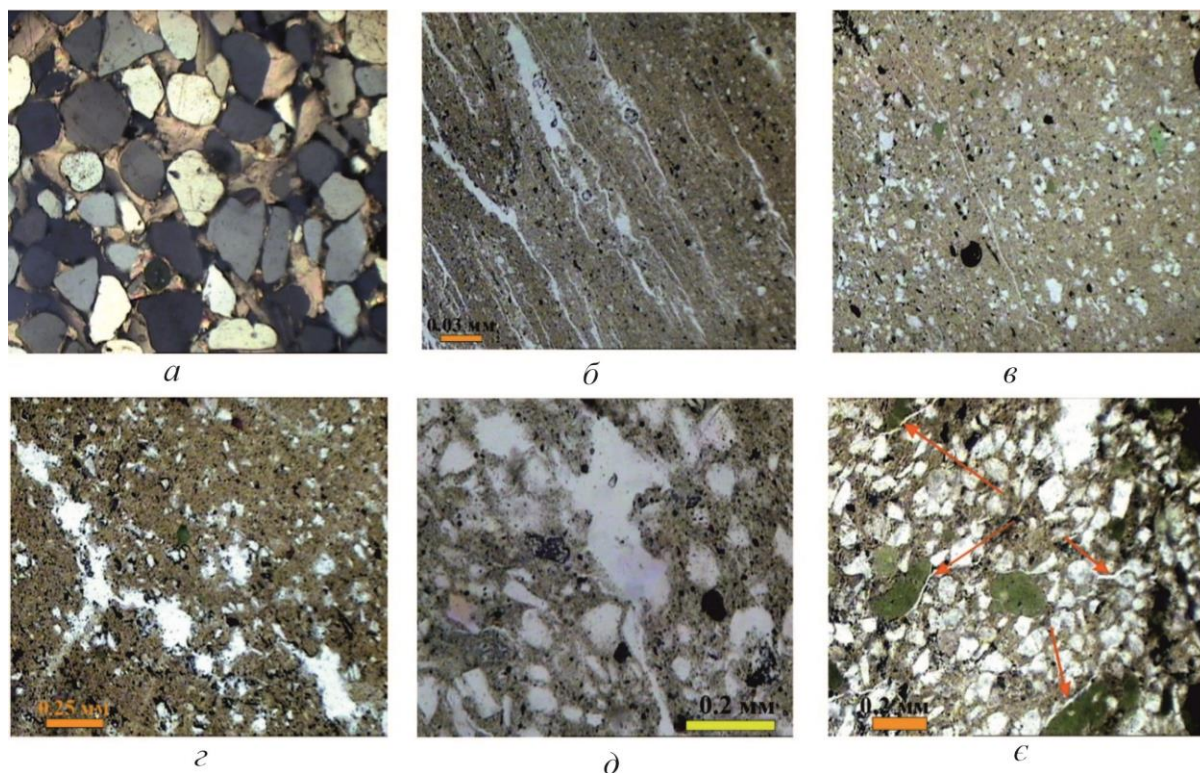


Рис. 6.5. Структурно-речовинні особливості колекторів середнього майкопу

Причорноморсько-Кримського осадово-порідного басейну:

Колектор (потенційний) порового типу: а – пісковик дрібно-середньозернистий з пойкилітовим кальцитовим (18–23 %) цементом, св. Таврійська-9, інт. 750–751 м, ніколі Х.
Колектори тріщинного (каверно-тріщинного) типу: б – розущільнений (каверно-тріщинуватий) аргіліт, св. Голицина-6, інт. 825–835 м, ніколі ІІ; в – мікротріщини в аргіліті мікросхаруватому, алевритистому, св. Голицина-1, інт. 706–711 м, ніколі ІІ; г – кавернозна зонка по мікротріщині. Аргіліт алевритистий, св. Шмідта-25, інт. 661–668 м, ніколі Х; д – тріщинно-кавернозна зонка в алевроліті глауконіт-кварцовому, з глинисто-гідролудистим цементом, св. Голицина-6, інт. 574–581 м, ніколі ІІ; е – різноспрямовані мікротріщини в глинистому алевроліті, св. Шмідта-25, інт. 675–682 м, ніколі ІІ

Таке поширення колекторів у середньомайкопській товщі зберігається і в напрямку св. Флангова-2, натомість у св. Шмідта-12 доволі чітко виокремлено лише чотири колекторські пачки. Нижня – завтовшки приблизно 100 м, складена двома горизонтами (20–40 м) порових колекторів, які розділені тріщинними різновидами. Ця пачка перекрита флюїдоупором (до 80 м). Вище, під екраном завтовшки до 100 м, фіксується горизонт тріщинних колекторів (до 30 м). Над

ними залягає пачка порових колекторів (приблизно 40 м), яка виклинюється як на захід, так і схід (Григорчук та ін., 2018).

Припокрівельна частина середнього майкопу складена тріщинними колекторами (приблизно 80 м), які різко виклинюються вбік площі Голицина, а в напрямку св. Каркінітська-1 частково заміщуються колекторами порового типу. Часом тріщинки переходять у мікрокавернозні зонки з роздувами до 0,1–0,15 мм (див. рис. 6.5, б). В алевролітах також спостерігається різноспрямована мікротріщинуватість (див. рис. 6.5, є). Саме з цієї частини розрізу у св. Шмідта-25 отримані промислові припливи газу (дебітом 85,5–141,2 тис. м³/добу).

У розрізі середнього майкопу у св. Архангельського-1, Кримська-1 та Центральна-1 значно розвинені потужні колекторські пачки (див. рис. 6.3), максимального проявилися у св. Центральна-1, де спостерігається три пачки (до 200 м у середній частині товщі), складені чергуванням горизонтів порід-колекторів різного типу.

Подібна картина притаманна і відкладам, розкритим св. Архангельського-1. Саме з верхньої пачки, представленої тут комбінацією порових та тріщинних колекторів, отримані припливи газу (дебітом 60–118 тис. м³/добу). Відсутність продукції з цієї пачки у св. Центральна-1 може бути пов'язана з моноклінальним заляганням колекторських горизонтів, які поступово здіймаються в напрямку Кримської структури (див. рис. 6.3), на схилах якої горизонти порових колекторів виклинюються і в склепінні структури колектори представлені лише тріщинними типами: чотири пачки завтовшки по 50–60 м, які розмежовані флюїдоупорами до 30 м. Розвиток субвертикальних зон тріщинуватості водночас з відносно незначною товщиною екранувальних горизонтів, на нашу думку, може сприяти сполученню всіх пачок колекторів з утворенням єдиного резервуару під припокрівельним флюїдоупором (Григорчук та ін., 2018). Саме з цього інтервалу розрізу у св. Кримська-1 отриманий приплив газу дебітом 10 тис. м³/добу.

На основі проведених досліджень спрогнозовано розвиток нафтогазоперспективних об'єктів у відкладах середнього майкопу (рис. 6.6).

6.2. ЛОКАЛІЗАЦІЯ ТА ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРСПЕКТИВНИХ ОБ'ЄКТІВ

Перспективні об'єкти в пастках антиклінального типу.

Площа Голицина. Для відкладів середнього майкопу характерний вузький і латерально неоднорідний (орієнтований) характер розвитку порових колекторів, що чітко фіксується при порівнянні поздовжнього та поперечного перетинів (див рис. 6.3). Порові колектори фіксуються головню у св. 3 – локальні малопотужні тіла субмеридіонального простягання (див. рис. 6.6).

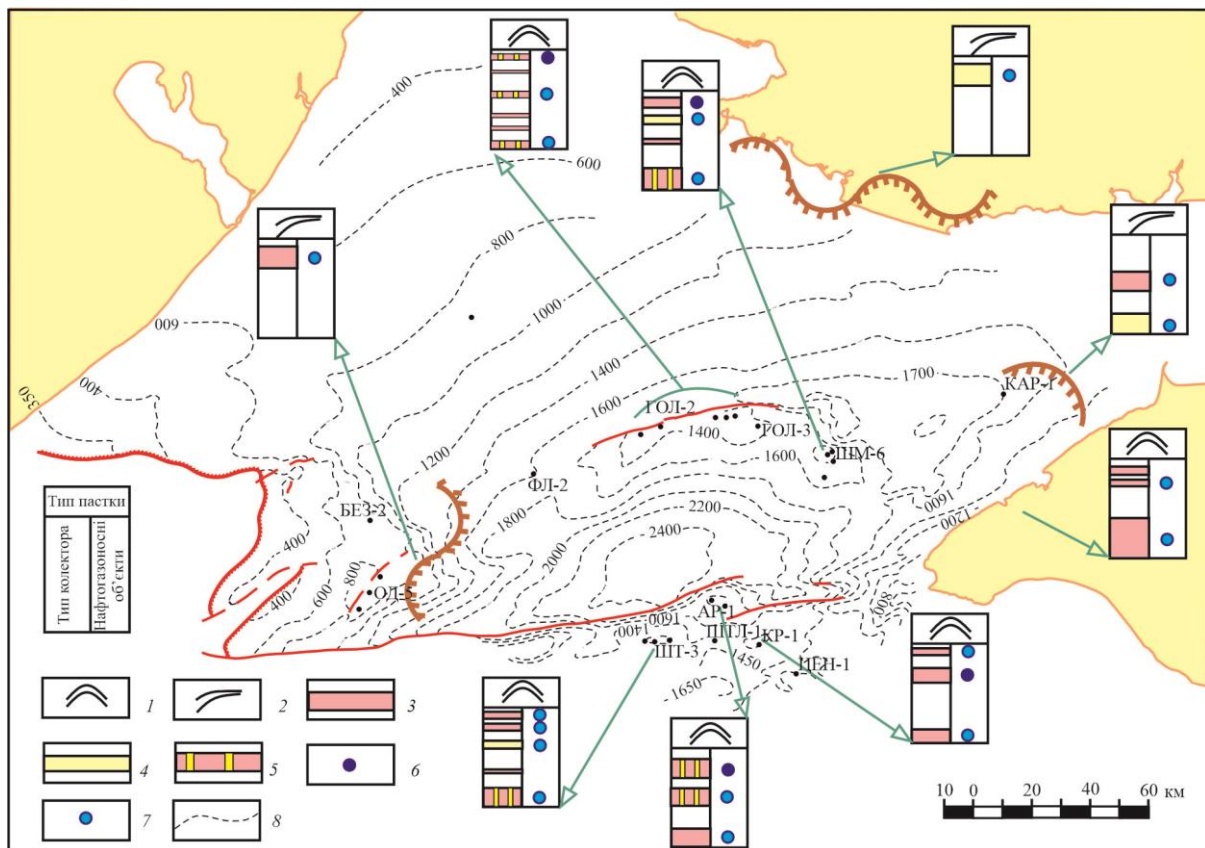


Рис. 6.6. Нафтогазоперспективні об'єкти у відкладах середнього майкопу:

Тип пастки: 1 – антиклінальний; 2 – літологічний. Тип колектора: 3 – тріщинний; 4 – поровий; 5 – тріщинно-поровий. Поклади вуглеводнів: 6 – виявлені; 7 – прогнозовані. Структурна карта по підшві майкопських нашарувань за (Стовба, 2005)

У товщі прогнозується широкий розвиток субвертикальної літогенетичної тріщинуватості, що могло сприяти флюїдним перетокам між резервуарами різних гіпсометричних рівнів. Із припокрівельного резервуара (тріщинні і порові колектори) отримано промисловий приплив газу. У середній частині і низах розрізу продуктивні горизонти мають подібні особливості, що дає підстави вважати їх нафтогазоперспективними (Григорчук та ін., 2018).

Площа Шмідта. У відкладах середнього майкопу наявні три горизонти колекторів (до 100 м), які перекриті екранувальними пачками завтовшки до 80 м (див. рис. 6.3). З верхнього (тріщинний колектор) отримано промисловий приплив газу. Нафтогазоперспективними є порові колектори середньої частини та комбіновані – нижньої частини розрізу.

Площа Міжводненська. У межах площі в розрізі досліджуваної товщі прогнозується розвиток трьох резервуарів, складених тріщинними колекторами. З верхнього – отриманий промисловий приплив газу (св. Ярилгацька-1 та -2, інт. 206–250 м, дебіти газу 5–15 тис. м³/добу). На 100 м нижче локалізований аналогічний за об'ємом та структурою горизонт, а в припідшовній частині розрізу товщі виокремлена (приблизно 200 м) пачка тріщинних колекторів. Ці об'єкти ми розглядаємо як нафтогазоперспективні (див. рис. 6.6).

Площа Штормова. Слід зазначити, що відклади майкопської серії в пробурених на цій структурі свердловинах не випробовувалися. Результати наших досліджень вказують, що ці нашарування мають певний економічний інтерес. Так, у розрізі середнього майкопу площі виокремлено чотири перспективні об'єкти (див. рис. 6.3, табл.6.1). Перший і другий згори представлені колекторами тріщинного, третій – порового, четвертий – комбінованого (порового та тріщинного) типів.

Площа Архангельського. У товщі середнього майкопу виокремлено три потужні пачки порід-колекторів комбінованого тріщинно-порового типу. З верхньої – отримано промисловий приплив газу (св. 1, інт. 806–812 та 855–891 м, дебіти газу 63,5–118 тис. м³/добу). Натомість у двох нижніх, аналогічних за

будовою, відсутні явні структурні передумови для формування антиклінальної пастки (див. рис. 6.3). Отже, ці об'єкти можна вважати умовно перспективними.

Таблиця 6.1

Газоперспективні об'єкти у відкладах середнього майкопу

Площа, свердловина	Глибина, м	Тип колектора	Тип пастки
Голицина-1	710–780	Тріщинний + поровий	антиклінальний
	910–980	«	«
Шмідта-12	760–820	Поровий	«
	1020–1120	Тріщинний + поровий	«
Міжводненська-4	340–410	Тріщинний	«
	500–780	«	«
Штормова-3	785–805	«	«
	735–780	«	«
	918–940	Поровий	«
	1000–1070	Тріщинний + поровий	«
	1150–1300	Тріщинний	«
Кримська-1	850–920	Тріщинний + поровий	«
	950–1020	«	«
	1050–1160	Тріщинний + поровий	«
Тендрівсько-Таврійська ділянка	400–600	Поровий	літологічний
Одесько-Осетрова ділянка	~ 500–700	Тріщинний	«
Каркінітсько-Борисівська ділянка	800–900	«	«
	1020–1050	Поровий	«
	1220–1260	«	«

Перспективні об'єкти в пастках літологічного типу.

Тендрівсько-Таврійська ділянка. Як уже зазначалося, у горішній частині середнього майкопу цієї ділянки локалізована потужна пачка колекторів порового типу (див. рис.6.3), яка виклинюється між св. Тендрівська-19 та Таврійська-1. Аналізуючи вищенаведені палеоокеанографічні реконструкції (розділ5), на південь від Тендрівської коси прогнозуємо розвиток акумулятивних тіл (гирловий бар та бар'єрний острів), у структурі яких

домінують порові породи-колектори, а у північному їхне доволі різке виклинювання. Цю видовжену зону виклинювання субширотного простягання вважаємо нафтогазоперспективним об'єктом з пастками неантиклінального типу (див. рис. 6.6).

Одесько-Осетрова ділянка. У верхній частині середнього майкопу в межах західної центрикліналі Причорноморського прогину за палеоокеанографічними побудовами, можливий розвиток акумулятивних утворень уздовжберегових барів, у розрізі яких переважають породи-колектори тріщинного типу (див. рис. 6.3). У зв'язку з виклинюванням останніх у західному напрямку, у межах Одесько-Осетрової ділянки локалізовано нафтогазоперспективний об'єкт неантиклінального типу (див. рис. 6.6).

Каркінітсько-Борисівська ділянка. У середній частині досліджуваної товщі виявлене (до 100 м) тіло тріщинних порід-колекторів, яке виклинюється в північно-східному напрямку (між св. Каркінітська-1 та Борисівська-1). У низах розрізу подібні особливості притаманні двом пачкам порових колекторів. Ці об'єкти вважаємо нафтогазоперспективними неантиклінального типу (див. рис. 6.6).

Висновки

На основі узагальнення результатів багаторічних літологічних, літмологічних, мінералого-петрографічних та седиментолого-палеоокеанографічних досліджень розглянуто закономірності формування осадової товщі майкопу Причорноморсько-Кримського та Азово-Чорноморського басейнів Кримсько-Кавказького сегмента Паратетису.

З'ясовано особливості просторово-вікового поширення літологічних комплексів різного складу. На літолого-фаціальних схемах локалізовані ареали піщаних утворень (потенційних природних колекторів); на літмологічних моделях виокремлено декілька стратиграфічних рівнів розвитку різнорангових (регіональних, субрегіональних) алевроліто-піщаних пачок, що добре корелюється з епізодами зниження рівня моря упродовж олігоцен-міоценового часу. Так, у розрізі нижнього майкопу Причорноморсько-Кримського басейну виокремлено дві такі пачки (Мн-I, Мн-II); середнього – три (Мс-I, Мс-II, Мс-III). Регіональне поширення має і базальний кластогенний горизонт Індоло-Кубанського прогину. Ці пачки розмежовані глинистими літмітами, які загалом домінують у структурі майкопської серії: в осьових частинах басейну вони становлять понад 65–70 % загальної потужності.

Майкопські відклади складені доволі одноманітними глинистими літотипами з мінливим вмістом алеврито-псамітової, іноді карбонатної (сидеритової) складових. Найбільш цікаві для пошуку нафти і газу пісковики, представлені олігоміктовими (польовошпат-кварцовими) різновидами головно з гідрослюдистим, рідше карбонатним цементом. У низці випадків спостерігаються слабкоцементовані та кавернозні породи, які за петрофізичними параметрами можна вважати колекторами I–II класів.

За седиментолого-палеоокеанографічними реконструкціями встановлено основні особливості осадонагромадження на час формування кластогенних пачок. Показано, що вони складені акумулятивними утвореннями русел, барів

(гирлових, уздовжберегових) та конусів виносу, які перекриваються і підстилаються муловими утвореннями шельфових рівнин.

Літолого-літмологічні та седиментолого-палеоокеанографічні моделі дали підстави передбачати, що скид теригенного матеріалу в межі Причорноморсько-Кримського басейну здійснювали ріки пра-Дністер та пра-Дніпро, які дренивали пенепленізовані Молдовський та Фено-Сарматський суходоли, відповідно. Для Азово-Чорноморського басейну локалізована алювіально-дельтова система ріки пра-Молочна, яка стікала з Середньоазовського суходолу, що вочевидь не могло забезпечити формування товщі майкопської серії. Основна маса теригенного матеріалу в цю частину регіону, як показала створена геолого-палеоокеанографічна модель Кримсько-Кавказького сегмента Паратетису (ранній олігоцен), надходила крупними алювіальними системами (р. пра-Дон та пра-Волга).

Згадані басейни відрізнялися не тільки провінціями живлення та шляхами надходження, але й характером перерозподілу уламкового матеріалу, що насамперед було зумовлене їхньою різною морфоструктурою. Остання була більш диференційованою в Азово-Чорноморському басейні (низка локальних западин та підводно-надводних підняття), що спричинило широкий розвиток специфічних акумулятивних утворень, пов'язаних з міжбасейновими протоками.

Створені моделі літофізичної структури відкладів середнього майкопу Причорноморсько-Кримського басейну дали змогу визначити особливості просторово-вікового розвитку порід-колекторів різних типів (порових, тріщинних) та резервуарів різних рангів. Загалом окреслюється тенденція домінування колекторів порового типу на північному та південному бортах Причорноморського прогину, їхня редукція та заміщення колекторами тріщинного типу в його осьовій зоні.

На основі комплексу літофізичних, літмологічних та седиментолого-палеоокеанографічних досліджень у відкладах середнього майкопу вперше виокремлено низку газоперспективних об'єктів (пасток) різних типів.

Перспективні об'єкти в пастках антиклінального типу. На площі Голицина – це два горизонти комбінованих (тріщинних і порових колекторів) у нижній та середній частинах розрізу. На площі Шмідта газоперспективними є порові колектори середньої частини та комбіновані – нижньої частини розрізу. На Міжводненській – можливий розвиток трьох резервуарів, складених тріщинними колекторами. На площі Штормова виокремлено чотири перспективні об'єкти (згори донизу): перший та другий представлені колекторами тріщинного, третій – порового, четвертий – комбінованого (порового та тріщинного) типів. На площі Архангельського виокремлено три пачки порід-колекторів. З верхньої – отримано промисловий приплив газу. Натомість у двох нижніх відсутні достатні структурні передумови для формування антиклінальної пастки, тому ці об'єкти розглядаються як умовно перспективні.

Перспективні об'єкти в пастках літологічного типу. На Тендрівсько-Таврійській ділянці у верхній частині розрізу середнього майкопу прогнозується протяжна смуга виклинювання переважно порових колекторів, а в Одесько-Осетровій – тріщинних. У межах Каркінітсько-Борисівської ділянки в середній частині розрізу виклинюється горизонт тріщинних порід-колекторів, а в його низах подібні особливості притаманні двом пачкам порових порід-колекторів.

Conclusions

On the basis of the generalization of the results of long-term lithological, lithmological, mineralogical-petrographic and sedimentological-paleoceanographic studies, the regularities of the formation of the sedimentary layer of the Maikop of the Black Sea-Crimean and Azov-Black Sea basins of the Crimean-Caucasian segment of the Paratethys are considered.

The peculiarities of the spatial and age distribution of lithological complexes of different composition have been clarified. Areas of sand formations (potential natural reservoirs) are localized on lithologic-facies schemes; several stratigraphic levels of development of different-grade (regional, subregional) siltstone-sand packs are distinguished on lithological models, which correlates well with episodes of sea-level lowering during the Oligocene-Miocene time. Thus, two such packs (Ml-I, Ml-II) were identified in the section of the Lower Maikop of the Black Sea-Crimean Basin; medium – three (Mm-I, Mm-II, Mm-III); upper one - one. The basal clastogenic horizon of the Indo-Kuban Trough also has a regional distribution. These units are demarcated by thick clay lithmites, which in general dominate in the structure of the Maikop series: in the axial parts of the basin, they make up more than 65-70% of the total thickness.

The Maikop deposits are composed of rather uniform clay lithotypes with variable content of silt-psamitic, sometimes carbonate (siderite) components. The most interesting sandstones in terms of oil and gas exploration are represented by oligomictic (feldspar-quartz) formations, mainly with hydromica, rarely carbonate cement. In a number of cases, weakly cemented and cavernous rocks are observed, which according to petrophysical parameters can be classified as I-II types of reservoirs (Khanyn, 1969).

Sedimentological-paleoceanographic reconstructions made it possible to establish the main features of sedimentation during the formation of clastogenic packs. It is shown that they are composed of accumulative formations of channels, bars

(estuarine, alongshore) and drift cones, which overlap and are underlain by silt-clay formations of shelf plains.

Lithological-lithmological and sedimentological-paleoceanographic models gave reason to assume that the discharge of terrigenous material within the Black Sea-Crimean basin was carried out by the Pra-Dniester and Pra-Dnipro rivers, which drained the penneplenized Moldovian and Feno-Sarmatian lands, respectively.

For the Azov-Black Sea basin, the alluvial-delta system of the Pra-Molochna river, which flowed from the Central Azov lowland, was localized, which clearly could not ensure the formation of a powerful layer of the Maikop series. The main mass of terrigenous material in this part of the region, as shown by the created geological-paleoceanographic model of the Crimean-Caucasian segment of the Paratethys (early Oligocene), was supplied by large alluvial systems (the Pra-Don and Pra-Volga rivers).

The above-mentioned basins differed not only in feeding provinces and ways of arrival, but also in the nature of redistribution of clastic material, which was primarily determined by their different morphostructure. The latter was more differentiated in the Azov-Black Sea basin (a number of local depressions and underwater uplifts), which caused the wide development of specific accumulative formations associated with inter-basin channels.

The created models of the lithophysical structure of the deposits of the Middle Maykop of the Black Sea-Crimea region made it possible to determine the features of the spatial and age development of reservoir rocks of various types (porous, fractured) and traps of various ranks. In general, the trend of the dominance of pore-type reservoirs on the northern and southern sides of the Black Sea depression, their reduction and replacement by fracture-type reservoirs in its axial zone is outlined.

On the basis of a complex of lithophysical, lithmological and sedimentological and paleoceanographic studies, a number of gas-prospective objects (traps) of various types were identified for the first time in the deposits of the Middle Maykop. *Prospective objects in anticlinal traps.* On the Golitsyn area, there are two horizons of

combined (fracture and pore reservoirs) in the lower and middle parts of the section. On the Schmidt area, pore collectors in the middle part and combined ones in the lower part of the section are gas-prospective. On Mizhvodnenska, the development of three reservoirs, which are made up of fractured reservoirs, is predicted. Four promising objects have been identified on Shtormova area (from top to bottom): the first and second are represented by fractured, the third - porous, and the fourth - combined (porous and fractured) types. On Arkhangelska area, three powerful packs of rock collectors have been allocated. From the upper one, an industrial gas flow was received. On the other hand, the two lower ones lack sufficient structural prerequisites for the formation of an anticlinal trap, so these objects are considered conditionally promising. *Prospective objects in lithological type traps.* In the Tendrivska-Tavriyska section, a long strip of wedging of mainly pore reservoirs is predicted in the upper part of the section of the Middle Maikop, and in Odesko-Osetrova – fractured ones. Within the boundaries of the Karkinitsko-Borysivka section, a horizon of fractured collector rocks is wedged out in the middle part of the section, and in its lower parts, similar features are characteristic of two packs of porous collector rocks.

ПОСИЛАННЯ

- Аленкин, В. М., Баландин, Ю. Г., Бондаренко, В. Г., Воскобойников, В. М., Григорьев, А. В., Иванов, Ю. К., Иноземцев, Ю. И., Кириченко, О. Н., Конилов, Е. Г., Котлов, В. Ф., Краковский, Б. И., Куприн, П. Н., Лебедев, Ю. С., Лимонов, А. Ф., Луцив, Я. К., Мельник, В. И., Моргунов, Ю. Г., Науменко, П. И., Огородников, В. И., Янко, В. В. (1985). *Геология шельфа УССР. Литология*. Киев: Наукова думка.
- Апостолова, М. Я. и др. (1981). *Петрографическое изучение пород и стратиграфическое расчленение вскрываемых разрезов на площадях Северного и Западного Причерноморья и Крыма* [Отчет]. Симферополь: Фонды ПО «Крымгеология».
- Апостолова, М. Я. и др. (1982). *Петрографическое изучение пород и стратиграфическое расчленение вскрываемых разрезов на площадях Северного и Западного Причерноморья и Крыма* [Отчет]. Симферополь: Фонды ПО «Крымгеология».
- Астахов, Т. В., Горак, В. С., Краевая, Е. А. и др. (1984). *Геология шельфа УССР. Стратиграфия*. Киев: Наукова думка.
- Афанасенков, А. П., Никишин, А. М., & Обухов, А. Н. (2007). *Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона*. Москва: Научный мир.
- Бабина, Е. О., Мордасова, А. В., Ступакова, А. В., Титаренко, И. А., Сауткин, Р. С., Воронин, М. Е., Величко, М. А., Махнутина, М. Л., Колесникова, Т. О., Цыганкова, А. А. (2022). Условия накопления олигоцен-нижнемиоценовых майкопских клиноформ центрального и восточного Предкавказья как ключевой критерий прогноза природных резервуаров. *Георесурсы*, 24(2), – С. 192–208. <https://doi.org/10.18599/grs.2022.2.18>
- Балуховский, А. Н., Буш, В. А., Волков, Ю. В., Гатинский, Ю. Г., Казьмин, В. Г., Калимулин, С. М., Куликова, Л. И., Миледин, А. К., Натапов, Л. М., Пугачева, И. П., Суетенко, О. Д., Филиппова, И. Б., & Ясаманов, Н. А. (Составители). (1998). *Палеогеографический атлас Северной Евразии* (Н. Ю. Бочарова, Л. П. Зоненшайн, М. К. Кононов К. Скотиз, составители палинспастических реконструкций) [Электронный ресурс]. Москва: Институт тектоники литосферных плит РАН. http://neotec.ginras.ru/neomaps/M300_Euras.N_1998_Paleogeography_Paleogeograficheskiy-atlas-severnoy-evrazii.html
- Бергер, М. Г. (1986). *Терригенная минералогия*. Москва: Наука.
- Бетехтин, А. Г. (Ред.). (1964). *Никопольский марганцеворудный бассейн*. Москва: Недра.
- Богаец, А. Т., Бондарчук, Г. К., Леськив, И. В., Новосилецкий, Р. М., Павлюк, М. И., Палий, А. М., Панченко, Д. Е., Самарский, А. Д., Хныкин, В. И., Чир, Н. М.,

- Швай, Л. П., Шевченко, Е. Ф., Шпак, П. Ф., & Яцеленко, В. С. (1986). *Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность*. Киев: Наукова думка.
- Бондаренко, В. Г. и др. (1967). *Минералого-петрографическое изучение отложений на разбуриваемых трестом «Крымнефтегазразведка» площадях в 1966 году* [Отчет]. Симферополь.
- Бондаренко, В. Г. и др. (1978). *Петрографическое изучение пород и стратиграфическое расчленение вскрываемых разрезов на площадях объединения «Крымгеология» (Крымская, Одесская области, северо-западная часть Черного моря, западная Азовского моря)* (Инв. № 6782) [Отчет]. Симферополь: Фонды ПО «Крымгеология».
- Бортницкая, В. М. (1963). *Коллекторские свойства пород Долинского нефтяного месторождения. Вопросы геологии нефтегазоносных районов Украины. Труды УкрНИГРИ, 3, С. 369–374.*
- Брылев, В. А. (2000). *Древние и современные речные долины на Европейском юго-востоке России*. В Р. С. Чалов (Ред.), *Эрозионные и русловые процессы* (Вып. 3, с. 121–135). Москва: МГУ.
- Варенцов, И. М., Музылев, Н. Г., Николаев, В. Г., & Ступин, С. И. (2005). *Процессы формирования крупнейших марганцевых накоплений в черносланцевых бассейнах Паратетиса: геодинамические события у границы эоцена/олигоцена. Статья 2. Становление бассейнов, седиментация, генезис*. Бюллетень МОИП. Отделение геологическое, 80(3), С. 43–55.
- ро *Отчет о результатах структурно-поискового бурения на Индольской и Советской площадях*. Симферополь. Фонды ПО «Крымгеология».
- Вернигорова, Ю. В., & Рябоконт, Т. С. (2018). *Майкопские отложения (олигоцен – нижний миоцен) Керченского полуострова: история изучения, полемика, стратиграфия*. Киев: ИГН НАН Украины.
- Герасимов, М. Е., Бондарчук, Г. К., Скорик, А. М. та ін. (2006). *Тектонічна карта півдня України з позицій актуалістичної геодинаміки. В Геодинаміка, сейсмічність і нефтегазоносність Чорноморсько-Каспійського регіону: матеріали VI Міжнародної конференції «Крим–2005»: тези доповідей* (с. 11–40). Гурзуф: Агео.
- Глушко, В. В., Максимова, С. П. (Ред.). (1981). *Прогноз пошуків нафти і газу на юге УРСР і на прилеглих акваторіях*. Москва: Недра.
- Гнідець, В. П., Григорчук, К. Г., Баландюк, Л. В. (2009). *Літологія і седиментогенез майкопських відкладів Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну*.

Стаття 2. Нижній майкоп. Геологічна палеоокеанографія та седиментолітогенез. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2(147), 71–83.

Гнідець, В. П., Григорчук, К. Г., Захарчук, С. М., Мельничук, П. М., Полухтович, Б. М. (2010). *Геологія нижньої крейди Причорноморсько-Кримської нафтогазоносною області (геолого-структурні умови, седименто-літогенез, породи колектори, перспективи нафтогазоносності)*. Львів; Київ: ЕКМО.

Гнідець, В. П., Григорчук, К. Г., Куровець, І. М., Куровець, С. С., Приходько, О. А., Грицик, І. І., & Баландюк, Л. В. (2013). *Геологія верхньої крейди Причорноморсько-Кримської нафтогазоносною області України (геологічна палеоокеанографія, літогенез, породи-колектори і резервуари вуглеводнів, перспективи нафтогазоносності)*. Львів: Полі.

Гнідець, В. П., Григорчук, К. Г., Ревер, А. О., Кохан, О. М. (2022). Літологія та седиментогенез нижньопланорбелових відкладів раннього олігоцену південно-західної частини Індоло-Кубанського прогину. *Геологічний журнал*, 4(381), 65–82. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2022.4.255115>

Гожик, П. Ф., Євдошук, М. І., Ставицький, Е. А., Гладун, В. В., Галко, Т. М., Полухтович, Б. М., Проскураков, О. А., Захарчук, С. М., Верховцев, В. Г., Клочко, В. П., Максимчук, П. Я., Довжок, Т. Є., Федун, О. М., Колодій, Е. О., Колодій, І. В., Седлерова, О. В., Коваль, А. М., Пахолок, О. В., Мельничук, П. М., Вархоляк, Л. А. (2011). *Нафтогазоперспективні об'єкти України. Наукові і практичні основи пошуків родовищ вуглеводнів в Українському секторі Прикерченського шельфу Чорного моря*. Київ: Едельвейс.

Гожик, П. Ф., Маслун, Н. В., Плотнікова, Л. Ф., Іванік, М. М., Якушин, Л. М., Іщенко І. І. (2006). *Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря*. Київ: Логос.

Голубничая, Л. М. и др. (1968). *Стратиграфическое расчленение мезозойских и майкопских отложений Крыма и Причерноморья на разбуриваемых трестом «Крымнефтегазразведка» площадях в 1967–1968 гг. (№ 4801)*. Симферополь: Фонды УкрНИГРИ.

Горецкий, Г. И. (1982). *Палеопотамологические эскизы Палео-Дона и Пра-Дона*. Москва: Наука и техника.

Григорчук, К. Г., Гнідець, В. П., Баландюк, Л. В. (2009). Літологія і седиментогенез майкопських відкладів Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну.

Стаття 1. Літологічні комплекси і седиментаційна циклічність майкопських відкладів. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1(146), 63–68.

Григорчук, К. Г., Гнідець, В. П., & Кохан, О. М. (2016). Геолого-палеоокеанографічні умови седиментації олігоцен-нижньоміоценових (майкопських) відкладів Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну. *Вісник Київського національного університету імені Т. Г. Шевченка*, 3 1 (72), 6–12.

Григорчук, К. Г., Гнідець, В. П., & Кохан, О. М. (2018). Особливості літофізичної структури відкладів середнього майкопу Чорноморсько-Північнокримського району. *Геологічний журнал*, 1 (362), 80–88.

ДГП «Укргеофізика». (2009). *Звіт про виконані роботи по об'єкту. Сейсмозвідувальні дослідження 3-D на площі Субботіна–Абіха*. Київ.

Жижченко, Б. П. (1974). *Методы палеогеографических исследований в нефтегазоносных областях*. Москва: Недра.

Зоненшайн, Л. П., Деркур, Ж., Казьмин, В. Г., Рикун, Л. Э., Книппер, А. Л. (1987). Еволюція Тетиса. В *История океана Тетис* (с. 104–115). Москва: Издательство Института океанологии АН СССР.

Зорина, А. И. и др. (1967). *Отчет по результатам структурно-поискового бурения на Орловской площади*. Раздольное: Фонды «Крымнефтегазразведка».

Зосимович В. Ю, Шевченко Т. В. (2015) Етапи розвитку осадових басейнів Північної України в палеоген/ *Осадові утворення України: особливості речовинного складу, моделі осадконакопичення та літогенезу*/Зб. наукових праць Інституту геологічних наук НАНУ, том 7, 2014, 83–100.

Зхус, И. Д., Бахтин, В. В. (1979). *Литогенетические преобразования глин в зонах АВПД*. Москва: Наука.

Иноземцев, Ю. И., Маслаков, Н. А., Парышев, А. А., Мельниченко, Т. А., Рыбак, Е. Н., Ступина, Л. В. (2016). Корреляция палеогеографических условий развития речной сети Восточного Паратетиса. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*, 4, 40–53. <https://doi.org/10.15407/gpimo2016.04.040>

Іванюта, М. М. (Ред.). (1998). *Атлас родовищ нафти і газу України: Т. VI. Південний нафтогазоносний регіон*. Львів: Центр Європи.

Казьмин, В. Г., Тихонова, Н. Ф. (2006). Позднемеозойские-эоценовые окраинные моря в Черноморско-Каспийском регионе: палеотектонические реконструкции. *Геотектоника*, 3, 9–22.

Карогадин, Ю. Н. (1980). *Седиментационная цикличность*. Москва: Недра.

- Киселев, А. Е., Кульчицкий, Я. О. (1983). Количественный метод в литологических исследованиях (на примере Лено-Виллюйской и Карпатской нефтегазоносных провинций). *Геологический журнал*, 6, 1–10.
- Китык, В. И. и др. (1952). *Геологическое строение Северного Присивашья* (№ 282) [Отчет]. Мелитополь: Фонды «Крымнефтегазразведка».
- Клубова, Т. Т. (1988). *Глинистые коллекторы нефти и газа*. Москва: Недра.
- Краснова, Е. А., Ступакова, А. В., Стафеев, А. Н., Фадеева, Н. П., Яндарбиев, Н. Ш., Сусллова, А. А., Сауткин, Р. С., Воронин, М. Е., Степанов, П. Б., Книппер, А. А., Шитова, Я. А. (2021). Геологическое строение и палеогеографическая зональность хадумского горизонта предкавказского региона. *Георесурсы*, 23(2), 99–109. <https://doi.org/10.18599/grs.2021.2.9>
- Леонов, Ю. Г. (Ред.). (1996). *Геологические и биотические события позднего эоцена-раннего олигоцена на территории бывшего СССР: Ч. 1. Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена*. Москва: ГЕОС. (Труды ГИН, вып. 489).
- Кульчицкий, Я. О. (1963). Время и условия формирования нефтегазоносных залежей в Восточных Карпатах. В *Геология и нефтегазоносность территории УССР* (с. 80–90). Москва: Недра. (Труды УкрНИГРИ, вып. 5).
- Лазарук, Я. Г. (2010). Геологічна модель родовища Субботіна прикерченського шельфу Чорного моря. *Нафтова і газова промисловість*, 2, 9–11.
- Лукин, А. Е., Ларин, С. Б. (2003). Генетические типы трещиноватости пород глубокозалегающих нефтегазоносных комплексов. *Геологічний журнал*, 3, 9–25.
- Лукін, О. Ю. та ін. (2008). *Результати виконання геолого-геофізичних і петрофізичних досліджень керну і продуктивних відкладів майкопської серії площі Субботіна (за даними свердловин № 1, 403)* [Звіт]. Чернігів.
- Муромцев, В. С. (1983). Диагностика континентальных и прибрежно-морских терригенных осадков по электрометрическим моделям фаций. В *Методы прогнозирования и закономерности размещения литологических и стратиграфических ловушек нефти и газа: сборник научных трудов ВНИГРИ* (с. 7–37). Львов.
- Науменко, А. Д., Коржнев, П. М. (2012). Формирование литолого-фациальных зон Азово-Керченского сегмента Черноморской впадины в начале майкопского времени. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*, 4, 51–58.
- Невеская, Л. А., Воронина, А. А., Гончарова, И. А. и др. (1984). История Паратетиса. В *XXVII Международный геологический конгресс. Палеоокеанология* (Т. 3, с. 91–101). Москва: Наука.

- Недумов, Р. И. (1994). Проблемы литологии, геохимии и палеогеографии кайнозойских отложений Предкавказья. Сообщение 2. Влияние палеорек на особенности седиментации в бассейнах Предкавказья. *Литология и полезные ископаемые*, 1, 69–78.
- Никишин, А. М., Фокин, П. А., Тихомиров, П. Л., Барабошкин, Е. Ю., Алексеев, А. С., Ершов, А. В., Коротаев, М. В., Циглер, П. А., Панов, Д. И., Болотов, С. Н., Шалопра, Ф., Назаревич, Б. П., Копаевич, Л. Ф., Олферьев, А. Г. (2005). *400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы*. Москва: Геокарт; ГЕОС.
- Окуловский, С. Н. (1987). Майкопские отложения северо-западного шельфа Черного моря. *Геология нефти и газа*, 10, 36–40.
- Онищенко, Б. А. (1974). К палеогеографии Кавказа в позднем эоцене-раннем олигоцене. *Бюллетень МОИП, отделение геологии*, 49(3), 82–92.
- Орач, С., Петруняк, В. (2016). Аналіз літолого-фаціальних критеріїв нафтогазоносності майкопських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка*, 3(74), 63–67.
- Пинчук, Т. Н., Белуженко, Е. В. (2020). Песчано-алевритовые горизонты майкопских отложений западного Кавказа и Предкавказья. В А. О. Глико & И. А. Керимов (Ред.), *Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии северного Кавказа* (Т. X, ч. 1, с. 213–221). Москва: ИИЕТ РАН.
- Плахотный, Л. Г., Григорьева, В. А., Гайдук, И. С., Ромов, В. Б., & Лагутин, А. А. (1971). Особенности распространения песчано-алевритовых пачек в майкопских отложениях на юге Украины. *Геологический журнал*, 4(31), 41–51.
- Полухтович, Б. М. та ін. (1994). *Вивчити умови седиментації палеогенових відкладів Керченського півострова з метою виявлення закономірностей формування порід-колекторів і уточнення напрямків нафтогазопошукових робіт (№ 8375) [Звіт]*. Львів: Фонди УкрДГРІ.
- Полухтович, Б. М. и др. (1978a). *Геологический отчет о результатах бурения и испытания Кореньковской параметрической скважины № 1 (Керченский полуостров)*. Львов.
- Полухтович, Б. М. и др. (1978b). *Геологический отчет о результатах бурения и испытания Мошкаревской параметрической скважины № 1 (Керченский полуостров)*. Львов.
- Полухтович, Б. М. и др. (1990). *Геологический отчет о результатах научной обработки материалов Северо-Владиславовской параметрической скважины (восточное погружение Горного Крыма) (№ 8148)*. Львов; Феодосия: Фонды УкрНИГРИ.

- Попов, С. В., Ахметьев, М. А., Запорожец, Н. И., Воронина, А. А., & Столяров, А. С. (1993). История восточного Паратетиса в позднем эоцене–раннем миоцене. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 1(6), 10–39.
- Попов, С. В., Ахметьев, М. А., Лопатин, А. В., Бугрова, Э. М., Сычевская, Е. К., Щерба, И. Г., Андреева-Григорович, А. С., Запорожец, Н. И., Николаева, И. А., & Кепп, М. Л. (2009). *Палеогеография и биогеография бассейнов Паратетиса: Ч. 1. Поздний эоцен–ранний миоцен*. Москва: Научный мир.
- Попов, С. В., Воронина, А. А., & Гончарова, И. А. (1993). *Стратиграфия и двустворчатые моллюски олигоцена–нижнего миоцена Восточного Паратетиса*. Москва: Наука.
- Попов, С. В., Головина, Л. А., Запорожец, Н. И., Радионова, Э. П., Застрожных, А. С., Пинчук, Т. Н., & Палку, Д. В. (2020). Опорные и стратотипические разрезы олигоцена и миоцена северного Кавказа. В А. О. Глико & И. А. Керимов (Ред.), *Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии северного Кавказа* (Т. 10, ч. 1, с. 230–241). Москва: ИИЕТ РАН.
- Попп, І. Т., Григорчук, К. Г., Щерба, О. С., Кілін, І. В., & Пивовар, І. Г. (2000). Літогенетичні передумови формування порід-колекторів менілітових відкладів Заводівського родовища. У *Теоретичні та прикладні проблеми нафтової геології* (Т. 2, с. 207–211). Київ.
- Ревер, А. О. (2020). Літологічна будова, мінералого-петрографічні та фаціальні особливості нижньомайкопських відкладів Південнокерченського прогину (площа Субботіна). *Wschodnioeuropejskie Czasopismo Naukowe (East European Scientific Journal)*, 7(59), 4–17.
- Ревер, В. Б. (2016). *Літогенез еоценових відкладів Чорноморського сегменту океану Тетис*. Київ: Наукова думка.
- Самарский, А. Д. и др. (1976а). *Геологические результаты бурения параметрической скважины Булганакская-1 (Керченский полуостров)*. Львов.
- Самарский, А. Д. и др. (1976b). *Геологические результаты бурения параметрической скважины Марьевская-1 (Керченский полуостров)*. Львов.
- Селли, Р. Ч. (1989). *Древние обстановки осадконакопления*. Москва: Недра.
- Семенов, В. П. (1965). *Палеоген Воронежской антеклизы*. Воронеж: Издательство ВГУ.
- Сеньковський, Ю. М., Гнідець, В. П., Григорчук, К. Г., Колтун, Ю. В., Попп, І. Т., Радковець, Н. Я., Мороз, М. В., Мороз, П. В., Ревер, В. Б., Ревер, А. О., Баландюк, Л. В., Кохан, О. М., Гаєвська, Ю. П., Гавришків, Г. Я., Кошіль, Л. Б. (2016). Геолого-

- палеоокеанографічні моделі Карпато-Чорноморської окраїни океану Тетіс. *Геодинаміка*, 21(2), 84–100. <https://doi.org/10.23939/jgd2016.02.084>
- Сидоренко, А. В. и др. (1983). *Палеогеоморфологический атлас СССР. Карты палеорельефа и корреляции отложений*. Ленинград: ВСЕГЕИ.
- Скляр, Л. О. та ін. (2007). *Вивчення петрофізичних особливостей порід майкопу Азово-Керченського регіону і можливостей прогнозу розповсюдження в них колекторів нафти та газу* [Звіт]. Сімферополь.
- Стовба, С. М. (2005). *Геолого-геофізична оцінка нафтогазоносного потенціалу та виділення першочергових об'єктів пошуків вуглеводнів для українського сектора акваторій Чорного та Азовського морів* [Звіт]. Київ.
- Столяров, А. С. (1991). Палеогеография Предкавказья, Волго-Дона и Южного Мангышлака в поздне эоцене и раннем олигоцене. *Бюллетень МОИП, отделение геологии*, 66(4), 64–80.
- Суркова, А. Н., Кузнецов, А. В., Рахматуллина, Ю. Ш. (2009). Нетрадиционные коллекторы майкопской серии пород Индоло-Кубанского прогиба. *Георесурсы*, 4(32), 31–33.
- Туголесов, Д. А., Горшков, А. С., Мейснер, Л. Б. (1985). *Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины*. Москва: Наука.
- Фурасов, П. В. и др. (1957). *Отчет о структурно-картированном колонковом бурении на Индольской площади*. Симферополь.
- Ханин, А. А. (1969). *Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение*. Москва: Недра.
- Хлебникова, О. А., Никишин, А. М., Митюков, А. В., Рубцова, Е. В., Фокин, П. А., Копаевич, Л. Ф., & Запорожец, Н. И. (2014). Состав турбидитовых песчаников олигоценовых отложений Туапсинского краевого прогиба. *Вестник МГУ, серия «Геология»*, 6, 23–34.
- Хэллем, Э. (1983). *Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность* (Д. П. Найдин, ред.; В. А. Борисов & М. Н. Шапиро, пер.). Москва: Мир.
- Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck B. et al. (2000). *Peri-Tethys paleogeographical atlas*. Paris. Gallowey, 1989
- Gnidets, V. P., & Rever (Andriyashcheva), A. O. (2015). Geological-paleoceanographic environments of the Lower Majkop deposits of Azov-Kerch region. *Збірник наукових праць ІГН НАН України*, 8, 24–31.
- Kokhan, O. M., & Rever, A. O. (2016). Sedimentogenesis of Early Maykop (Lower Oligocene) deposits in the Azov-Black Sea Region. *Геодинаміка*, 1(20), 63–74. <https://doi.org/10.23939/jgd2016.01.063>

- Porębski, S. J. (1999). Środowisko depozycyjne sukcesji nadewaporatowej (górnym baden) w rejonie Kraków-Brzesko (zapadlisko Przedkarpacie). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 168, 97–118.
- Posamentier, H. W., & Walker, R. G. (2006). Deep-water turbidites and submarine fans. In H. W. Posamentier & R. G. Walker (Eds.), *Facies Models Revisited* (pp. 397–520). (SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, 84).

Наукове видання

Національна академія наук України
Інститут геології і геохімії горючих копалин

Гнідець Володимир, Григорчук Костянтин,
Кохан Оксана, Ревер Анастасія, Баландюк Ліна

ЛІТОГЕНЕЗ МАЙКОПСЬКИХ ВІДКЛАДІВ
ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО МЕГАПРОГИНУ

Монографія

Редагування М.С. Козак