

П.Ф. Гожик¹, Н.В. Маслун¹, М.М. Іванік¹, А.С. Андрєєва-Григорович¹,
Г.В. Ключина¹, З.Я. Войцицький², Д.В. Мачальський³

¹ Інститут геологічних наук НАН України, Київ

² Укргеофізика, Київ

³ Укрзахідгеологія, Львів

СТРАТИГРАФІЯ, КОРЕЛЯЦІЯ МАЙКОПСЬКИХ ВІДКЛАДІВ КАРПАТСЬКО- ЧОРНОМОРЬСЬКОГО СЕГМЕНТУ ПАРАТЕТІСУ

На системному підґрунті за комплексом методів проаналізовано сучасний стан стратиграфії флішових майкопських, менілітових відкладів та їх вікових аналогів Карпатського, Північно-причорноморського, Кримсько-Кавказького, Закавказького, Понто-Каспійського і Закаспійського регіонів. Охарактеризовано вплив на стратиграфічну будову наступних чинників: тектонічних, морфоструктурних, седиментаційних, циклостратиграфічних, формаційних, вулканогенних (підводних, грязьових), олістостромних, кліноформних відкладів (підводних зсувів різного генезису, течій, конусів виносу, турбідитно-каньонних), чисельних переривів. Надається порівняльна характеристика гідрологічних умов осадконагромадження в басейнах майкопського типу з басейнами його вікових аналогів Карпатсько-Чорноморського регіону та суміжних регіонів Східного Паратетису.

Ключові слова: Паратетіс, Карпатсько-Чорноморський регіон, стратиграфія, кореляції, палеоокеанологія, палеоген, майкопські відклади.

Вступ

Вирішення на глобальному, міжрегіональному та регіональному рівнях синхронності, взаємозв'язків, різних геологічних подій в межах Альпійсько-Гімалайського складчастого поясу значною мірою залежить від коректних, виконаних на детальній стратиграфічній основі реконструкцій майкопського етапу олігоцен-міоценового часу. В кінці еоцену — на початку олігоцену відбувались знакові події в історії фанерозою. Вони призвели до диференціації океану Тетис і утворення на його північній периферії низки внутрішньоконтинентальних басейнів, що отримали назву Паратетіс. Колізії континентальних плит Євразії, значною мірою активізовані майже синхронними імпактними подіями в Північній

© П.Ф. ГОЖИК, Н.В. МАСЛУН, М.М. ІВАНІК, А.С. АНДРЕЄВА-ГРИГОРОВИЧ,
Г.В. КЛЮШИНА, З.Я. ВОЙЦИЦЬКИЙ, Д.В. МАЧАЛЬСЬКИЙ, 2015

Америці й Азії, призвели до посилення розвитку мантийних плумів, активізації осьових зон Світового океану, яке супроводжувалося збільшенням швидкостей спредингу, продукуванням значних мас океанічної літосфери, вулканізмом та гідротермальною діяльністю. Відбулося утворення континентального льодового покриву Антарктиди, зміна систем циркуляції глибинних та поверхневих мас Світового океану, інтенсифікація підводних ерозійних процесів, що проявилось загальним похолоданням на початку олігоцену та глобальним поліциклічним рюпельським регресивно-трансгресивним осадконагромадженням.

Формування басейнів Паратетису, і майкопського зокрема, характеризувалося суттєвою зміною умов осадконагромадження у зв'язку з початком ізоляції басейнів, різким збільшенням глибини окремих його частин, зміною температурного режиму водних мас та інтенсивним знесенням теригенного матеріалу. Все це призвело до температурної та сольової стратифікації вод, погіршення їх газового режиму та сірководневого зараження придонних водних мас у найглибших частинах палеобасейнів. На теренах від крайових прогинів Альп, Румунських, Українських і Польських Карпат, Словаччини, Угорщини, Трансильванії до окраїн Євразійської платформи — Кримсько-Кавказької області і Закаспію — накопичувались ритмічні, переважно теригенно-карбонатно-кременисті осади, суттєво збагачені органічною сапропелевою речовиною, із залишками наземних рослин і піритизацією типу чорносланцевих майкопських порід Чорноморської западини та прилеглих прогинів. В цих, переважно аноксидних, басейнах формувалися гігантські манганорудні, рідкометальні, залізорудні, вуглеводневі родовища. Майкопські відклади є одним з найкрупніших формаційних комплексів, з яким пов'язані вуглеводневі родовища (газові, газоконденсатні, нафтові). Переважна частина вуглеводнів локалізується в нетрадиційних пастках (літостратиграфічні, тектонічно ускладнені, пластовосводові, кліноформні, олістолітові, тріщинно-порові, врізові), які виокремлюються за тектонічними, літологічними, морфологічними, генетичними ознаками. Нетрадиційність відкритих і прогнозних покладів пояснюється специфічними умовами формування геологічної будови майкопської товщі. Тому майкопські відклади (назва від м. Майкоп, Північний Кавказ (М. Губкін, 1912)), починаючи з ХІХ сторіччя є об'єктом як фундаментальних, так і прикладних геологічних, в тому числі детальних стратиграфічних, досліджень.

Матеріали та методика досліджень

В основу покладено результати особистих досліджень авторів та аналіз багатої інформації з геології майкопських відкладів та їх аналогів. Вивчення численних відслонень і розрізів, розкритих свердловинами у Карпатському та Південному (Причорномор'я, Рівнинний Крим, Керченський півострів, Азово-Чорноморська акваторія) регіонах України, їх біолітофаціальна ідентифікація за мікрофосіліями, літологічними, геофізичними даними дозволили обґрунтувати складну циклічну будову майкопського формаційного комплексу. Вагомий фактичний матеріал було отримано в ході рейсів наукових дослідницьких суден у Чорному та Азовському морях під керівництвом академіка НАН України Є.Ф. Шнюкова [66—70, 74, 81—83] та обробки численних свердловин НАК «Нафтогаз України».

З метою кореляції різнорангових стратиграфічних одиниць, на системному підґрунті за комплексом методів проаналізовано сучасний стан стратиграфії флішових майкопських, менілітових відкладів та їх вікових аналогів Карпатського, Північночорноморського, Кримсько-Кавказького, Закавказького, Понто-Каспійського і Закаспійського регіонів. Охарактеризовано вплив на їх стратиграфічну структуру тектонічних, морфоструктурних, седиментаційних, циклостратиграфічних, формаційних, вулканогенних (підводних грязьових) чинників, олістостромних кліноформних відкладів (підводних зсувів різної генези, конусів виносу, турбідито-каньонних, течій), чисельних переривів.

Виконано детальну стратифікацію регіональних, місцевих стратонів (регіоюрисів, світ, товщ, пачок, горизонтів-маркерів). Обґрунтовано їх межі та діахронність. Для детальної стратифікації поліциклічних різнофаціальних формаційних комплексів застосовано літологічний, біостратиграфічний і сейсмостратиграфічний методи. Якщо за біо- та літостратиграфічними методами аналізуються тільки окремі частини розрізу (через незначний відбір керну у свердловинах і фрагментарність окремих частин розрізу у відслоненнях), то сейсмостратиграфічний непрямий метод геологічних досліджень переважно є єдиним інструментом відтворення цілісної будови осадових товщ, зокрема майкопської серії та її аналогів. З метою з'ясування детальної стратиграфічної структури олігоцен-міоценових відкладів, значну увагу приділено аналізу геологічного розвитку, зокрема тих подій, в результаті яких сформувалася сучасна стратиграфічна модель майкопських відкладів. Суттєвими чинниками у відтворенні стратиграфії є з'ясування закономірностей розвитку регіонів, циклічності формаційних комплексів, синхронізації трансресій, регресій, фаз тектогенезу, олістостромних, кліноформних утворень та інших геологічних процесів. За комплексними дослідженнями проаналізовано потужності, повноту розрізу, локальні і регіональні перериви, неузгодженості, перехідні верстви у формаційних комплексах, стратиграфічний діапазон яких має різні обсяги.

Палеогеологічні особливості розвитку регіонів поширення майкопських відкладів спричинили утворення в кожному регіоні низки структурно-фаціальних типів відкладів, що відрізняються особливостями літологічного складу, характером будови та потужністю. Тому в майкопському формаційному комплексі і його аналогах виділяються відповідні типи розрізів. Детальне вивчення літолого-фаціальних особливостей відслонень, їх ув'язка з геолого-геофізичними розрізами свердловин, що розташовані в різних тектоно-фаціальних зонах, дозволили виділити локальні й регіональні геофізичні репери і виконати посвітне розчленування відкладів віддалених регіонів, вичленити специфічні риси будови планорбелового, молочанського, керлеутського, кавказького, батисифонового регіоюрисів південної України.

Особливу увагу приділено аналізу за комплексом методів повноті геологічних розрізів та проблемі переривів. Перериви виокремлено у конкретних розрізах на сейсмопрофілях, але проблемним є їх встановлення в дискретних точках (окремі відслонення, свердловини). У відслоненнях розрізи, як правило, неповні, переважна більшість седиментаційних комплексів має скриті перериви — діастеми. Найсуттєвіші перериви простежуються в зонах геоморфологічно виражених палеопіднять — як локальних, так і регіональних. Простежено перериви в зонах розвитку олістостромів, кліноформ, підводного розмиву під дією

підводних течій та процесів підводнозсувних, гравітаційних, відриву. З'ясовано закономірності розвитку олістостром (підводнозсувних) на різних стратиграфічних рівнях олігоцен-міоценових менілітових і кроснінських відкладів Карпат та майкопського формаційного комплексу Кримсько-Азово-Чорноморського регіону.

Майкопський формаційний комплекс характеризується малочисельністю керівних палеонтологічних решток, що робить проблемним створення детальної стратиграфічної схеми і розчленування їх лише біостратиграфічним методом. Значну мішанину і похибки в розчленуванні і датуванні розрізів викликає наявність олістостромів, кліноформ, а через це — перевідкладеної мікрофауни, що часто призводить до помилкового тлумачення віку відкладів. Тому при детальній стратифікації розрізів як значний регулятивний чинник розчленування, встановлення віку, кореляції розрізів за біостратиграфічними ознаками враховувався чинник первинного і вторинного (перевідкладеного) вмісту органічних решток у літолого-фаціальних одноманітних різновікових відкладах, якими є формаційні комплекси майкопської серії Південних регіонів України та їх вікових аналогів — менілітової і кросненської серій Карпат. Знахідки різновікових решток у цих породних комплексах в різних структурно-фаціальних зонах Карпат, Криму, Керчі, Індоло-Кубанського прогину, Азово-Чорноморської акваторії часто є перепону для однозначного встановлення їх віку. Це стосується, зокрема, регіонів, які часто картувалися за біостратиграфічними ознаками тому, що були відсутні інші критерії розчленування, особливо в зонах розвитку вапнякових фацій. Так, при картуванні олігоцен-міоценової майкопської серії Криму, Керчі, менілітової та кросненської серій Карпат часто тотожні за літологічним складом і положенням товщі датувалися в широкому віковому діапазоні (юра-міоцен). Є численна інформація щодо знахідок у флішових олігоцен-міоценових відкладах дрібних форамініфер і нанопланктону пізньокрейдових, еоценових видів, які є превідкладеними [26, 31]. Особливо це явище поширено в нижньоменілітовій, кросненській світах, у граничних еоцен-олігоценових відкладах Карпат в зонах розвитку олістостромів. Зокрема, в кросненському фліші було визначено крейдові, еоценові, дрібні і крупні (нумуліти) форамініфери, що мали регіональне поширення, що і змусило геологів вводити термін «кросненськоподібний еоцен». А знахідки мікрофосілій з канилівської світи венду Східноєвропейської платформи навіть змусили геологів зробити висновок щодо перешарування у флішових Карпатах смуг венду та олігоцену.

В південній частині Східного Криму (Керченський півострів) на північно-західному та прикерченському шельфах Чорного моря в свердловинах в олігоцен-міоценових відкладах, особливо в розрізах, представлених глинами з прошарками пісковиків, гравелітів у фауністичних комплексах, як правило, присутня суміш різновікових (юра-міоцен) форамініфер, нанопланктону [26, 31]. Невраховання факту перевідкладання фауністичних решток призводить до неправильного трактування віку відкладів, їх седиментологічної, зокрема, батиметричної складової. При картуванні на біостратиграфічній основі виділяються численні місцеві стратони, які практично є фаціями, а часто і біофаціями, і карта в таких випадках має вигляд «розбитої тарілки» з безліччю малоамплітудних розломів незначного простягання. Можливо тому, незважаючи на давність проблеми методики розпізнавання мікроорганізмів у первинному і вторинному заляганні, Міжвідомчому стратиграфічному комітету слід ввести обов'язкове для будь-якої

стратиграфічної і палеонтологічної публікації позначення переліку видів органічних решток, в тому числі і перевідкладених, що містяться в комплексі. Це дозволить уникнути багатьох помилок при трактуванні віку, обсягу стратонів, їх кореляції та геологічних побудовах, що покладаються в основу пошукових, розвідувальних та експлуатаційних робіт на різні види корисних копалин.

При детальній стратифікації аналізувався також важливий стратиграфічний чинник — потужні конуси виносів прарічок, що впливали на формування стратиграфічної структури літостратонів. На північно-західному та прикерченському шельфах, на континентальному схилі Західно- та Східночорноморської западин встановлено різнорангові перериви, неузгодженості в потужних підводних конусах виносу палео-Дунаю, палео-Дністра, палео-Дніпра, а в Індоло-Кубанському прогині, на Керченському півострові — великої річки палео-Дону-Кубані, зони нагромадження уламкового матеріалу з гірського палео-Криму. Аналогічні явища простежено і в менілітово-кроснінських розрізах Складчастих Карпат та Передкарпатського прогину (конуси виносу пра-Стрия тощо). З'ясовано, що локальний характер переривів обумовлений також невеликими водними потоками (контурітами та стратиформними придонними течіями), ерозійними врізами.

Значний вплив на стратиграфічну структуру майкопських відкладів мав аноксидний режим осадконагромадження, який хоч і мав регіональний характер, але пов'язаний з глобальними тектонічними і кліматичними подіями і простежується не тільки в межах Карпатсько-Чорноморського сегменту Тетису, але є характерною рисою загалом басейнів Східного Паратетису. Цей аноксидний епізод притаманний відкладам майкопської серії, де осадонагромадження відбувалось у зоні перетину кисневого мінімуму, що утворився у товщі води під дією апвелінгу в середній частині глибоководного конусу виносу. Крім того, значну роль в утворенні чорносланцевих ритмічних фацій мали підводні течії, контуріти, турбідити. Як правило, осадонагромадження відбувалось як у зоні внутрішнього шельфу, так і у більш глибоководних умовах континентального схилу.

В стратиграфічній структурі впливовим чинником на формування стратонів є прояв інтенсивного грязьового вулканізму, поширений у Східному Паратетисі, зокрема в Керченсько-Таманській зоні, в Чорному морі [76, 77, 79]. Простежено чітку ритміку вулканічних процесів (затухання, інтенсифікація) протягом формування верхньокайнозойських відкладів, починаючи з майкопу і до сучасних включно. Ці грязьовулканічні виверження супроводжувалися утворенням сопочних глин — своєрідних брекчій. У Паннонському басейні (Карпатський регіон) режим був дещо іншим. Тут в олігоцені — міоцені, в пліоцені відбувалися інтенсивні вулканічні виверження, що супроводжувалося накопиченням товщ ефузивів. Аналогічні умови спостерігаються і в інших районах Паратетису, зокрема в Румунії та Каспійській області [19, 26, 55, 60—62, 86].

Майкопський формаційний комплекс

Проблема розробки детальної стратиграфії олігоцен-міоценових відкладів Карпатсько-Чорноморського регіону пов'язана перш за все із з'ясуванням будови гетерогенної майкопської та менілітової серій. Діахронний олігоцен-міоценовий майкопський теригенно-глинистий формаційний комплекс є найбільш потужним віковим діапазоном нафтогазонакопичення в регіоні і має

складну просторово-часову фаціальну структуру. В різних районах Карпатсько-Чорноморському регіону існують свої місцеві, регіональні стратиграфічні схеми, кореляція яких часто суперечлива та дискусійна. Суттєві відмінності седиментаційних умов майкопського басейну вплинули на розвиток наземної і морської біоти. Для фауністичних угруповань характерним є майже повна відсутність вапнякового планктону (нанопланктон, форамініфери), особливо у крайових фаціях аналогів майкопських відкладів Північного Причорномор'я, Криму, Північного Кавказу та інших регіонів. Винятком є розрізи Карпат і Азово-Чорноморського регіону. В Азово-Чорноморському сегменті Тетичного басейну відклади майкопської серії — це потужний (до 3000 м) флішоїдний формаційний комплекс, складений тонкоритмічним перешаруванням глин темно-сірих аргілітоподібних щільних слабослюдистих нерівномірно алевритистих некарбонатних, мергелів, алевролітів сірих, зеленувато-темно-сірих з сидеритом, рибними залишками та пісковиків темно-сірих та світлоколірних. Відклади майкопу, як правило, незгідно залягають зі значними стратиграфічними неузгодженнями на різних рівнях крейда-палеоцен-еоценового розрізу, перекривають нерівномірно еродований чохол форланду Кримсько-Керченських альпід. Для майкопського комплексу характерними є неповні розрізи регіональних стратонів.

Аналоги майкопської серії Східного Паратетису мають строкатий фаціальний склад крайових фацій, де у північній частині Причорномор'я, Криму, Приазов'ї тощо виділяється низка місцевих різнорангових стратонів, датування віку яких та кореляція проблемні. У Карпатському регіоні в аналогах майкопської серії виділяються менілітовий та кросненський типи розрізів зі складною структурно-фаціальною будовою.

Стратиграфічне положення майкопської серії, обґрунтування її віку в межах Східного Паратетису досить детально розглянуто в підсумкових роботах останнього десятиріччя [4, 21, 26, 42, 43, 47, 48, 51—53, 58, 59, 87].

За детально простеженою просторово-часовою послідовністю відкладів, майкопська серія, відповідно до регіоарусної шкали Східного Паратетису, поділяється на п'ять регіоарусів з місцевими стратонами у ранзі світ, підсвіт і верств, які мають відмінні літологічну і палеонтологічну характеристики. В олігоценовій частині розрізу майкопу виділено планорбеловий, молочанський, керлеутський, кавказький (нижньокавказький регіопід'ярус), а в міоценовій — кавказький (верхньокавказький підрегіоарус) та батисифоновий регіоаруси.

Планорбеловий регіоарус (нижній олігоцен, рюпель). Названий (В.Ф. Козирева, 1948 р.) за характерною групою гастропод (птеропод *Planorbella*, нині *Litacina*). Типова світа — планорбелова. Страторегіон — Крим. На північно-західному шельфі Чорного моря та на континентальному схилі Західночорноморської западини виділяється планорбелова світа з двома підсвітами. [41, 66].

Нижньопланорбелова підсвіта представлена глинами сірими, зеленувато-сірими, іноді зі блідим буруватим відтінком щільними слюдистими, з прошарками та присипками світло-сірого алевроліту. Найбільшу потужність ця підсвіта має на піднятті Голіцино — до 450 м. На підняттях Південно-Голіцинському, Шмідта, Архангельському, Кримському, Штормовому, Центральному, Сельського потужність становить 200—300 м, поступово зменшуючись до 100 м у південно-західному напрямку (підняття Десантне, Олімпійське) та північно-східному (підняття Каркінітське).

У західному напрямку (підняття Безіменне) підсвіта виклинюється і на підняттях Гамбурцева та Одеське вона зовсім відсутня.

Верхньопланорбелова підсвіта представлена переважно глинами зеленувато-темно-сірими щільними слабо слюдистими, з плитчастою окремістю і поодинокими присипками алевритового матеріалу. Розкрита свердловинами на підняттях північно-східної частини шельфу, де спостерігаються значні потужності — до 500 м. На підняттях Шмідта, Південно-Голіцинське, Голіцино, Архангельське, Кримське вони становлять 300—100 м, в західному напрямку (підняття Штормове) підсвіта виклинюється, і на підняттях Сельського, Десантне, Безіменне та Олімпійське вона відсутня. За характером розподілу планктонних і бентосних форамініфер та нанопланктону вік пранорбелової світи ранньооліоценовий [26, 34].

Регулятивними факторами розподілу літо-, біофацій є седиментологічні, морфоструктурні, тектонічні, за якими чітко виділяються зони валоподібних структур: 1) Шмідта — Південноголіцинська — Голіцинська; 2) Архангельське — Штормова — Кримська; 3) Одеська-Осетрова; 4) Крайового уступу. Ці зони характеризуються відмінними структурно-фаціальними особливостями оліоценового комплексу та розподілом потужностей окремих його стратонів (рис. 1, див. вклейку)*. Згідно з сейсмостратиграфічними даними його товщини сягають 1000 м.

Седиментаційні умови планорбелового басейну відзначаються циклічним глибоководним осадконагромадженням, що доводиться за біолітостратиграфічними даними і відображується на сейсмічних розрізах. Циклічний глибоководний седиментогенез є характерною відмінною рисою оліоценового розрізу внутрішнього шельфу і континентального схилу Західночорноморської западини, де еоцен-оліоценова межа поступова. В прилеглих північних і північно-східних розрізах Причорноморського прогину і Криму, як правило, відклади мілководніші, теригенні, а підошва оліоцену ерозійна.

Загалом, для низів майкопу (планорбеловий, молочанський регіоярус) характерна найбільша фаціальна мінливість і строкатість розрізів, наявність у теригенно-карбонатних комплексах лінзовидних пісковиків, розвиток врізів міжформаційних незгідностей та переривів, наявність оліостромів, кліноформних утворень та різкий градієнт потужностей від 0 до 1500 м.

Планорбеловий тип розрізу генетично подібний до продуктивних флішоїдних менілітових розрізів Карпат і пшехських відкладів Кавказу (рис. 2, див. вклейку).

На континентальному схилі та у глибоководній улоговині Західночорноморської западини за даними сеймопрофілювання майкопські відклади чітко виокремлюються у всіх структурно-тектонічних зонах. Прямими геологічними методами (палеонтологічним, літологічним) вони були ідентифіковані під час морських експедиційних робіт у Чорному морі [19, 41, 74, 81, 82 та ін.].

В північно-східній частині Чорного моря (прикерченський шельф, континентальний схил Східночорноморської западини) та в Азовському морі, Криму, на Керченському п-ові планорбеловий регіоярус представлений флішоїдною піщано-алеврито-глинистою сірою, темно-сірою товщею. Тут виділяються місцеві стратони в ранзі світ — дюрменська та індольська [21—23, 40, 86].

Дюрменська світа складена шаруватими глинами сірими, бурувато-сірими, алевролітами та пісковиками алевритовими плитчастими турбідитовими. Верхня

* Рис. 1—6 на вклейці подані в авторській редакції

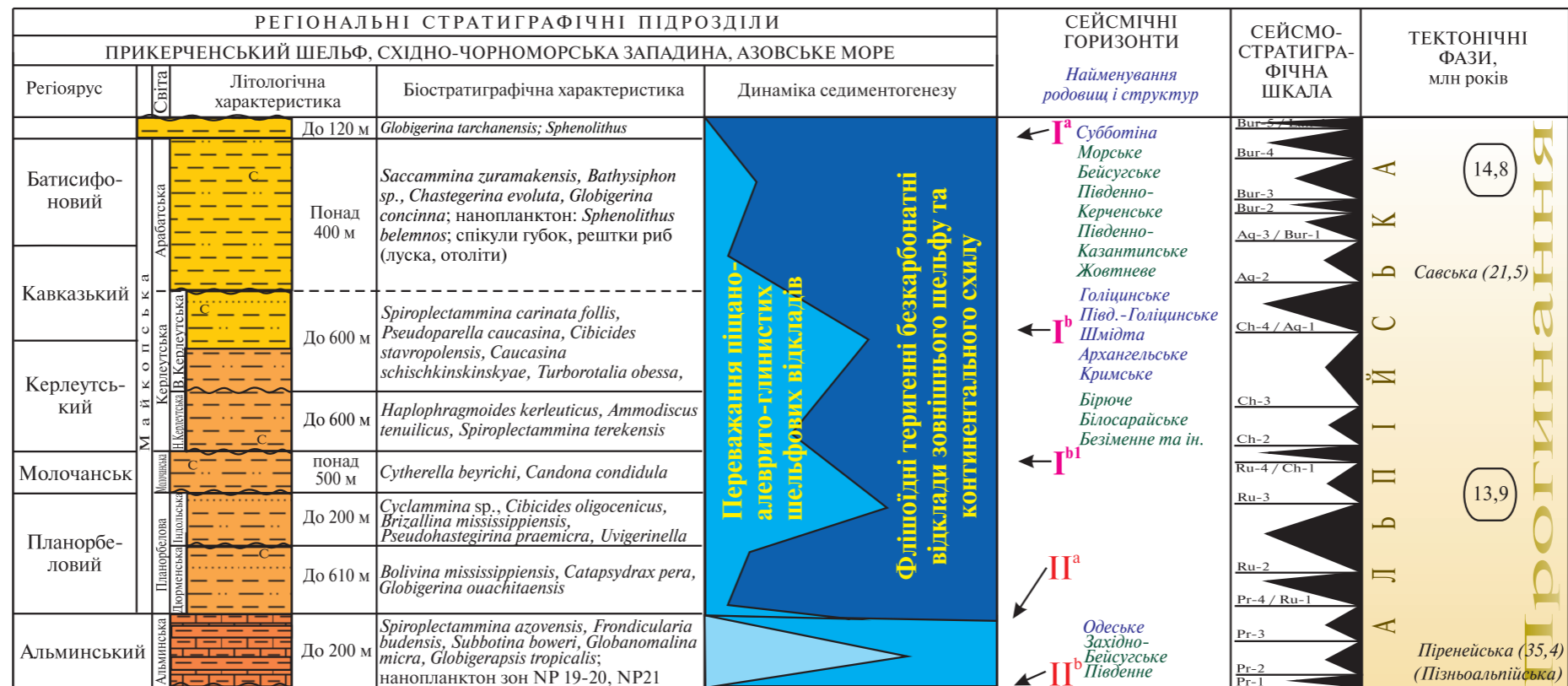
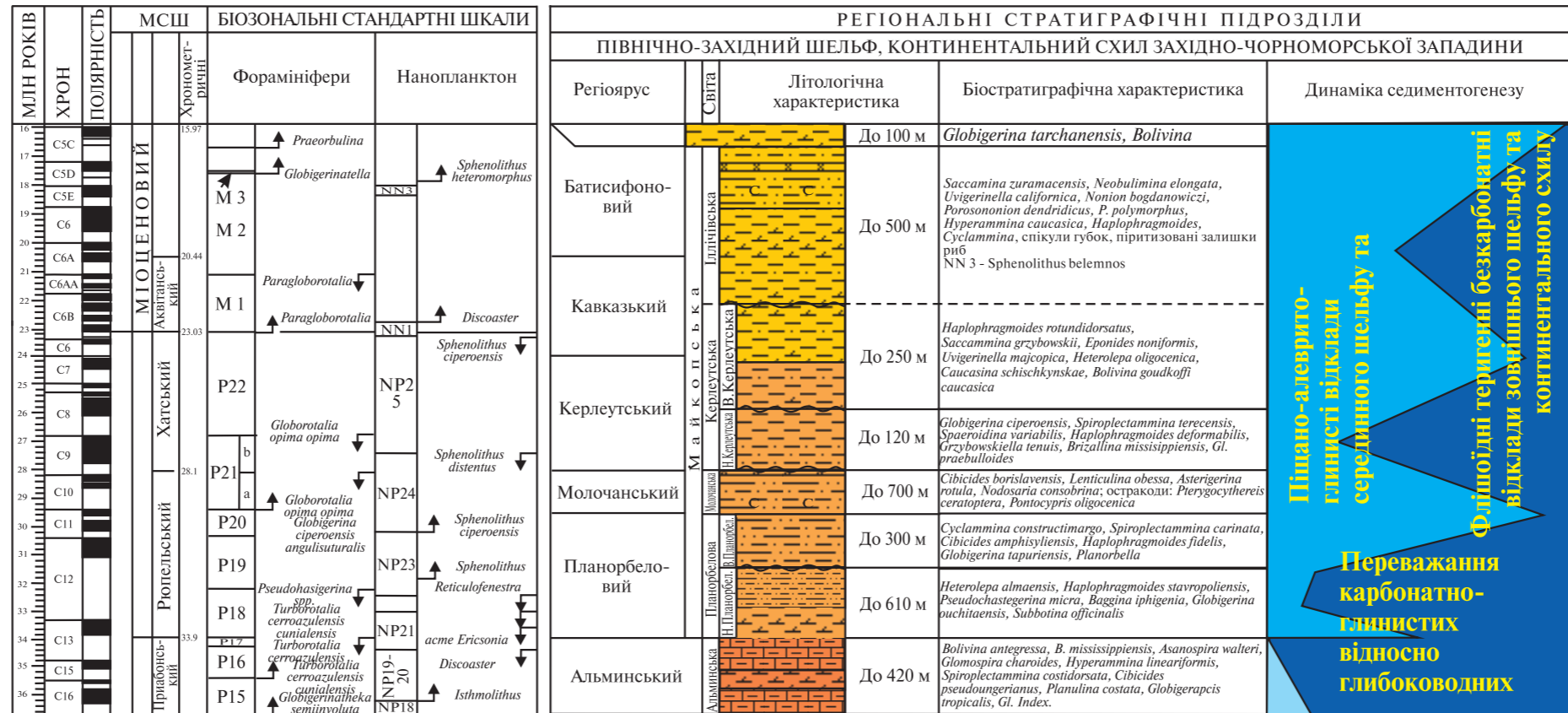


Рис. 1. Стратиграфічна схема майкопських відкладів Азово-Чорноморського регіону (склали: П.Ф. Гожик, М.М. Іванік Н.В. Маслун, Г.В. Ключина, З.Я. Войцицький)

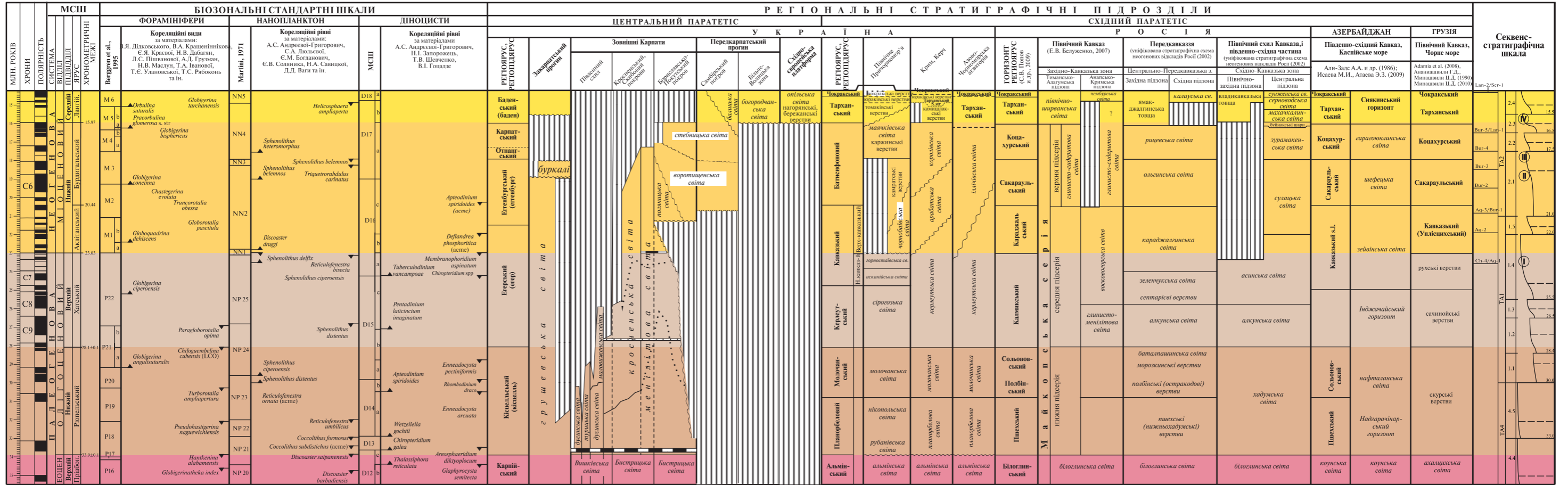


Рис. 2. Кореляція майкопських відкладів та їх аналогів Центрального і Східного Паратетису (склали: П.Ф. Гожик, М.М. Іванік А.С. Андреева-Григорович, Н.В. Маслун, Г.В. Клошина, З.Я. Войцицький, Д.В. Мачальський)

частина характеризується переважанням у складі порід алевролітів і пісковиків. Відклади фаціально мінливі. В північній частині Криму по лінії Стрілкове — Чонгарський п-ів — Чаплинка — Скадовськ алевроліто-піщані дюрменські відклади виклинюються. В районі Джанкою верхня частина світи, що складена глинами алевритовими та алевролітами глинистими потужністю до 70 м, є газотною. У західному напрямку у відкладах світи підвищується вміст глинистої складової, а у східних районах Криму спостерігається збільшення алевритового матеріалу. В стратотиповій Індольській свердловині розріз світи складений алевролітами з прошарками глин потужністю до 170 м. На Фонтанівському газовому родовищі потужність піщано-алевролітової товщі становить близько 250 м. У південному напрямку розріз світи стає більш тонкоритмічним, тонкорозшарованим, з косошаруватими текстурами. На прикерченському шельфі структура Субботіна (розріз) представлена аргілітами темно-сірими до чорних щільними міцними слюдистими некарбонатними, з прошарками алевролітів сірих, світло-сірих щільних некарбонатних, пісковиків зеленувато-сірих кварц-глауконітових тонко-середньозернистих. Причому у верхній частині розрізу дюрменської світи збільшується частка піщано-алевролитових прошарків. Потужність світи понад 550 м.

Розріз *індольської світи*, на відміну від дюрменської, характеризується переважанням глинистих різновидів. Це аргіліти бурувато-темно-сірі і сірі некарбонатні слюдисті алеврито-піщані субгоризонтально шаруваті, з тонкими прошарками глинистих сидеритів, алевролітів, пісковиків. Залягають згідно на відкладах дюрменської світи, пов'язані поступовим переходом з відкладами молчанського регіоярусу. Потужність світи збільшується у південному напрямку. У східних районах Криму товща алевролітів глинистих і глин алевритистих має потужність від 20—30 до 200 м.

На Керченському п-ові потужності світи сягають понад 500 м. На прикерченському шельфі індольська світа — це глини темно-сірі до чорних, щільні слюдисті тонкошаруваті. Відсоток піщано-алевролитистого матеріалу в них незначний. Органічна речовина в глинах зазвичай сапропелевого типу. Характерні в розрізі ритміти. Але для нижньої частини розрізу притаманне переважання в розрізі пісковиків і алевролітів. Це майже 150-метрова шарувата товща глин, алевролітів і пісковиків з косохвилястошаруватими текстурами, що характерні для схилових підводнозсувних фацій. Характерним для глинистих різновидів є наявність гнізд, лінз та присипок на поверхні напластування дрібнозернистого піщаного матеріалу. На Джанкойському газовому родовищі з відкладами індольської світи пов'язаний один з продуктивних горизонтів.

У відкладах планорбелової, дюрменської, ідольської світ визначено комплекс планктонних форамініфер *Globorotalia pseudoscutula* Gleassner, *Paragloborotalia opima opima* (Bolli), *P. opima nana* (Bolli), бентосних секретійних *Cibicides amphisylenis* (Andrea), *Uvigerina maikopica* Краева. та аглютинуючих *Hyperammina*, *Cyclammina*, *Bathysiphon ma in.*, що є характерними для верств зони *Spiroplectammina carinata oligocenica* планорбелового регіоярусу ранньоолігоценового (рюпель) часу. Біолітофаціальні особливості планорбелового регіоярусу півдня України демонструють різнорангову циклічну будову відкладів. Найнижча частина розрізу — це базальна пачка трансгресивного циклу, що утворена після перериву в осадконагромадженні на межі еоцену — олігоцену. Регресивні цикли характеризуються збільшенням у прошарках теригенної піщано-алевролітової складової.

На прикерченському шельфі переважають породи, що свідчать про формування в планорбеловому седиментаційному басейні акумулятивних утворень, конусів виносу в зоні внутрішнього шельфу та континентального схилу. Отже, планорбелові відклади прикерченського шельфу представлені достатньо повними розрізами дюрменської та індольської світ, мають біолітогеодинамічні ознаки нафтогазоносності нижньомайкопських відкладів Керченського п-ова, північно-західного шельфу Чорного моря, нижньоменілітової світи Передкарпатського прогину.

Молочанський регіярус (нижній олігоцен, рюпель). Виділений М.Ф. Носовським у 1969 р. [48, 52]. Назва походить від р. Молочна. Типова світа — молочанська. Стратотип — відслонення в басейні р. Молочна, Північне Причорномор'я.

Поширений у всіх структурно-тектонічних та літолого-фаціальних зонах півдня України. В найповніших розрізах пн.-зх. шельфу Чорного моря (підняття Голіцино, Південноголіцинське, Шмідта, Архангельське, Кримське) за літологічним складом молочанські відклади двокомпонентні. Нижня товща представлена тонкошаруватими глинами алевритистими та алевритовими темно-сірими із зеленкуватим відтінком, нерівномірно ущільненими, плитчастими. Інколи вони мають слабо виражену горизонтальну шаруватість за рахунок прошарків та лінз алевролітів світло-сірих, зеленувато-сірих глинистих слюдистих слабо цементованих.

Верхня товща за літологічним складом подібна до нижньої, але відрізняється значною кількістю (до 40 %) сидериту [36, 37, 64]. Простежена на підняттях Голіцино, Південноголіцинське, Шмідта, Архангельське, Кримське. В західному напрямку — підняття Одеське, особливо Олімпійське, де вона складає практично увесь розріз, — літологічний склад порід значно відрізняється. Це глини алевритисті сидеритові з прошарками глинисто-вапнякових алевролітів, що заміщуються вапняками, вапняковистими глауконітовими пісковиками, збагаченими на пірит. А на підняттях Гамбурцева, Штормове, Безіменне, Каркінітське, Центральне, Сельського, Десантне уламкова формація (пісковики, алевроліти, глини) цієї товщі складає увесь розріз.

На континентальному схилі та у глибоководній улоговині Західночорноморської западини відклади молочанського та керлеутського регіярусів простежено на Ялтинсько-Гурзуфському траверсі. Вони представлені перешаруванням глин темно-, зеленувато- та буровато-сірих слюдистих слабоалевритистих алевролітів та пісковиків темно-сірих тонкозернистих слабослюдистих з тонкошаруватою текстурою.

В північно-східній частині Чорного моря (прикерченський шельф (структура Субботіна), континентальний схил Східночорноморської западини) та в Азовському морі відклади молочанської світи пов'язані поступовим переходом з відкладами індольської і перекриваються нижньокерлеутською підсвітою. Границя проводиться за зміною глин карбонатних розущільнених глинами некарбонатними тонкоплитчастими з поодинокими скелетами риб.

В Керченсько-Таманському регіоні молочанська світа представлена глинами зеленувато-темно-сірими алевритистими карбонатними піщанистими щільними. Поширена повсюдно. Потужність відкладів молочанського регіярусу в Індольському, Керченському районах становить понад 500 м. У південно-східній частині Керченського п-ова виділяється товща глин бурих, жовто-бурих

аргілітоподібних, з прошарками алевролітів і сидеритів тонкошаруватих тонкоплитчастих. Їх потужність до 260 м.

Молочанський цикл розвитку олігоценового басейну відзначається різко відмінними умовами, коли теригенне безкарбонатне осадконагромадження планорбелового часу змінилось теригенно-карбонатним.

Зважаючи на теригенну складову, утворення і розподіл відповідних типів теригенних осадів свідчить, що уламковий матеріал порід відрізняється від відкладів прилеглого суходолу, і вірогідно постачальником теригенного матеріалу могли бути підводні позитивні морфоструктури. Наявні вапняки — це результат біогеннокарбонатного осадконагромадження у шельфових умовах. Характерною ознакою молочанських відкладів є пірит, сидерит і глауконіт у різних відсоткових значеннях, що свідчить про формування їх у різних геохімічних умовах і про наявність в басейні осадконагромадження флюїдів та пластичних породних біохомогенних мас перевідкладених діапїрів [71] (рис. 3, див. вклейку).

Вік молочанського регіоярусу визначається за остракодами — *Pontocypris oligocenica* Zal., *Pterygocythereis ceratoptera* (Bosq.), *P. fimbriata fimbriata* (Munst.), *Eocytheropteron steimanni* Kuip; та форамініферами — *Asterigerina rotula* (Kauf.), *Lenticulina obessa* (Nak.), *Cibicides borislavensis* Mjatl., *Globigerina pseudoedita* Subb., *Gl. praebulloides* Subb., *Subbotina officinalis* (Subb.), *Brizallina mississippiensis* Cushm. Крім того, у комплексі присутні уламки скелету риб, спікули губок, діатомеї та радіолярії. Наявність у комплексі деяких видів, які властиві планорбеловим відкладам, дає підстави глинисто-сидеритовий комплекс молочанського регіоярусу північно-західного шельфу Чорного моря датувати раннім олігоценом (рюпель) [42].

Зазначимо, що питання про вік молочанського регіоярусу є дискусійним. У стратиграфічній схемі (1993 р.) межа між нижнім (рюпель) та верхнім (хат) олігоценом проводиться по покрівлі молочанської світи [63]. М.Ф. Носовський на розрізах Причорноморської западини обґрунтовує пізньоолігоценовий (хат-ський) вік молочанського горизонту і вважає молочансько-сірогозький етап олігоценового морського басейну початком пізньоолігоценової фази його розвитку [48—50]. Але при аналізі вертикального розподілу фауністичних угруповань планорбелового і молочанського регіоярусів, які на пн.-зх. шельфі представлені алевроліто-глинистою та сидеритовою товщами, встановлено, що фауна форамініфер і остракод належить до рюпельського типу і характеризує морський нормально солоний басейн.

У породах остракодового пласта переважно в крайових фаціях Альпійсько-Карпатської, Кримсько-Кавказької областей в межах, практично, всього Паратетису [1, 56, 85, 88] форамініфери відсутні. Крім остракод присутній чисельний ендемічний нанопланктон *Reticulofenestra ornata*, *R. lockeri* (породоутворюючий рід), *Transversopontis fibula* та інші види толерантні до сольового режиму, а нормально морські види майже повністю відсутні. Цей рівень з ендемічним нанопланктоном простежується по всій території Паратетиса від передгір'я Альп до Аральського моря. Склад комплексу диноцист (дані Н.І. Запорожець в [56]) в обсязі зони *Wetzeliella gochitii* на рівні зони NP 23 відрізняється: в нижній частині переважають полігалінні форми, а верхній — оліготаксонний: 2—3 види сягає 95 %. Загалом склад диноцист молочанського регіоярусу (s.l.) підтверджує зміни солоності поверхневих вод та зв'язок з відкритим океаном [56].

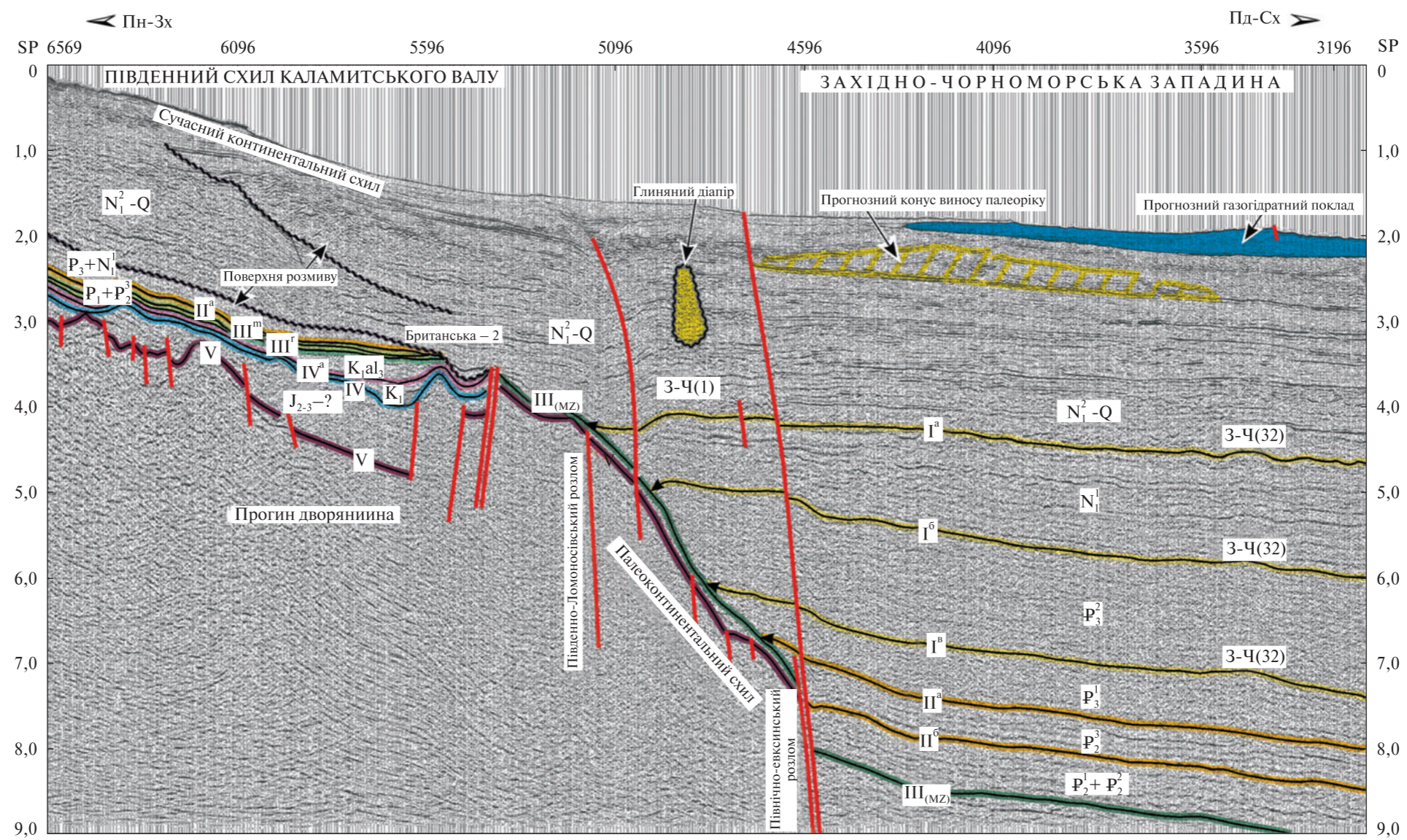


Рис. 3. Геологічна будова континентального схилу та північного борту Західно-Чорноморської западини на фрагменті регіонального профілю МЗГТ (інтерпритація ТЦ ДГП «Укргеофізика» та ІГН НАН України [21]).

На шельфі в теригенних породах молочанської світи виявлено як бентосні, так і планктонні (нечислені глобігериніди) форамініфери, характерні для відкладів планорбелової світи.

Окрім того, заслуговує на увагу знахідка С.А. Люльєвої *Sphenolithus predistentus*, що відповідає нанопланктонній зоні NP 23 і датується раннім олігоценом [38]. Тобто, молочанський час є завершальним етапом ранньоолігоценого розвитку морського басейну, і якщо на північно-західному шельфі Чорного моря відклади молочанського регіоярису мають рюпельський вік (ранній олігоцен), то на північ вони поступово змінюються молочансько-сірогозькою товщею, яка є діахронною кінець рюпелю — початок хатського часу.

Керлеутський регіоярус (верхній олігоцен, хат). Вперше в ранзі горизонту виділений В.В. Меннером в 1934 р. Назва походить від с. Керлеут (зараз — с. Мошкарьовка) Криму. В ранзі регіоярису був запропонований для регіональної стратиграфічної шкали шельфу Чорного моря [26, 43]. Типова світа — керлеутська. Стратотиповий регіон — пн.-зх. та прикерченський шельфи, глибоководна западина Чорного моря, Азовське море, Керченський п-ів, Індоло-Кубанський прогин.

Введення в регіональну стратиграфічну шкалу Азово-Чорноморського регіону керлеутського регіоярису зумовлено такими чинниками. Верхня частина (керлеутська) майкопської серії у цьому районі за літофаціальними ознаками відрізняється від суміжних регіонів. Це потужна трикомпонентна глинисто-алеврито-піщана товща, яка чітко відрізняється від нижчезалягаючих відкладів як за літологічними, так і біостратиграфічними ознаками. Виділяються три пачки — алевроліто-глиниста, глинисто-алевролітова та глиниста з незначною домішкою алевритового матеріалу. За аналізом сейсмофаций, за петрографічними і мікрофауністичними даними визначено, що характерною ознакою розрізу є тонка шаруватість відкладів. Якщо у нижній частині розрізу переважає більш піщаниста безкарбонатна складова, то для верхньої частини характерною є глинисто-карбонатна компонента [18, 36, 37, 64]. Це новий седиментаційний цикл олігоцену, який в Азово-Чорноморському регіоні, на відміну від мілководних крайових фаций Причорноморського прогину та Рівнинного Криму, має всі ознаки морського шельфового, а ділянками і глибоководного (континентального схилу) осадконагромадження.

Відклади керлеутського регіоярису згідно або з переривом залягають на породах молочанського регіоярису і перекриваються відкладами кавказького регіоярису (верхньокавказький регіопід'ярус).

До складу керлеутського регіоярису включається керлеутська світа, нижньокерлеутська підсвіта і нижня частина верхньокерлеутської підсвіти. На пн.-зх. шельфі Чорного моря *нижньокерлеутська підсвіта* представлена переважно глинами темно-сірими, майже чорними, інколи зеленкувато-сірими алевритистими, слюдистими, ущільненими, шаруватими, часом в'язкими, з дзеркалами сковзання. Про-стежена у розрізах на підняттях Шмідта, Голіцино, Південноголіцинське, Архангельське, Кримське, Сельського. Максимальна потужність — до 120 м — на піднятті Каркінітське.

В північно-східній частині Чорного моря (прикерченський шельф, континентальний схил Східночорноморської западини) та в Азовському морі нижньокерлеутська підсвіта — це перешарування глин темно-сірих, зеленувато-буруватотемно-сірих з глинами алевритистими, алевролітами кременистими з сиде-

ритами, збагаченими піритом [22]. При аналізі розподілу і вмісту алеврито-піщаної складової в розрізі нижньокерлеутської підсвіти спостерігається нижченаведена фаціальна зональність. В Причорномор'ї аналоги нижньокерлеутської підсвіти — сірогозькі шари — представлені дрібно- та середньозернистими пісками і алевритами потужністю від 20—30 до 40—60 м. На південь в розрізі, особливо в нижній його частині, з'являються глини. В Криму, зокрема на Джанкойському газовому родовищі, де відклади є основним газоносним об'єктом, пачки слабоущільнених алевролітів перешаровуються з малопотужними пачками глин. На південь піщано-алевролітові породи стають поступово більш глинистими, причому вміст глин підвищується в нижній частині розрізу. Збільшується і потужність до 130 м. У пд.-сх. частині Рівнинного Криму, на Керченському п-ові нижньокерлеутська підсвіта майже повністю представлена шаруватими глинами з тонкими прошарками алевролітів. Потужність — до 630 м.

Нижня частина *верхньокерлеутської підсвіти* на пн.-зх. шельфі та континентальному схилі Західночорноморської западини представлена перешаруванням глин, алевролітів та пісковиків брунатно- і темно-сірих.

В північно-східній частині Чорного моря (прикерченський шельф, континентальний схил Східночорноморської западини) та в Азовському морі нижня частина верхньокерлеутської підсвіти — це перешарування глин сірих, брунатно-темно-сірих з прошарками та лінзами пісковиків, алевролітів та сидеритів. За даними буріння на структурі Субботіна також відмічається збагачення піщаним матеріалом флішоїдного тонкоритмічного глинистого розрізу керлеутської світи. Такий тип утворення характеризує морські глибоководні умови седиментації. Від нижньокерлеутської підсвіти розріз верхньої відрізняється більшою кількістю прошарків пісковиків; вміст пісковиків у розрізі зменшується у пн.-сх. напрямку. У цьому ж напрямку збільшується потужність відкладів, сягаючи 600 м.

З відкладами керлеутського регіоярусу пов'язані численні родовища вуглеводнів; виявлена різнофаціальна зональність відображує морфогенетичні відмінності пасток ВВ, що контролюються седиментологічними і морфоструктурними факторами, а умови утворення осадів у батиметрично різних зонах (прибережній, авандельтовій, шельфовій, континентального схилу) мають значний вплив на розподіл нафтогазогенеруючих фацій.

Кавказький регіоярус (олігоцен, хат — міоцен, аквітан) виділений М.Ф. Носовським і А.К. богдановичем. Як регіональний аналог аквітану затверджений на VI Конгресі РКССН (м. Братіслава, 1975 р.). Стратотип — розріз на р. Кубані в районі м. Черкеська (Центральнопередкавказька зона) [49]. Парастратотип — розріз, розкритий свердловиною Дербетовская-37 (північно-східний схил Ставропольського підняття). Поділяється на два регіопід'яруси — нижньокавказький (хат) і верхньокавказький (аквітан).

В межах південної України відклади кавказького регіоярусу поширені у Причорноморській западині (глинисто-алевроито-піщанисті відклади асканійської, горностаївської та чорнобаївської світ); на Кримському та Керченському п-вах, в Азово-Чорноморській акваторії — це верхня частина верхньокерлеутської підсвіти, низи іллічівської та арабатської світ.

Двокомпонентність і діахронність кавказького регіоярусу чітко простежується в ритмічній флішоїдній верхньокерлеутській підсвіті і доведена за аналізом

біолітостратиграфічних даних (за розподілом форамініфер, нанопланктону, діноцист, спікул губок) в Індоло-Кубанському прогині та Азово-Чорноморській акваторії. В цих регіонах розкрито найповніші розрізи, що демонструють складний циклічно-седиментаційний характер майкопського формаційного комплексу, в якому відображено трансгресивно-регресивні і кліматичні режими.

Верхня частина *верхньокерлеутської підсвіти*, що включається до складу кавказького регіоярусу, на пн.-зх. шельфі та континентальному схилі Західночорноморської западини представлена зеленкувато-сірими глинами з невеликим вмістом алевритових зерен та тонкими поодинокими лінзовидними прошарками алевролітів. У порівнянні з нижньою частиною підсвіти, кількість і вміст аутигенних мінералів збільшується. Встановлено прошарки з вмістом сидериту, цеоліту, кальциту. Акцесорні мінерали важкої фракції представлені переважно звичайною роговою обманкою, гранатом, цирконом, дистеном, сфеном, монацитом, ставролітом, рутилом, а також епідотом, цоїзитом, колофаном, шпінеллю, корундом. Виділена у розрізах на всіх досліджуваних підняттях, окрім Олімпійського. Потужність підсвіти — до 200 м.

В пн.-сх. частині Чорного моря (прикерченський шельф, континентальний схил Східночорноморської западини) та в Азовському морі верхня частина верхньокерлеутської підсвіти — це переважно глини невапнисті ущільнені гідролудисті. В самих верхах верхньокерлеутської підсвіти спостерігається пачка порід потужністю 150—900 м, складена в нижній частині алевролітами слабозцементованими, з прошарками глин, вище — це перешарування пачок слабозцементованих пісковиків, алевритів потужністю 2—10 м. Ця літолого-фаціальна особливість верхньокерлеутського розрізу властива Кримському району. Зокрема, на Джанкойському газовому родовищі спостерігається 15—17 алеврито-піщанистих прошарків зі змінною потужністю від 2 до 13 м. Аналогічний характер розрізу на Мошкарівській, Владиславівській, Південносиваській структурах. У деяких свердловинах (Західнофонтанівська-1, Південносиваська-1, -3, -6) у покрівлі верхньокерлеутської підсвіти спостерігається анкерит-сидеритовий прошарок. На Керченському п-ові відклади верхньокерлеутської підсвіти частково або повністю розмиті, а на деяких локальних структурах (Мошкарівська, Куйбишевська та ін.) відсутня ще і нижня частина батисифонового регіоярусу (арабатська світа) [3].

Питання двокомпонентного вікового обсягу кавказького регіоярусу в Східному Паратетисі (нижньокавказький, олігоцен та верхньокавказький, нижній міоцен) є проблемою, яка значною мірою пов'язана зі зміною поглядів на вік стратонів, що його складають. Так, уже на стадії виділення кавказького регіоярусу як аналогу аквітану в Паратетисі М.Ф. Носовський і А.К. Богданович [49] в якості стратотипу (р. Кубань) і парастратотипу (розріз свердловини Дербетовська-37) запропонували різновікові розрізи. За детальними дослідженнями розподілу форамініфер, діноцист і нанопланктону було доведено, що стратотип має аквітанський вік, а розріз парастратотипу — хатський [2, 9]. О.С. Вялов взагалі вважав дискусійним введення в регіональну шкалу неогену Паратетису кавказького регіоярусу як можливого аналогу тільки аквітану, як на той час вважало більшість дослідників. За аналізом розподілу форамініфер О.К. Богданович, О.С. Вялов довели, що в розрізі кавказького регіоярусу в Передкавказзі виділяються дві зони — *Bolivina goudkovii* — олігоценова та *Uvigirinema californica* —

міоценова, тобто обсяг кавказію — це верхи верхньої частини олігоцену — низи міоцену. Тому О.С. Вялов навіть запропонував для нижньої, олігоценової частини назву «даргинський регіоарус», а для міоценової — «дігорський» [13]. І відповідно границя палеогенової і неогенової систем проходить між цими регіоарусами, тобто в середині кавказію.

Дискусійність питання віку кавказького регіоарусу особливо чітко відображено при аналізі стратонів краєвих фацій аналогів майкопу Північного Причорномор'я та Криму, детальна стратифікація, обґрунтування границь і віку яких проводяться переважно за бентосними групами [46, 47, 49, 52]. М.Ф. Носовський, який в обсяг кавказію включав сірогозьку, асканійську та горностаївську світи, вважав, що міоценовий етап розвитку починається з асканію [51]. Підкреслюючи, що пізній олігоцен у хроностратиграфічній шкалі палеогену характеризується як час утворення Східного Паратетису і формування солонуватоводної товщі, він запропонував виділити верхньоолігоценний (хатський) білозерський регіоарус з молочанською та сірогозькою світами. На розрізах Північного Причорномор'я та їх аналогів у Східному Паратетисі він доводив унікальність молочансько-сірогозького етапу розвитку олігоценного мілководного басейну з ендемічною малакофауною. Міоценовий етап — кавказький регіоарус — згідно уявлень М.Ф. Носовського починається новим трансгресивним циклом (асканій, горностаївська) аквітанського часу. Ця частина зіставляється з керлеутськими відкладами. Але за результатами кореляції за планктонними мікроорганізмами нами доведено, що молочанський регіоарус — це завершальний етап рюпельського часу, а керлеутський — початок хатського [26].

У деяких пограничних палеоген-неогенових розрізах численних свердловин Північного Причорномор'я, Криму, в страто- і паратипових розрізах Північного Кавказу планктонну групу представлено форамініферами *Globigerina ciperoensis* і динофітовими водоростями. Вік нижньокавказького регіопід'ярус у краєвих фаціях Причорномор'я (асканійська і горностаївська світи) окрім форамініфер А.С. Андреевою-Григорович обґрунтовано за диноцистами — *Deflandrea phosphoritica*, *D. phosphoritica phosphoritica*, *D. elegantica*, *Membranophoridium aspinatum*, *Chiropteridium galea*, *Rhombodinium draco* *Wetzeliella symmetrica*, *W. articulata* — зона *Chiropteridium galea* (хат.) [2]. Л.О. Портнягіною визначено комплекс олігоценових диноцист з керну свердловин (Південносиваська —1, -4): *Deflandrea phosphoritica*, *D. phosphoritica phosphoritica*, *Rhombodinium glabra*, *Rh. draco*, *Wetzeliella gochtii*, *W. symmetrica*, *W. articulata* (зона *Chiropteridium galea*). За диноцистами, обсяг кавказького регіоарусу — верхня частина олігоцену-нижній міоцен (верхи хату-аквітан). Асканійська і горностаївська світи є пізньоолігоценовими [19, 34, 38, 63], а чорнобаївська світа та її вікові аналоги — це міоцен [2]. За диноцистами і форамініферами з нижньої частини верхньокерлеутської, асканійської і горностаївської світ Рівнинного Криму, Керченського півострова та Причорномор'я нижньокавказький регіопід'ярус датовано хатським віком, на відміну від попередніх побудов, за якими горностаївська, асканійська і верхньокерлеутська світи включалися в міоцен [3, 50, 49]. За біостратиграфічними побудовами з урахуванням геологічної позиції границя між палеогеном і неогеном у цих розрізах проводиться в покрівлі горностаївської світи. Вік чорнобаївської світи, що залягає вище, визначається переважно як бурдигал (батисифоновий регіоарус). Але в повніших розрізах присутні відклади цієї світи, що датуються аквітаном. Тоб-

то, межа палеогену і неогену у Причорномор'ї є ерозійною, спостерігаються перериви, і в деяких розрізах відклади верхньокавказького регіо-підярусу відсутні.

За аналізом форамініфер, вік верхньокерлеутської підсвіти є діахронним — хат-аквітан. Нижня частина верхньокерлеутської підсвіти за нанопланктоном, форамініферами і диноцистами відповідає нижній частині верхнього олігоцену (хату). А верхня частина верхньокерлеутської підсвіти — глинисто-алевролітова тонкошарувата товща, що містить комплекс нечисленних форамініфер *Haplophragmoides rotundidorsatus* (Hantk.), *Spiroplectamina caucasica* Dajn, *S. terecensis* Ter-Grig., *Subbotina brevispira* (Subb.), *Globigerina ciperoensis* Bolli, *Chilguembelina gracillima* (Andr.) [26, 42, 62] датується аквітаном.

В Азово-Чорноморській акваторії у нижній частині розрізу верхньокерлеутської світи діагностовано планктонні форамініфери олігоцену — *Globigerina ciperoensis*, *Gl. praebuloides*, *Brizalina mississippiensis*, *Sphaeroidina variabilis* [21, 26, 42]. В середній частині розрізу верхньокерлеутської підсвіти встановлено нанопланктон зони NN1 і форамініфери аквітану — *Bolivina goudkovii* та поодинокі *Turborotalia obessa*, *Globigerinoides primordius*, а в крайових фаціях Причорномор'я в підосві чорнобаївської світи встановлено збіднену асоціацію диноцист і зелених водоростей з домінантою виду *Deflandrea phosphoritica* (шари з *Deflandrea phosphoritica* — аквітан, міоцен). В нижній частині ілічівської світи встановлено асоціацію диноцист нижнього міоцену, бурдігалу з *Apteodinium emslandense*. У верхньокерлеутській підсвіті М.М. Іваніком [34] виявлено комплекс спікул переважно кременеворогових губок, аналогічний комплексу з верхньоменілітової підсвіти Передкарпатського прогину. Вік останньої за фауною форамініфер і нанопланктоном однозначно трактується як аквітанський. Аналогічна закономірність розподілу, форамініферових, нанопланктонних і диноцистових асоціацій характерна для всієї Кримсько-Кавказької області [25].

Тобто, за аналізом результатів попередніх досліджень і нових даних доведено, що вік нижньої частини кавказького регіоярусу — олігоценовий (хат), верхньої — міоценовий (аквітан), на підставі чого нами розширено віковий діапазон кавказького регіоярусу і виділено два регіопід'яруси: нижньокавказький (олігоцен) від 25.3 до 23.03 МА та верхньокавказький — (нижній міоцен), що відповідає інтервалу від 23,03 МА (нижня межа аквітану) до 20,5 МА (нижня межа батисифонового, егенбурзького регіоярусів та бурдигальського ярусу МСШ) [25]. За магніостратиграфічною шкалою неогену півдня європейської частини Росії та Закавказзя нижній міоцен починається крупною ортозоною оберненої полярності, яка включає верхньокавказький підрегіоярус і нижню частину сакараульського регіоярусу і співставляється з аквітанським регіоярусом.

Кавказький регіоярус (нижньокавказький і верхньокавказький підрегіояруси) відповідає егерському (хат-аквітан) регіоярусу Центрального Паратетису, калмицькому та караджалгинському регіоярусам півдня Росії. Аналогами кавказького регіоярусу Східного Паратетису (України, Росії) за біо- і літострати-графічними особливостями є нижньоміоценові відклади Азербайджану (передгір'я Малого Кавказу, Апшеронського півострова, Гобустану, Каспійського моря), Туркменії, що складають верхню частину майкопської серії. Верхньокавказький підрегіоярус (аквітанський ярус) корелюється з уплісцихським регіо-ярусом Грузії [1, 88].

Батисифоновий регіоярус (міоцен, бурдигал). Уперше виділено В.Ф. Козиревою в ранзі світи у верхній частині майкопської серії. Є.Я. Краєвою підви-

щено ранг світи до регіоярусу [19]. У склад регіоярусу включаються арабатська та іллічівська світи, представлені в Криму, Азово-Чорноморській акваторії, на Керченському п-ві та шаруватою товщею глин темно-сірих некарбонатних із прошарками глин алевритистих, алевролітів, сидеритів. В Керченському регіоні у складі батисифонового регіоярусу у верхній частині виділяється королівська світа потужністю від 300 до 700 м (с. Марфівка), представлена одноманітною товщею бузково-сірих сланцеподібних глин із сидеритами з *Saccamina zuram-tacensis* [3].

У східній частині Криму розріз складений пісками та пісковиками, в нижній — алевритами з прошарками глин (із ними пов'язане Стрілкове газове родовище). Далі на південь в південно-східних районах Криму, західній частині Керченського півострова піщано-алевритові прошарки стають більш глинистими та утворюють пачки тонкого перешарування з глинами і в східній частині — відбувається майже повне фаціальне заміщення піщано-алевритового розрізу глинистим. В Індоло-Кубанському прогині батисифоновий регіоярус практично всюди залягає на відкладах верхньокерлеутської підсвіти. Розріз представлений глинами від темно-сірих до чорних безкарбонатними, з прошарками алевролітів. Потужності збільшуються до 500 м.

Загалом, потужність регіоярусу мінлива, найбільша в центральній частині Керченського п-ова (понад 2000 м). У товщі арабатської світи В.Ф. Козиревою услід за Л.М. Голубнічою виділено форамініферові лони (*Haplophragmoides periferocavatus*, *Cyclammina* і вапнякові форамініфери з *Neobulimina elongata*), розділені шарами без мікрофауни. У відкладах батисифонового регіоярусу в іллічівській світі встановлено нанопланктонову зону NN3 і асоціацію форамініфер із *Globigerinoides primordius*, *Thurborotalia obessa* [26].

Межа кавказького та батисифонового регіоярусів є повсюдно ерозійною. Батисифоновий регіоярус співстваряється з сакараульським та егенбурським регіоярусами Центрального Паратетису та бурдигальським ярусом МСШ [25].

Щодо кореляцій кавказького і батисифонового регіоярусів в Кримсько-Кавказькому і, зокрема, в Азово-Чорноморському регіоні, то, як свідчать результати інтерпретації особистих та літературних джерел, майкопські відклади в основному представлені теригенно-карбонатною циклічною формацією. Верхня частина майкопу (кавказький, батисифоновий регіояруси) знаменує перехідний етап від трансресивної стадії до регресивного етапу зі стабільним геотектонічним режимом. Особливістю цих розрізів є переважання глинисто-алевроліто-піщаних порід з латерально витриманими проверстками турбідитів флішоїдного типу. Це зона зчленування двох палеоседиментаційних районів. Якщо для внутрішньої частини пн.зх. шельфу, континентального схилу Чорного моря характерними є літобіофації морського відносно глибоководного басейну, то на північ — у Причорномор'ї та в Криму — спостерігається розвиток літобіофацій із мілководними, солонуватоводними біоценозами в піщано-алевритових породах. У розрізах західної і східної частин Чорного моря переважають формаційні комплекси, подібні до майкопських відкладів Кавказько-Чорноморської та Каспійської нафтогазоносних провінцій на сході і Карпатської — на заході.

У Центральному Паратетисі літологічним аналогом майкопських відкладів є менілітова та кросненська світи вікового діапазону ранній олігоцен-ранній міоцен — омbronський, егерський регіояруси, рюпель-бурдигал [12, 14, 32, 33,

44, 45, 85]. Менілітовий тип розрізу олігоцен-міоцену розвинений у Передкарпатському прогині та на північних схилах Складчастих Карпат (Бориславсько-Покутський покрив, північні Скиби). В південно-західній частині Карпат поширений кросненський тип розрізу — кросненська і дусинська світи. Олігоценову частину розрізу складають світи: менілітова (нижньо-, середньоменілітова підсвіти), кросненська (нижньокросненська підсвіта) та дусинська. Нижній міоцен складений відкладами середньоменілітової (лоп'янецької), верхньоменілітової, середньо- і верхньокросненської підсвіт, поляницькою, воротищенською та частково стебницькою світами (рис. 4, див. вклейку).

З олігоцену починається тектонічна перебудова всього Карпатського регіону. Регресивний етап проявляється в поступовому зменшенні морського басейну з південного заходу на північний схід, утворенні внутрішніх кордільєр і жолобів. Спостерігається посилення вулканічної діяльності, зокрема підводного грязьового вулканізму, відбувається [17] накопичення потужних товщ переважно глинистих бітумінозних осадів зі складним співвідношенням чорнокольорних кременистих і сірокольорних теригенно-карбонатних та кременистих фацій, серед яких чітко виокремлюються вапняково-кременеві та туфові горизонти. Чорнокольорні фації — це переважно продукт підводноерозійних процесів та виверження донних гідротерм [45].

За аналізом розподілу літофацій і їх біофаціальної складової, осадконагромадження в карпатському регіоні (менілітова світа) відбувалось переважно на шельфі та континентальному схилі, а подекуди на глибинах понад 2000 м [15, 16, 27, 32, 65, 84, 89].

Для відкладів, які утворились на континентальному схилі, характерними є глинисто-карбонатні та кременисті теригенні фації зі специфічними органічними рештками (дрібні, часто піритизовані планктонні, бентосні (секретійні та аглютинуючі), часто перевідкладені форамініфери, кременисті губки (їхні спікули), діатомеї, іхтіофауна. Ці літобіофації характерні для глибин 300—1500 м, мають ознаки турбідитного циклічного осадконагромадження в умовах лавинної седиментації. Характерні для менілітової світи прошарки з іхтіофауною [16, 27], в яких є рибні рештки. Систематичний склад іхтіофауни — від мілководних до глибоководних зон. Це дає підставу стверджувати, що породи, які містять такі прошарки — це утворення континентального схилу. Аналогічний склад осадів з численими прошарками з рибними рештками різного систематичного складу різних батиметричних рівнів виявлено під час рейсів ОМГОР на сучасному континентальному схилі Західночорноморської западини [67, 68, 70]. Зазначимо, що прошарки з подібним складом органічних решток спостерігаються в планорбелових і керлеутських відкладах на відповідних вікових рівнях майкопу Азово-Чорноморського і Кримського регіонів.

Таким чином, глибини палеобасейну Карпат початку олігоцену імовірно були 100—600 м, на кросненській ділянці — до 1000 м із зменшенням цих показників у часі. Структурно-тектонічній перебудові Карпат в міоцені сприяло утворення мілководніших палеобасейнів на території сучасного Передкарпаття та Карпат. В них накопичувались частково засолонені і загіпсовані глинисті осадки.

За кореляцією основних стратонів майкопського нафтогазоносного породного комплексу з відповідними стратонами генетично подібних родовищ Альпійського складчастого поясу (Середземного моря, Карпат, Кавказько-Чор-

номорської нафтогазоносної провінції Росії, Каспійського моря) з'ясовано, що олігоцен-міоценові (менілітові) відклади Передкарпатського прогину подібні й мають літо- і біостратиграфічні ознаки відкладів північно-західного шельфу континентального схилу Західночорноморської западини, шельфу та континентального схилу Східночорноморської западини, прогину Сорокіна. Крім біолітофаціальних, седиментологічних особливостей, аналогії спостерігаються в структурно-морфологічній моделі структури Субботіна з насувними структурами Бориславсько-Покутської зони Передкарпатського прогину, зокрема Долинського, Спаського родовищ [22, 28, 35] (рис. 5, див. вклейку).

Встановлено, що суттєвою критеріальною ознакою значних перспектив нафтогазоносності Азово-Чорноморського регіону є кореляційна ідентифікація — стратиграфічна, формаційна, седиментологічна, геодинамічна, в тому числі еволюції крайових прогинів — у межах Альпійського нафтогазового поясу, зокрема Карпатського, Азово-Чорноморського, Кавказького, Каспійського регіонів.

З'ясовано, що відклади майкопської серії в Азово-Чорноморському регіоні генетично і фаціально відрізняються від відкладів Криму, Причорноморської западини і мають ознаки флішоїдних товщ, що поширені у Центральному Паратетісі (зокрема у Карпатах) та у східних регіонах Кримсько-Кавказької області.

Як відомо, стратотиповим районом майкопської серії є Передкавказзя. Відклади серії, здебільшого глибоководні, виповнюють великі прогини — Азово-Кубанський та Терсько-Каспійський. Обсяг та вік майкопської серії (олігоцен рюпель-хат, ранній міоцен аквітан- бурдигал) обґрунтовано за мікрофосиліями [90, 91]. Глибоководні розрізи Передкавказзя поступово заміщуються більш мілководними розрізами Волго-Донського регіону на межі Скіфської плити і Східно-Європейської платформи.

Порівняльний аналіз різнорангових стратонів свідчить про те, що в цьому регіоні літологічні і біофаціальні властивості порід подібні та добре корелюються з південноукраїнськими розрізами Причорномор'я та Криму, де виділяється низка структурно-фаціальних районів з місцевими стратонами для яких розроблено детальну стратифікацію, що є підґрунтям пошуків рудних і нерудних корисних копалин. (рис. 2, 6 див. вклейку).

На північному Кавказі [17] майкопські відклади поділяються на такі регіоруси. Олігоцен — пшехський (пшехська світа), сольоновський (полбінський горизонт, горизонт Морозкіна балка — нижня частина) і калмицький (горизонти Морозкіна балка — верхня частина, баталпашинський). Нижній міоцен — це караджалгинський, сакараульський і коцахурський регіоруси. В Грузії майкопські відклади представлені абастуманською світою (скурські верстви), верствами — Оцхе (сачінойські), корбуловими (рухські) олігоцену та уплісцихським, сакараульським та кацахурським регіорусами — нижнього міоцену [1, 17, 88]. Район Мангишлака і прилеглих територій характеризується розрізом нижнього олігоцену у складі світ: узунбаської, куюлуської, кенджалинської та сольоновської (А.С. Столяров, в [17]). В Узбекистані (Південно-Східний Устюрт, Південне Приаралля, Хорезм) розріз олігоцену починається з лони *Lenticulina hermani*, що відповідає зоні планктонних форамініфер P18 МСШ. У Кизилкумах віковий аналог майкопу — сарбатирська світа — залягає з розмивом на шарах з *Variamussimus fallax*, відсутні відклади лони *Lenticulina hermani*. У Ферганській долині олігоцен-нижньоміоценові відклади представлені сумсарським горизон-

Крейдова Cretaceous	Палеогенова Paleogene							Неогенова Neogene				Система System	
Верхній Upper	Еоцен Eocene							Міоцен Miocene				Відділ Section	
Датський кампанський Danian- Campanian								Егерський Egerian	Егенбурзький Egenburgian		Отнанзький Otnangian	Ба- ден- ський Bade- nian	Ярус Stage
Стрийська Striy	Ям- нен- ська Yam- na	Маняв- ська Manyava	Вигод- ська Yugoda	Бис- триць- ка Bystry- tsa	Менілітова Menilite			Полянницька Polyanytsa	Воротишенська (слобідські та загорські конгломерати, добротівська) Vorotyshchy (Slobidka and Zagorsk conglomerates, Dobrotiv)		Стебницька Stebnyk		Світа Suite
					Нижньоменілі- това Lower Menilite	Середньо- менілітова Middle Menilite	Верхньоме- нілітова Upper Menilite						Підсвіта Subsuite
													Літологічна характеристика Lithological characteristic
До (Ур то) 1500	70-200	100-300	80-350	40-200	40-250	0-390	0-515	0-600	1000-20000		700-10000	0-180	Толщина, м Thickness, m
													Продуктивні горизонти та флюїдоупори Producing horizons and impermeable seams
													Відбиваючі горизонти Reflecting horizons

Рис. 5. Продуктивні горизонти олігоцен-міоценових відкладів Передкарпатського прогину (Атлас родовищ нафти і газу України. Т. 4, 1998)

Відділ	Підвідділ	Ярус	Регионаруси (горизонти) під'яруси	Причорномор'я			Центральне Передкавказзя	Волго-Дон	Мангишлак, Бузачі	Північний Устюрт	Північне Приаралля			
				Болгарія	Південна Україна	Західна Грузія								
Міоцен	Нижній	Бурдігал	Тарханський		Тархан		Тархан				Аральська			
		Аквітан	Коцахурський		Рищевська		Рищевська							
Олігоцен	Верхній	Хат	Калмицький	Верхній			Ольгінська Mn	Цаганхакська				Чаграйська Fe		
				Нижній	Асканійська		Баталпашинська U	Арадикська						
		Соленовський	Верхній			Верхньоморозкінська підсвіта	Калмицька нижня	Караджалгінська U	Нугринська	Кашкаратинська	Байгубекська			
			Нижній	Остраколовий пласт	Молочанська	Остраколовий пласт	Полбинська Mn	Соленовська	Остраколовий пласт U	Караїнська нижня	Кундинські шари		Каратомакська	Fe
			Верхній		Сірогозьська		Нижньоморозкінська підсвіта	ікібурульські шари	Южномангишлакська	Кундинські шари	майнасорські шари		Чиликтинська	
	Нижній	Рюпель	Пешеський	Верхній		Нікопольська підсвіта		Пешеська Mn	Верхньошимлянські шари Mn	Кенджалінська Mn	Тамдинська	шари з Erogenica Fe		
					Борисфенова	Рубановська підсвіта		U, Cu, Pb	Цимлянська	Куюлуська Mn	Ащайрицька	Fe		
				Нижній				Mn	нижньошимлянські шари	Узунбаська U		Fe		
	Підстиляючі комплекси				P ₂ ³	PR – P ₂ ³	K ₂ – P ₂ ³	P ₂ ¹ – P ₂ ³	P ₁ – P ₂ ³	P ₂ ³	P ₂ ³	P ₂ ³		

1–6 — металоносні горизонти:

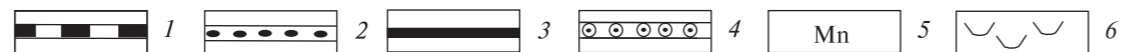


Рис. 6. Схема стратиграфічного поширення концентрацій марганцю, заліза, урану та рідких металів [17]

том, що залягає з незначним розмивом на відкладах ханабадського горизонту (Б.И. Пинхасов, Р.К. Макарова, Н.В. Авербург и др. в [17]). Відповідно до стратиграфічної схеми Казахстану відклади олігоцену-нижнього міоцену залягають на чеганському горизонті і поділяються на ащеайрицький, сольоновський, байгубецький та аральський горизонти (Цирельсон, 1987). У Таджикиській депресії розріз аналогів майкопу представлений лише олігocenом — санглаським і шурисайським горизонтами — і обмежений низами верхнього олігоцену (Р.М. Давидзон, А.М. Бронникова, В.И. Дронов та ін. в [17]).

Наведений аналіз засвідчує, що майкопський басейн — це складний гетероморфоструктурний сегмент Тетису з батиметрично диференційованим різнофаціальним циклічним осадоагромадженням, який мав, незважаючи на численні регіональні відмінності, єдину історію розвитку принаймні в межах від Карпат до Закаспію.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. *Ананиашвили Г.Д., Минашвили Ц.Д.* Новые данные о биостратиграфии майкопской серии Грузии. ДАН СССР, 1990. — Т. 311 — Вып. 4 — С. 922—924.
2. *Андреева-Григоревич А.С.* Обгрунтування нижньої границі неогенової системи Паратетиса та її кореляція за планктонними мікроорганізмами // Геологічний журнал. — 2004. — №2. — С. 53—59.
3. *Барг И.М.* Биостратиграфия верхнего кайнозоя Южной Украины. — Днепропетровск: Изд-во ДГУ, 1993. — 195 с.
4. *Барг И.М., Степаняк Ю.Д.* Стратиграфия и геологическое развитие Равнинного Крыма и Керченского полуострова в миоценовую эпоху. — Днепропетровск: Монолит, 2003. — 168 с.
5. *Веселов А.А.* Стратиграфия и проблемы границы олигоцена — нижнего миоцена Южной Украины. — Днепропетровск, 1969 а. — 16 с.
6. *Веселов А.А.* Стратиграфия и проблемы границы олигоцена — нижнего миоцена южной Украины // Bull. of the Hungarian Geol. Soc. — 1971. — Vol. 101. — 1971 а. — P. 328—335.
7. *Веселов А.А.* К стратиграфии верхнеолигоценых-нижнемиоценовых отложений Венгрии и их сопоставление с одновозрастными образованиями юга СССР // Палеонтол. сб. — 1971 б. — Вып. 1, № 8. — С. 62—65.
8. *Веселов А.О., Григоревич А.С.* Нові дані про верхню межу палеогену в Причорноморській западині // Доп. АН УРСР. Сер. Б. Геологія, геофізика, хімія, біологія. — 1971. — № 7. — С. 581—583.
9. *Веселов А.А., Григоревич А.С.* Распространение перидений в олигоценых отложениях Причерноморской впадины // Тр. III Междунар. палинол. конф. — М.: Наука, 1973. — С. 93—97.
10. *Веселов А.А., Краева Е.Я., Щекина Н.А.* К вопросу о границе палеогена и неогена в Причерноморской впадине // Докл. АН СССР. — 1969. — Т. 188, № 4. — С. 881—884.
11. *Веселов А.А., Гилькман А.И.* Цикличность осадконакопления в Причерноморском прогибе в майкопское время // Докл. АН СССР. — 1972. — Т. 202, № 5. — С. 1147—1150.
12. *Вялов О.С.* О палеогеографических и формационных особенностях Карпат и примыкающих прогибов // Acta Geol. — 1971. — Vol. 75, Fasc. 1/4. — P. 291—307.
13. *Вялов О.С.* Некоторые вопросы стратиграфии неогена Паратетиса / Материалы XI конгресса КБГА. — К. — Наукова думка. — 1977. — С. 21—23.
14. *Вялов О.С., Андреева-Григоревич А.С., Башкиров Л.С. и др.* Геологические события на границе эоцена и олигоцена (Украинские Карпаты и смежные районы) // Геологія і геохімія горючих копалин. — 1994. — № 12. — С. 182—195.
15. *Вялов О.С., Андрусов Д.Н.* О необходимости разделения палеогена флишевой зоны на две главные серии: карпийскую и омбронскую // Материалы VI съезда КБГА: Докл. сов. геологов. — К., 1965. — С. 113—119.

16. *Габинет М.П.* Постседиментационные преобразования флиша Украинских Карпат. — К., 1985. — 148 с. Геологические и биотические события позднего эоцена — раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Часть I: Геологические и биотические события / глав. ред. Ю. Г. Леонов. — Труды ГИН, вып. 489. — М.: ГЕОС, 1996. — 314 с.
17. *Геологические и биотические события позднего эоцена — раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. 1.* Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена. — Тр. ГИН; Вып. 489. — М.: ГЕОС, 1996. — 314 с.
18. *Геология шельфа УССР.* Литология / Отв. ред. В.И. Мельник. — К.: Наук. думка, 1985. — 189 с.
19. *Геология шельфа УССР.* Стратиграфия / Отв. ред. Ю.В. Тесленко. — К.: Наук. думка, 1984. — 184 с.
20. *Геология шельфа УССР.* Тектоника / В.Б. Соллогуб, А.В. Чекунов, М.Р. Пустыльников и др. — К.: Наук. думка, 1987. — 152 с.
21. *Геолого-структурно-термоатмогеохімічне обґрунтування нафтогазоносності Азово-Чорноморської акваторії.* Моногр. / Гожик П.Ф., Багрій І.Д., Войцицький З.Я., Гладун В.В., Маслун Н.В., Знаменська Т.О., Аксьом С.Д., Ключина Г.В., Іванік О.М., Ключко В.П., Мельничук П.М., Палій В.М., Цьоха О.Г. — К.: Логос, 2010. — 419 с.
22. *Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Войцицький З.Я., Іванік М.М., Ключина Г.В.* Стратиграфічна будова кайнозойських відкладів прикерченського шельфу та Східно-Чорноморської западини // Геол. журн. — 2010. — № 1. — С. 7—41.
23. *Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Іванік О.М., Ключина Г.В.* Стратиграфія кайнозою Чорноморської нафтогазоносної провінції України // Біостратиграфічні основи побудови стратиграфічних схем фанерозою України: Зб. наук. пр. ІГН НАН України. — К., 2008. — С. 125—137.
24. *Гожик П.Ф., Митропольський О.Ю., Маслун Н.В., Цихоцька Н.Н.* Особливості седиментогенезу в Чорноморській западині в кайнозої // Геология и полезные ископаемые Черного моря. — К., 1999. — С. 210—214.
25. *Гожик П.Ф., Семененко В.Н., Андреева-Григорович А.С., Маслун Н.В.* Кореляція регіонарусів неогену Центрального і Східного Паратетису (України, Росії, Азербайджану, Грузії) з Міжнародною стратиграфічною шкалою // Геолог України — 2013. — № 2. — С. 56—69.
26. *Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Плотнікова Л.Ф., Іванік М.М., Якушин Л.М., Іщенко І.І.* Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря. — К., 2006. — 171 с.
27. *Горбач Л.П.* Ихтиофауна и условия образования отложений менилитовой серии Карпат. — Автореф. канд. дис. Львов, 1956. — 16 с.
28. *Григорчак Л.В., Іванік М.М., Маслун Н.В.* Первые результаты сверхглубокого бурения на Северо-Долинской нефтегазовой структуре (Предкарпатье) // Стратиграфия, условия формирования, состав и свойства осадочных пород Украины. — К.: Наук. думка, 1973. — С. 14—15.
29. *Досин Г.Д., Грузман А.Д.* О верхней границе олигоцена в Восточных Карпатах // Докл. АН УССР. — 1977. — № 12. — С. 1073—1077.
30. *Есипович С.М.* Цикличность геологических процессов в формировании земной коры (на примере нефтегазоносных регионов Украины): Дисс. ... докт. геол. наук / НАН України, ІГН. — Київ, 2004. — 298 с.
31. *Жабіна Н.М., Мінтузова Л.Г.* Нові дані про стратифікацію майкопських відкладів у південно-східному Криму. // Нафта і газ України: 5-а Міжнародної конф. «Нафта і газ України-98», Полтава, 15—17 вересня, 1998 р.: матеріали. — Полтава, 1998. — С. 291—292. 2. Жабіна Н. М., Мінтузова Л. Г. Відклади мезозою в південно-східному Криму виявилися майкопськими. // Нові дані по геології і нафтогазоносності України. — Львів: УкрДГРІ, 1999. — С. 137—152.
32. *Іванік М.М., Маслун Н.В.* Некоторые вопросы физико-географических условий образования менилитовых отложений // Вопросы геологии осадочных отложений Украины. — К.: Наук. думка, 1972. — С. 64—70.
33. *Іванік М.М.* О границе олигоцена и миоцена в Карпатах // Геол. журн. — 1979. — Т. 39, № 5. — С. 139—144.

34. *Иваник М.М., Краева Е.Я.* Фораминиферы и спонгиоза фауна палеогеновых отложений Черноморского побережья Керченского полуострова // Ископаемая фауна и флора Украины. — К.: Наук. думка, 1983. — С. 65—70.
35. *Иваник М.М., Решетников Я.М., Сорока М.М.* Геологическое строение нефтяного месторождения Спас // Нефт. и газ. пром-сть. — 1965. — № 2(22). — С. 3—5.
36. *Клюшина Г.В.* Літологічні особливості уламкових порід майкопської серії північно-західного шельфу Чорного моря / Зб. наук. Праць ІГН НАН України. Вип. 2. — 2009. — С. 82—86.
37. *Клюшина Г.В.* Літологія і фаціальні особливості олігоценових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря: Автореф. дис. ... канд. геол. наук / НАН України, ІГН. — К.: Логос, 2006. — 23 с.
38. *Краева Е.Я., Люльева С.А.* Фораминиферы и зоны известкового планктона палеогеновых отложений шельфа северо-западной части Черного моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. — № 10. — С. 133—139
39. *Майкопские* отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. — К.: Наук. думка, 1964. — 301 с.
40. *Маслун Н.В., Андреева-Григорович А.С., Иваник М.М. та ін.* Біостратиграфічне обґрунтування розчленування кайнозойських відкладів прикерченського шельфу Чорного моря // Проблеми палеонтології та біостратиграфії протерозою і фанерозою України: Зб. наук. пр. ІГН НАН України. — К., 2006. — С. 172—179.
41. *Маслун Н.В., Иноземцев Ю.И., Оровецкий Ю.Ю.* Нижнекайнозойские отложения Крымского континентального склона Черного моря (результаты 37 рейса НИС «Академик Вернадский»). — Киев, 1989. — 36 с. — (Препр. / АН УССР. Ин-т геол. наук; 89—13).
42. *Маслун Н.В., Иваник М.М., Цихоцька Н.Н., Клюшина Г.В.* Детальна стратифікація майкопських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря // Біостратиграфічні критерії розчленування та кореляції відкладів фанерозою України: Зб. наук. пр. ІГН НАН України — К., 2005. — С. 153—159.
43. *Маслун Н.В., Цихоцька Н.Н., Клюшина Г.В.* Стратиграфія олігоценових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря // Геол. журн. — 2004. — №4 — С. 16—27.
44. *Мачальський Д.В.* Бактеріальна палеонтологія олігоцену Українських Карпат // Зб. наук. праць ІГН НАН України. — 2009. — С. 277—281.
45. *Мачальський Д.В.* Особенности строения и палеобиоседиментология олигоцена Украинских Карпат: Автореф. дис. ... канд. геол. наук / НАН України, ІГН. — Київ, 2009. — 24 с.
46. *Невеская Л.А., Богданович А.К., Вялов О.С., Жижченко Б.П., Ильина Л.Б., Носовский М.Ф., Парамонова Н.П.* Ярусная шкала неогеновых отложений Юга СССР // Изв. АН СССР. Сер. Геол. — 1975. — № 2. — С.104—120.
47. *Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др.* О стратиграфической шкале неогена Восточного Паратетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. — 2003. — Т. 11, № 2. — С. 3—26.
48. *Носовский М.Ф.* Олигоцен Никопольского марганцеворудного бассейна // Бюл. МОИП. Отд. геол. — 1969. — 38, №5. — С. 3—19
49. *Носовский М.Ф., Богданович А.К.* Кавказский регион юрус нижнего миоцена Восточного Паратетиса // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. — Днепропетровск, 1980. — С. 3—9.
50. *Носовский М.Ф.* Проблемы переходного интервала от олигоцена к миоцену в эвксинской области. // Днепропетр. ун-т, НИИ геологи. — Препр. — Днепропетровск, 1992. — 56 с.
51. *Носовский М.Ф.* Граница олигоцена и миоцена в опорном разрезе Причерноморской впадины (Южная Украина) // Стратигр. геол. корреляция. — 1998. — № 1. — С. 102—106.
52. *Носовский М.Ф.* Региональная стратиграфическая шкала майкопских отложений Равнинного Крыма // Геол. журн. — 2003. — № 3. — С. 137—145.
53. *Носовский М.Ф.* Верхний олигоцен Южной Украины // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. — 2003. — Т. 78, вып. 1. — С. 49—53.
54. *Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Украинских Карпат / А. С. Андреева-Григорович, О. С. Вялов, С. П. Гавура и др.* — К.: ИГН УССР, 1984. — 51 с. — Препринт Институт геологических наук АН УССР; 84—19.

55. Павленко В., Семенов В., Авгитов А. Цикличность и изменение геохимического состава осадков неогеновых отложений Черноморского бассейна (на примере керченского стратотипического района) / Геолог України. — № 2. — 2006. — С. 36—41.
56. Палеогеография и биогеография бассейнов Паратетиса. Часть 1. Поздний еоцен — ранний миоцен. / отв. ред. Л.А. Невеская. — М.: Научный мир, 2009. — 200 с.
57. Полухтович Б.М., Самарська О.В. Геологічна будова півдня України та прилеглих акваторій з позиції сучасних геотектонічних концепцій // Тектоника и нефтегазоносность Азово-черноморского региона в связи с нефтегазоносностью пассивных окраин континентов: Материалы 1-й Междунар. конф. — Симферополь, 2000. — С. 301—302.
58. Попов С.В., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. История Восточного Паратетиса в эоцене — раннем миоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция. — 1993. — Т. 1, № 6. — С. 10—39.
59. Региональная стратиграфическая схема неогеновых отложений южных регионов европейской части России: Графические приложения. — М., 2002.
60. Семенов В.Н. Неогеновые террасы Причерноморья и континентального склона Черного моря // Геологические проблемы Черного моря. — К. — 2001. — С. 245—252.
61. Семенов В.Н. Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. — К. — Наук. думка. — 1987. — 230 с.
62. Семенов В.Н., Андреева-Григорович А.С., Маслун Н.В., Люльева С.А. Прямая корреляция неогена восточного паратетиса с международной океанической шкалой по планктонным микрофоссилиям // там же. — 2009. — № 4. — с. 9—27.
63. Стратиграфическая схема фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения // Графические приложения. — К., 1993.
64. Цихоцька Н.Н., Пустовойт І.І., Крочак М.Д. Літолого-фаціальна характеристика порід майкопської серії північно-західного шельфу Чорного моря // Доп. АН УРСР. Сер.Б. 1986. № 12. — С.21—24.
65. Шакин В.А. Стратиграфия и литология олигоценых отложений юго-восточной части Советских Карпат. Дис. ...канд. геол.-минерал. наук / Мин. высш. обр-ния, Львовский политех. ин-тут. — Львов, 1960. — 276 с.
66. Шнюков Е.Ф., Григорьев А.В., Маслун Н.В. и др. Мезозойские и кайнозойские отложения южного континентального склона Черного моря // Геол. журн. — 1991. — № 2. — С. 123—129.
67. Шнюков Е.Ф., Долгий С.А., Старостенко В.И. и др. Геологическая оценка трассы подводного кабеля связи Севастополь-Затока. — Киев, 2002. — 120 с.
68. Шнюков Е.Ф., Иванников А.В., Безбородов А.А. и др. Геологические исследования 51 рейса в Черное море НИС «Михаил Ломоносов». — Киев, 1990. — 49 с. — (Препр. / ИГН НАН Украины; № 90—90).
69. Шнюков Е.Ф., Иванников А.В., Григорьев А.В. и др. Геологические исследования 44 рейса НИС «Академик Вернадский» в Черном море. — К., 1993. — 75 с.
70. Шнюков Е.Ф., Иванников А.В., Иноземцев Ю.И. и др. Литолого-стратиграфическая характеристика донных отложений Крымского шельфа и глубоководной части Черного моря // Геол. журн. — 2003. — № 1. — С. 9—23.
71. Шнюков Е.Ф., Иноземцев Ю.И., Маслаков Н.А. Геологическая история развития речной сети на северо-западном шельфе Черного моря // Геология и полезные ископаемые Черного моря. — К.: Карбон ЛТД, 1999. — С. 238—244.
72. Шнюков Е.Ф., Клещенко С.А. Грязевой вулканизм западного суббассейна Черного моря // Геологические проблемы Черного моря. — К., 2001. — С. 121—144.
73. Шнюков Е.Ф., Леин А.Ю., Егоров В.Н. и др. Обнаружение в Черном море глубоководных построек биогенного происхождения // Доп. НАН України. — 2004. — № 1. — С. 120—122.
74. Шнюков Е.Ф., Маслун Н.В., Иноземцев Ю.И., Оровецкий Ю.Ю. Новые данные о геологическом строении континентального склона Южного Крыма // Геол. журн. — 1990. — № 3. — С. 88—98.
75. Шнюков Е.Ф., Орловский Г.Н., Усенко В.П. и др. Геология Азовского моря. — К.: Наук. думка, 1974.
76. Шнюков Е.Ф., Пасынков А.А., Клещенко С.А. и др. Газовые факелы на Керченско-Таманском взморье // Геофиз. журн. — 2003. — Т. 25, № 2. — С. 161—170.

77. Шнюков Е.Ф., Пасынков А.Л., Любицкий А.Л., Богданов Ю.Л. Новые проявления газового и грязевого вулканизма в Черном море // Геология и полез. ископаемые Мирового океана. — 2007. — № 2. — С. 107—110.
78. Шнюков Е.Ф., Старостенко В.И., Гожик П.Ф. и др. О газоотдаче дна Черного моря // Геол. журн. — 2001. — № 4. — С. 7—14.
79. Шнюков Е.Ф., Старостенко В.И., Иванников А.В. и др. Грязевой вулканизм Черного моря. — Киев, 2005. — 136 с.
80. Шнюков Е.Ф., Шербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. — Киев, 1997. — 288 с.
81. Шнюков Е.Ф., Щипцов А.А. Геологические исследования НИС «Киев» в Черном море (6 рейс). — Киев, 1996. — 55 с.
82. Шнюков Е.Ф., Щипцов А.А., Иванников А.В. и др. Геологические исследования 4-го рейса НИС «Киев» в Черном море. — Киев, 1996. — 234 с.
83. Шнюков Е.Ф., Старостенко В.И., Гожик П.Ф. 57-й рейс НДС «Професор Водяницький» // Геол. журн. — 2003. — № 1. — С. 7—9.
84. A framework of ichthyofaunal ecostratigraphy of the Oligocene-Early Miocene strata of the Polish Outer Carpathian basin / J. Kotlarczyk, A. Jerzmacska, E. Hwidnicka, T. Wiszniowska // Ann. Soc. Geol. Poloniae. — 2006. — Vol. 76. — P. 1—111.
85. Andreyeva-Grigorovich A.S., Gruzman A.D. The biostratigraphic basis of the Paleogene-Neogene boundary in the Central (Ukrainian Carpathians) and Eastern (Black Sea depression, Northern Caucasus) Paratethys // Geologica Carpathica. — 1994. — № 4. — P. 333—342.
86. Gozhyk P.F., Maslun N.V., Ivanik Ye.M., Kliushyna G.V. Stratigraphy of Paleogene, Neogene and Quaternary deposits in the Black Sea oil-gas province of Ukraine // Стратиграфія и седиментология нефтегазоносных бассейнов. — 2011. — № 2. — С. 15—31.
87. Gozhyk P.F., Semenenko V.N., Andreyeva-Grigorovich A.S., Ivanik M.M., Zosimovich V.Yu., Maslun N.V. Oligocene and Neogene regiestages of the Central and Eastern Paratethys in Ukraine (basing of boundary and correlation) // Bul. Shk. Gjeol. 2014 — Special Issue Proceedings of XX CBGA Congress, Tirana, Albania, 24—26 September 2014. — P. 50—55.
88. Minashvili Ts. Calcareous nannofossil biostratigraphy and correlation of oligocene and miocene deposits of Georgia // Mem. Di science geologiche. — 1992. — All. Al vol. XLIII. — P. 277—282.
89. Ryzwoj paleotektoniczny basenyw Karpat Zewnkrznych i Penickiego pasa skalkowego / red.: N. Oszczytko, A. Uchman, E. Malata. — Krakow: In-t Nauk Geologicznych In-tu Jagiellockiego, 2006. — 199 p.
90. Semenenko V.N., Andreeva-Grigorovich A.S., Maslun N.V., Luljeva S.A. The direct correlation of the Neogene of the Eastern Paratethys with the International oceanic scale by planktonic microfossils: Acta Naturalia de «L'Ateneo Parmense» vol.45n.1/4. — 2009. — P. 29—31.
91. Semenenko V.N., Andreyeva-Grigorovich A.S., Maslun N.V., Luljeva S.A. The direct correlation of the Neogene of the Eastern Paratethys and Tethys // AAPG European Region Annual Conference. Exploration in the Black Sea and Caspian Regions. 17—19 October 2010, Kiev, Ukraine. — Режим доступу до журн.: <http://www.searchanddiscovery.net/>
92. Tsyhotskaya N.N., Maslun N.V. Sedimentation cyclicity of the Paleogene deposits of north-western shelf of the Black sea // Геол. журн. — 2001. № 1—2. — С. 125—129.

Статья поступила 02.07.2015

*П.Ф. Гожик, Н.В. Маслун, М.М. Иваник, А.С. Андреева-Григорович,
А.В. Ключина, З.Я. Войцицкий, Д.В. Мачальский*

СТРАТИГРАФИЯ, КОРРЕЛЯЦИЯ МАЙКОПСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРПАТСКО-ЧЕРНОМОРСКОГО СЕГМЕНТА ПАРАТЕТИСА

На системной основе по комплексу методов проанализировано современное состояние стратиграфии флишевых майкопских, менилитовых отложений и их возрастных аналогов Карпатского, Северопричерноморского, Крымско-Кавказского, Закавказского, Понто-Каспийского и Закаспийского регионов. Охарактеризовано влияние на стратиграфическую строение следующих факторов: тектонических, морфоструктурных, седиментационных, циклостратиграфичес-

ких, формационных, вулканогенных (подводных грязевых), олистостромных, клиноформных отложений (подводных оползней разного генезиса, течений, конусов выноса, турбидитно-каньонных), многочисленных перерывов. Дается сравнительная характеристика гидрологических условий осадконакопления в бассейнах майкопского типа с бассейнами его возрастных аналогов Карпатско-Черноморского региона и сопредельных регионов Восточного Паратетиса.

Ключевые слова: *Паратетис, Карпатско-Черноморский регион, стратиграфия, корреляция, палеоокеанология, палеоген, майкопские отложения.*

*P.F. Gozhyk, N.V. Maslun, M.M. Ivanik, A.S. Andreeva-Grigovich,
G.V. Kliushyna, Z.Ya. Voitsitsky, D.V. Machalsky*

STRATIGRAPHY, CORRELATION OF THE MAIKOPIAN DEPOSITS OF THE CARPATIAN-BLACK SEA OF THE PARATETHYS

Based on an integrated approach of methods, the modern state of the stratigraphy of the Maikopian and Menilit flysch sediments and their age analogues from the Carpathian, North Black Sea, Crimea-Caucasian, Transcaucasian, Ponto-Caspian and Transcaspian regions is analyzed. The influence on the stratigraphy of the sedimentary basins of such factors as tectonic, morphostructural, sedimentological, cyclo-stratigraphical, formational, volcanic (subsea, mud), submarine slides deposits of different origins, currents, fan, turbidite-canyon and numerous hiatuses are considered. A comparative characteristic of hydrological conditions in the sedimentary basins of Maikopian type with other age analogues in the Carpathian region and adjacent regions of Eastern Paratethys is given.

Key words: *Paratethys, Carpathian-Black Sea region, stratygraphy, corelation, paleontology, Paleogen, Maikopian deposits.*