

# КОРЕЛЯЦІЯ РЕГІОНАЛНИХ НЕОГЕННИХ ЦЕНТРАЛЬНОГО І СХІДНОГО ПАРАТЕТИСУ (УКРАЇНИ, РОСІЇ, АЗЕРБАЙДЖАНУ, ГРУЗІЇ) З МІЖНАРОДНОЮ СТРАТИГРАФІЧНОЮ ШКАЛОЮ

**П. ГОЖИК** Академік НАН України, доктор геолого-мінералогічних наук, професор, директор Інституту геологічних наук НАН України

**В. СЕМЕНЕНКО** Член-кореспондент НАН України, доктор геолого-мінералогічних наук, професор, завідувач відділу Інституту геологічних наук НАН України

**А. АНДРЕЄВА-ГРИГОРОВИЧ** Доктор геолого-мінералогічних наук, професор, провідний науковий співробітник Інституту геологічних наук НАН України

**Н. МАСЛУН** Кандидат геолого-мінералогічних наук, провідний науковий співробітник Інституту геологічних наук НАН України

На основании новых данных, полученных с применением комплекса био-, лито-, цикло-, магнитостратиграфических методов, проведена и обоснована корреляция неогеновых отложений Паратетиса. Детальный анализ распространения планктонных микрофоссилий (фораминифер, наннопланктона и диноцист) в неогеновых отложениях Центрального и Восточного Паратетиса, а также данные, полученные при бурении в Азово-Черноморской акватории позволили обосновать границы неогеновых разноранговых стратонев и установить 10 ассоциаций морского планктона (корреляционные уровни). Кроме биостратиграфических использованы сейсмо-, цикло-, магнитостратиграфические, тектонические, морфоструктурные седиментологические критерии. Проанализировано влияние на стратиграфическую структуру проявлений вулканизма, в частности грязевого. В результате обоснованы, уточнены границы и объемы региональных, местных (установлена диахронность) подразделений неогена Центрального и Восточного Паратетиса в пределах Украины. Проведена корреляция с одновозрастными подразделениями неогеновых отложений Румынии, Польши, Словакии, Болгарии, Южной России, Грузии, Азербайджана, а также с Международной стратиграфической шкалой.

Представлена межрегиональная стратиграфическая схема неогеновых отложений Центрального и Восточного Паратетиса Украины.

Using integral methodical basis (bio, litho, cyclo- magnetostratigraphy), the authors prove the validity of the correlations Paratethys. The detailed analysis of the microplankton occurrence (plankton foraminifers, nannoplankton, dinocysts) in the Neogene sediments of the Central and Eastern Paratethys, new data obtained during the drilling of the Azov-Black Sea area, allowed to prove and establish the boundaries of the Neogene 10 associations of marine plankton (correlation levels). Besides biostratigraphic used sedimentological, seismic-, cyclo-, magnetostratigraphic, tectonic, morphostructural criteria. The influence of the structure on the stratigraphic manifestations of volcanism are analyzed, particularly mud. As a result were proved and the boundaries and scope of regional, local (installed diachronism) Neogene units of the Central and Eastern Paratethys within Ukraine. Correlation with coeval units of Neogene sediments Romania, Poland, Slovakia, Bulgaria, South Russia, Georgia, Azerbaijan, as well as with the international stratigraphic scale.

Interregional stratigraphic scale of the Neogene sediments of the Central and Eastern Paratethys Ukraine are presented.

**Ключові слова:** Центральний і Східний Паратетис, регіональна стратиграфія, неоген, детальна стратифікація, біо-, літо-, магнітостратиграфія, кореляція, циклічність, нафтогазоносність, Україна, південь Росії, Азербайджан, Грузія.

**Ключевые слова:** Центральный и Восточный Паратетис, региональная стратиграфия, неоген, детальная стратификация, био-, лито-, магнитостратиграфия, корреляция, цикличность, нефтегазоносность, Украина, юг России, Азербайджан, Грузия.

**Keywords:** Central and Eastern Paratethis, regional stratigraphy, Neogene, detailed stratification, bio-, litho-, magnetostratigraphy, correlation, cyclic recurrence, oil and gas presence, Ukraine, South Russia, Azerbaijan, Georgia.

**Вступ**

У результаті альпійської складчастості в кінці палеогену (пізній еоцен – ранній олігоцен) сформувалися хребти Альпійсько-Гімалайського гірського поясу (Атлас, Піренеї, Альпи, Карпати, Балкани, Кавказ, Гімалаї, Гіндукуш) і утворилися два морських басейни: Південний, який І. Ціха та Я. Сенеш [80] виділяють як Середземноморський Тетис – басейн, обмежений площею сучасного Середземного моря, що впродовж майже всього неогену мав вільний зв'язок зі Світовим океаном, і Паратетис (термін В.Д. Ласкарева, [95]) – морський басейн, поширений серед височин Альпійської системи, що простягався паралельно Тетису від басейну Рони до Закаспійських областей, через Швейцарію, Баварію, Віденський і Паннонський басейни, Сербію, Румунію, Україну, Південну Росію, Азербайджан, Грузію, Туркменію (рис. 1).

Паратетис мав зв'язок з Тетисом на окремих етапах розвитку через Ронську западину, Північну Італію та Сербію (Драво-Савську область), Егейську, Чорноморську, Каспійську області та, можливо, Іран і Афганістан. Цей зв'язок контролюється тектонічними структурами Альпійської (у широкому розумінні) і Тавридо-Іранидної гірських систем, а також гляціоєвстатичними коливаннями рівня Світового океану. Зміни палеогеографічного характеру чітко відображено у зміні фауни неогенового Паратетису в окремих біопровінціях. Тому Я. Сенеш виділяє

область Паратетису як самостійну біопровінцію – трансєвропейську. За характером палеогеографічного розвитку неогену Паратетис підрозділяється на три частини: Західну (Альпійську), Центральну (Балканську, Карпатську) і Східну (Кримсько-Кавказько-Аральську) [72, 80]. Західний Паратетис виділяється як область крайового прогину Французьких, Швейцарських і частково Австрійських Альп, у якій морська трансгресія особливо проявилася в ранньому міоцені (моласи Передальпійського прогину)

До Центрального Паратетису відносяться крайові прогини східних частин Альп, Карпат і Балкан. Зв'язок Тетиса з цією областю був не тільки в ранньому, але й середньому міоцені [19]. До Східного Паратетису відноситься Евкіно-Каспій, де успадковане морське осадонакопичення відбувалося довше, ніж у Центральному Паратетисі.

Еталоном розчленування неогену Паратетису є середземноморська шкала, в якій виділяються яруси: для міоцену – аквітан, бурдігал, лангій, серавалій, тортон, мессиній; для пліоцену – занклій і п'яченцій, які зараз затверджено в Міжнародній стратиграфічній шкалі (МСШ) [86]. Для Центрального Паратетису виділяються регіональні підрозділи в ранзі регіорусів – егерій, егенбургій, отнангій, карпатій, баден, сармат, паннон, понт, дакій, румуній. Для Східного Паратетису – кавказій, сакараул, қацахур, тархан, чокрак, караган, конка, сармат, меотис, понт, кімерій,

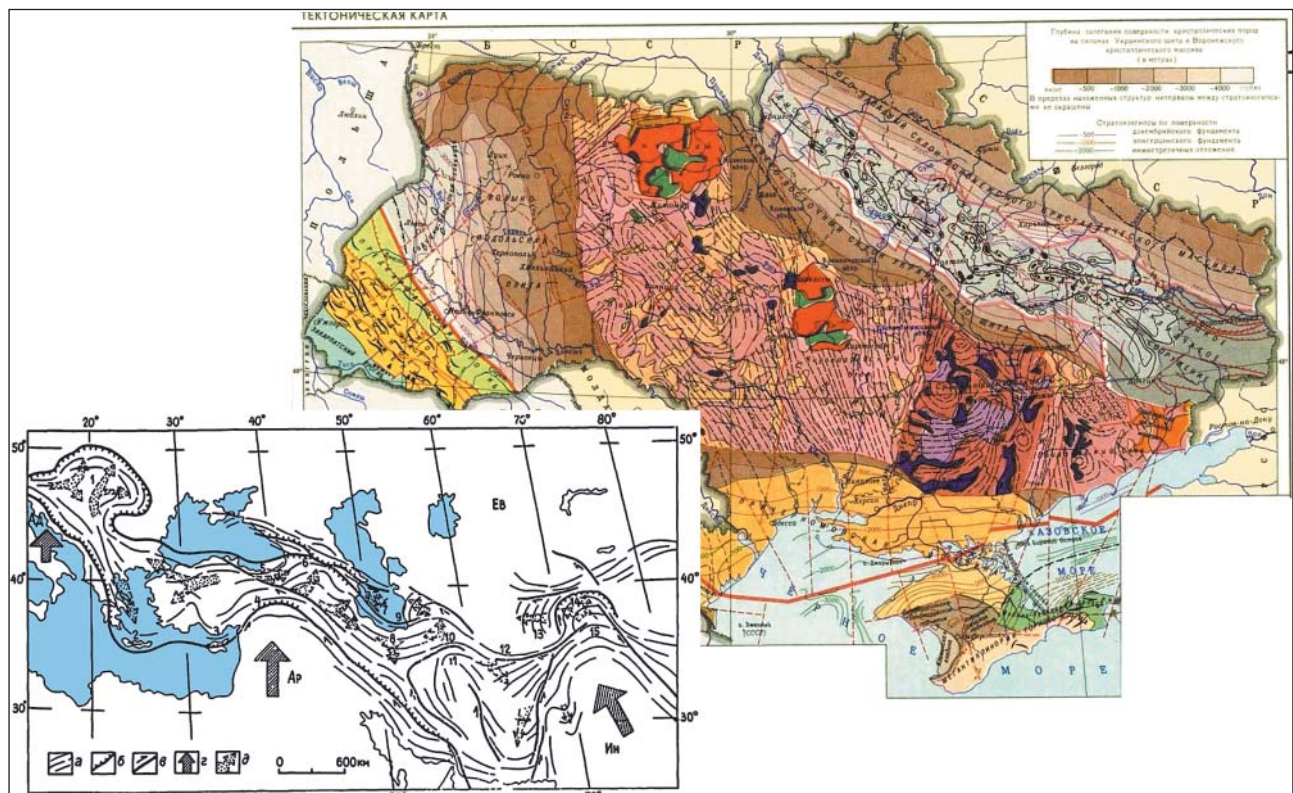


Рис. 1. Тектонічна карта України [80] та структурні дуги і тектонічні течії Альпійського складчастого поясу (Карпати, Памір), за М.Л.Баженовим, В.С.Буртманом

куяльник (акчагил). Ці дві шкали були прийняті на конгресі у м. Братиславі в 1975 р. [19, 88].

Відмінності в морфоструктурних особливостях морських басейнів, які зазвичай були ізольованими і розвивались автономно, з характерною для кожного з них біотою, спричинили значні труднощі, які пов'язані з визначенням відносного віку та кореляції неогенових відкладів. Тому існують самостійні шкали для різних регіонів Паратетису. Обґрунтування обсягів, меж та віку регіоюрусів базувалося загалом на бентосних групах фауни, які є переважно провінційними, а безперервні розрізи з пелагічною фауною практично не досліджувалися. Неогенові відклади Центрального і Східного Паратетису мають відмінну біолітофаціальну структуру, але, незважаючи на тривалу історію дослідження цих відкладів переважно в краєвих фаціях, планктонні мікроорганізми залишаються ще недостатньо вивченими. Зазначимо, що відомі труднощі детальної стратифікації і кореляції відкладів крайових фацій понто-каспію пов'язані з тим, що при стратиграфічних побудовах проводиться не пряма кореляція з океанічними шкалами, а використовується ярусна шкала Середземномор'я, яка є далеко не повною. Свідченням цього є встановлені в пограничних верствах перериви, зокрема між тортоном і занклієм, які заповнені евапорітовою серією мессіна тощо.

Планктонна шкала Атлантики не співпадає із зональною планктонною шкалою Середземномор'я. Але в Західно- і Східночорноморських западинах прослідковується успадкованість глибоководного морського седиментогенезу, починаючи з ранньопалеогенового часу, де нами досліджено найбільш повні розрізи, в яких нанопланктон і форамініферові асоціації дозволяють проводити прямі кореляції з океанічними шкалами [45, 79, 93].

Як відомо, стратиграфічна шкала неогену півдня Росії і України була створена М.І. Андрусовим за аналізом фауни молюсків (оскільки інші групи на той час не були вивчені). Згодом ярусний поділ неогену Понто-Каспію М.І. Андрусова було підтверджено мікрофауністичними даними (бентосними форамініферами, остракодами тощо) [11-13, 24-26, 32, 37-47, 67 та ін.].

З метою максимальної деталізації регіональної шкали неогену Центрального і Східного Паратетису на території України (у тому числі в Азово-Чорноморській акваторії), згідно з вимогами Стратиграфічного Кодексу України [74], регламентується виділення регіональних, місцевих та спеціальних підрозділів (регіоюрусів, світ, товщ, сейсмостратиграфічних, циклостратиграфічних). Окрім біостратиграфічних маркерів нами в якості чинника деталізації стратиграфічної будови застосовано також літологічні, геохімічні, сейсмічні, циклічні маркери. Виконано кореляцію місцевих і регіональних стратонів зі сторатонами суміжних територій і МСШ. Проведено кореляцію з регіоюрусами Росії (Передкавказзя і північний схил Кавказу), Азербайджану (у тому числі Каспійський регіон), Грузії та МСШ.

При детальній стратифікації різнорангових підрозділів неогенових відкладів, при виділенні кореляційних рівнів враховувалися і тектонічні етапи розвитку в неогені Кримсько-Кавказької області. Так, наприклад, у підшві очокракського регіоюрусу чітко виділяється штирійська орогенна фаза. На початку середнього сармату (верхній сармат *sensu str.* Центрального Паратетису) проявляється фаза, що пов'язана з орогенезом в Карпатах (лайтська орогенна фаза), в результаті якої почалося підняття Карпат і Центральний Паратетис відокремився від Східного. Ця подія в Центральному Паратетисі призвела до утворення ізольованого Паннонського басейну з ендемічною солонуватоводною фауною, час формування якого збігається з раннім тортоном. На межі пізнього сармату – меотису в Кримсько-Кавказькій області у вигляді неузгодженості чітко проявляється аттична фаза орогенезу. Проте найбільшу роль відіграла кавказька фаза орогенічних рухів у понто-кімерії, коли почалося найбільш інтенсивне підняття Кримсько-Кавказької області. Регресія, яка наступила після ранньопонтичної трансгресії, проявилася і в глибоководній частині акваторії сучасного Чорного моря – як результат прояву мессінської «кризи солоності» в Середземномор'ї. На початку кімерію утворилася близька до сучасної гідрографічна мережа і сформувалася геоморфоструктура Азово-Чорноморського басейну.

Особливу увагу приділено проблемі циклічності неогенових формаційних комплексів [27, 28, 59, 63-65, 79 та ін.]. Ще М.І. Андрусов, автор ярусної шкали неогену понто-каспію (Східного Паратетису), розробленої на біостратиграфічній основі, виділив низку циклів. Кожен цикл починався осадами з морською фауною, а закінчувався фауною мономорфною. Різнорангова циклічна ритмічність неогенових відкладів чітко простежується в різних типах розрізів (континентальних, прибережноморських, морських) у Причорномор'ї, Криму, Індоло-Кубанському прогині. Ці цикли є проявом впливу астрономічних факторів на розвиток седиментологічної структури і відображають зміни гідрологічного, геодинамічного режиму басейну, які було підтверджено при вивченні геохімічного складу порід неогену в стратотиповій області, зокрема, в породах Керченського півострова [59]. Циклічну ритмічність неогенових відкладів простежено в неогеновому морському седиментогенезі Азово-Чорноморського регіону, що чітко відображено в різнофаціальних формаційних комплексах на сейсмопрофілях [28] (рис. 2).

Значний вплив на стратиграфічну структуру мав прояв інтенсивного грязевого вулканізму, який поширений у Східному Паратетисі, зокрема в Керченсько-Таманській зоні, в Чорному морі [85]. Простежено чітку ритміку вулканічних процесів (затухання, інтенсифікація) протягом формування верхньокайнозойських відкладів, починаючи з майкопу і до сучасних включно. Ці грязевулканічні виверження супроводжувалися формуванням сопочних глин – своєрідних брекчій. У Паннонському басейні (Карпатський регіон)

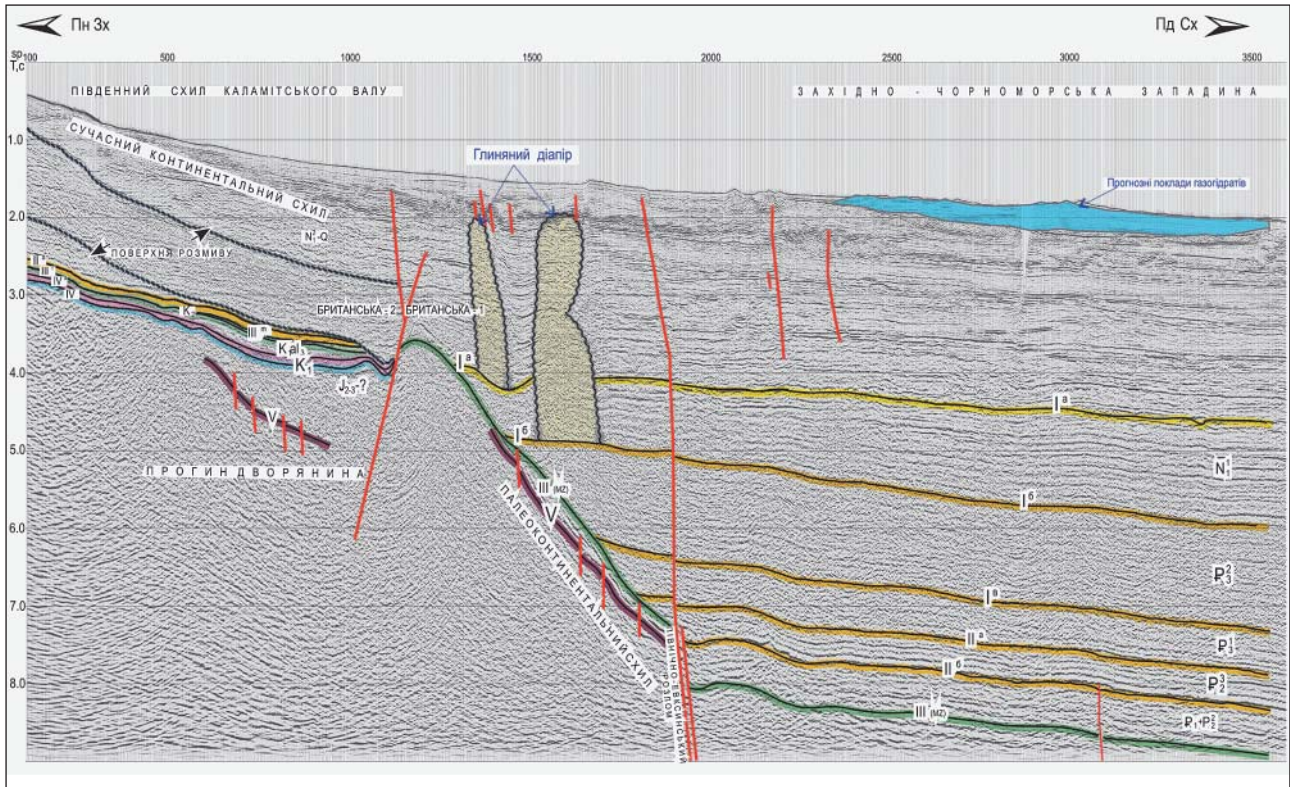


Рис. 2. Геологічна будова континентального схилу та північного борту Західно-Чорноморської западини на фрагменті регіонального профілю МЗГТ (інтерпретація ТЦ ДГП «Укргеофізика» та ІГН НАН України) [28]

режим був дещо іншим. Тут упродовж усього пізнього міоцену і пліоцену відбувалися інтенсивні вулканічні виверження, що супроводжувалися накопиченням товщ ефузивів, андезитів і ліпаритів. Аналогічні умови спостерігаються і в інших районах Паратетису, зокрема в Румунії та Каспійській області [22, 37, 59, 64-65, 67, 68, 79, 93].

Ще один аспект деталізації стратиграфічної будови – це виділення переривів. Детальна стратифікація за комплексом методів дала змогу визначити просторово-часову приуроченість переривів, незгідностей. У розрізах неогену вони простежуються в стратонах регіонального і місцевого рівнів. Особливо ця проблема набуває значимості при стратифікації граничних стратонів – між системами, відділами, підвідділами, ярусами, регіоярусами.

При аналізі розрізів на межі палеоген-неогену, неоген-антропогену між підвідділами, регіоярусами крім переривів, як правило, виокремлюються перехідні верстви з характерними біолітоскладовими, в яких присутні змішані фауністичні комплекси двох вікових інтервалів чи прошарки взагалі без органічних решток, так звані «німі». Для таких інтервалів розрізу А.І. Жамойда навіть пропонує ввести поняття «об’ємної межі» між місцевими і регіональними стратонами. З’ясування природи перебудованих перехідних верств, які спостерігаються на відповідних рівнях різнорангових стратонів у різних структурно-фаціальних зонах, сприяє визначенню

темпів, ритмів та циклів розвитку біоти, є ключовою ланкою при побудові біохронологічних та хроностратиграфічних шкал, встановленні граничних стратонів, кореляції різнорангових абіотичних подій, обґрунтуванні розподілу та концентрації як рудних, так і вуглеводневих покладів. Перехідні верстви на різнорангових рівнях, у яких зафіксовано історико-геологічні фази (розширення-стиснення Землі на крупних рубежах, імпакті, безкисневі, тефро- та інші події, трансгресії, регресії тощо), мають свою мінерально-геохімічну специфіку, з ними пов’язані вуглеводневі, рудні родовища. Так, формування крупних вуглеводневих та Mn-рудних родовищ пов’язано з межею еоцен – олігоцен в Паратетисі, яка характеризувалася докорінною зміною седиментологічних, гідрохімічних обстановок басейнів, зокрема, наявністю аноксидних умов. На межі міоцен – пліоцен (месніній, занклій – у Середземномор’ї; понт, кімерій – у Чорному морі, понт – балханська світа Каспійського моря) сформувались три продуктивних басейни: евапоритова сірконосна формація месніній у Середземномор’ї, Азово-Чорноморська залізорудна формація кімерій, балханська світа Каспійського моря, з якою пов’язані гігантські родовища нафти і газу. Чорноморська криза, яка виникла 8-9 тис. років тому, пов’язана з геокатастрофічними подіями, що спричинили танення льодовиків, у результаті чого на дні Чорного моря утворилися потужні глибоководні органічно-мінеральні відклади, на формування яких мали вплив аноксидні події.

Дуже важливим елементом стратиграфічних побудов є кореляція, яка не тільки дає уявлення про між-регіональні, провінційні співвідношення стратонів, але й дозволяє з'ясувати тектонічні, седиментологічні, палеогеографічні та геодинамічні проблеми, а також слугує підґрунтям створення інтегрованих подійно-стратиграфічних моделей окремих регіонів та палеобасейнів. Кореляція – це стратиграфічна, формаційна, седиментологічна та геодинамічна ідентифікація палеобасейнів; з'ясування еволюції крайових прогинів (наприклад, у межах Альпійського нафтогазового поясу – Карпатського, Азово-Чорноморського, Кавказького, Каспійського регіонів), що сприяє визначенню прогностичних перспектив нафтогазоносності, зокрема Азово-Чорноморського регіону.

### Обґрунтування кореляцій

На підставі викладеної вище концептуальної основи, отриманих нами нових даних, а також враховуючи численні опубліковані матеріали, проаналізовано найбільш повні розрізи неогенових відкладів Карпатського регіону (Закарпатський прогин, Складчасті Карпати, Передкарпатський прогин і прилеглу частину Східноєвропейської платформи), відслонення і свердловини Північного Причорномор'я, Криму, Керченського півострова та Азово-Чорноморської акваторії. Дослідження проведено із застосуванням комплексу біо-, літо-, цикло-, магнітостратиграфічних методів. Детальний аналіз розподілу мікрофосилій (планктонні форамініфери, нанопланктон, диноцисти) в неогенових відкладеннях Центрального і Східного Паратетису дозволив нам деталізувати стратиграфікацію регіорусів, встановити 10 асоціацій морського планктону (кореляційні рівні); обґрунтувати межі, їх діахронність, обсяги різнорангових стратиграфічних підрозділів неогену; уточнити їх вік; провести кореляцію в межах Паратетису; показати їх співвідношення з МСШ неогену (схема-вклейка, рис. 3).

Міоценові відклади в межах України досліджено в численних відслоненнях та розрізах свердловин у структурно-тектонічних та фаціальних зонах Карпатського регіону (Центральний Паратетис), на схилах Українського щита, Причорноморської западини, Кримського півострова, в Індоло-Кубанському прогині, в акваторії Чорного і Азовського морів (Східний Паратетис).

### НИЖНІЙ МІОЦЕН (аквітан – бурдігал)

**Центральний Паратетис.** У Центральному Паратетисі виділяються такі регіоруси: егерій (хат-аквітан МСШ); егенбургій (верхня частина аквітана, нижня частина бурдігала), отнангій, карпатій (бурдігал).

**Егерій.** Відклади егерію простежуються в Українських Карпатах у Кросненському (Сілезькому) покриві. Цей регіорус виділяється в обсязі кросненської світи (верхня частина нижньокросненської підсвіти і нижня частина середньокросненської підсвіти). У Скибовому покриві це лоп'янецька, верхньоменілітова та поляницька світи.

Вік обґрунтовано за молюсками *Flabellipecten burdigalensis* та *Chlamys decussata*. За форамініферами початок егерію (олігоцен) виділяється за появою *Globorotalia opima opima*, поодиноких *Globigerinoides* та *Miogypsina complanata*, а нижня межа неогену – за першою появою *Globoquadrina dehiscens*. У верхній частині егерію масово розвинуті *Globigerinoides primordius*, *Gl. trilobus*. *Globigerina woodi connecta*, *G. venezuelana*. За нанопланктоном нижня олігоценова частина егерію відповідає зонам NP24 – NP25. У верхній частині виділено зону NN1 і нижню частину зони NN2 (аквітан).

Корелюється з кавказьким регіорусом Східного Паратетису та хатським і нижньою частиною аквітанського регіорусами МСШ.

**Егенбургій.** Відклади егенбургію простежуються в Українських Карпатах у Кросненському (Сілезькому) покриві – верхня частина середньокросненської підсвіти, нижня частина верхньокросненської підсвіти. У Скибовому, Бориславсько-Покутському та Самбірському покривах Передкарпатського прогину – це верхня частина поляницької та воротищенська світи.

Вік обґрунтовано за молюсками *Pecten pseudobeudanti*, *P. hornensis*, *Chlamys hogleri*, *Ch. gigans*, форамініферами *Globigerinoides trilobus*, *Cassigerinella chipolensis*, *Tenuitellinata pseudoedita*, *G. postcretacea*, *G. droogeri* та нанопланктоном зон NN2 та NN3, NN4 (лише нижня частина). Корелюється з сакараульським регіорусом Східного Паратетису. В МСШ відповідає верхній частині аквітанського і нижній частині бурдігальського ярусів.

**Отнангій.** Відклади отнангію простежуються в Українських Карпатах у Кросненському (Сілезькому), Скибовому, Бориславсько-Покутському та Самбірському покривах Передкарпатського прогину.

Вік обґрунтовано за молюсками *Pecten hermannseni*, *Chlamys albina* та шарами з *Rzehakia* у верхній частині регіорусу, за форамініферами *Globigerina ciperoesis ottnangiensis*, *G. praebulloides* та нанопланктоном нижньої частини зони NN4. Корелюється з нижньою частиною коцахурського регіорусу Східного Паратетису та верхньою частиною бурдігальського ярусу МСШ.

**Карпатій.** Відклади карпатського регіорусу виділяються в Українських Карпатах у Бориславсько-Покутському, Самбірському покривах Передкарпатського прогину. Це верхи воротищенської, стебницька та низи балицької світ. Вік обґрунтовано за молюсками *Chlamys fasciculata*, *Ch. kautskyi*, *Amussium felsineum*, форамініферами *Uvigerina*, *U. gracilliformis*, що є маркерами нижньої межі карпатського регіорусу. Для верхньої частини регіорусу характерним є *Globigerinoides bisphaericus*. За нанопланктоном це зона NN4 (середня частина).

Карпатський регіорус корелює з батисифоновим та коцахурським регіорусами Східного Паратетису і відповідає верхній частині бурдігалу МСШ.

Межа олігоцен – міоцену в Центральному Паратетисі (у Карпатському регіоні) обґрунтована за детальним аналізом поширення мікрофосилій (форамініфери, нанопланктон і диноцисти). Проводиться в менілітовому і кросненському типах розрізів за останньою появою (LO) *Membranophoridium aspinatum*, *Chiropteridium galea* та під шарами з *Deflandrea phosphoritica* (диноцисти). Практично такий розподіл є характерним для розрізу точки глобального стратотипу в Італії. За нанопланктоном межа проводиться за (LO) *Sphenolitus delfix* (підшва зони NN1, нанопланктон) і першою появою планктонних форамініфер *Globoquadrina dehiscens*. Межу встановлено в середній частині грушівської світи Закарпатського прогину, у верхній частині нижньокросненської підсвіти, у низах середньоменілітової (лоп'янецької) підсвіти Передкарпатського прогину Українських Карпат [5, 7, 34, 45, 47, 68, 79].

#### Східний Паратетис

Відклади нижнього міоцену виділяються в обсязі кавказького s.l. та батисифонового регіоярусів. Вони входять до складу південної нафто-газоносною провінції України і виділяються у Північному Причорномор'ї, де вони представлені крайовими фаціями (чорнобаївська, маячківська світи; комратські, каржинські верстви); на Кримському півострові, Керченському півострові, в Азово-Чорноморському регіоні це майкопська серія (верхня частина верхньокерлеутської підсвіти); іллічівська, арабатська і королівська світи).

**Нижній міоцен** представлений кавказьким і батисифоновим регіоярусами.

*Кавказький регіоярус s.l.* (олігоцен – міоцен). Відклади поширені в Причорноморській западині (глинисто-алеврито-піщанисті відклади асканійської, горностаївської та чорнобаївської світи); на Кримському півострові, Керченському півострові, в Азово-Чорноморській акваторії – це керлеутська (верхньокерлеутська підсвіта), низи іллічівської та арабатської світи.

Вік обґрунтовано в нижній частині розрізу (асканійська і горностаївська світи) за форамініферами зони *Bolivina goudkoffi* і *Uvirinella californica*, планктоном, наявним у відкладах шельфу, – *Globigerina ciperoensis*, *Gl. praebuloides*, *Brizalina mississippiensis*, *Sphaeroidina variabilis* (олігоцен); у середній частині розрізу на шельфі Чорного моря встановлені нанопланктон зони NN1 і форамініфери *Bolivina goudkovii* та поодинокі *Turborotalia obessa*, *Globigerinoides primordius* (аквітан). У крайових фаціях Причорномор'я (асканійська і горностаївська світи) за диноцистами встановлено зону *Chiropteridium galea*, у покрівлі якої остання поява (LO) *Membranophoridium aspinatum*, рідко зустрічаються форамініфери *Globigerina ciperoensis* (горностаївська світа, хат) і в підшві чорнобаївської світи шару з *Deflandrea phosphoritica* (міоцен). Аналогічна закономірність розподілу диноцистових, форамініферових і нанопланктонних асоціацій характерна для всієї Кримсько-Кавказької області [1, 2, 5, 75, 76, 104 та ін.].

*Батисифоновий регіоярус*. Уперше виділено В.Ф. Козиревою в ранзі світи у верхній частині майкопської серії [11, 18]. У ранзі регіоярусу/горизонту цю світу виділено Є.Я. Краєвою [22]. Зараз виділяється у складі арабатської та іллічівської світи, що представлені в Криму, Керченському півострові та Азово-Чорноморській акваторії шаруватою товщею глин темно-сірих некарбонатних із прошарками глин алевритистих, алевролітів, сидеритів.

У Керченському регіоні в складі батисифонового регіоярусу у верхній частині виділяється королівська світа потужністю від 300 до 700 м (с. Марфівка), яка складає на одноманітну товщу бузково-сірих сланцеподібних глин із сидеритами з *Saccamina zurammacensis* [10, 11]. У східній частині Криму розріз складений пісками і пісковиками, а в нижній частині — алевритами з прошарками глин (із ними пов'язане Стрілкове газове родовище). Далі на південь у південно-східних районах Криму, західній частині Керченського півострова піщано-алевритові прошарки стають більш глинистими та утворюють пачки тонкого перешарування з глинами, а 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. Містяться *Hyperammia* sp., *Bathysiphon* sp., *Cyclammia* sp., *Haplophragmoides rotundidoratus* Hantk., *Spiroplectammia caucasica* Dain, *Cibicides borislavensis* Ais., *C. stavoropolensis* Bogd., які характерні для бурдігалу (сакараул, кацахур) Кавказького регіону. На Прикерченському шельфі – це тонкоритмічне перешарування глин, алевролітів і пісковиків. Переважають глини – від темно-сірих до чорних, щільні, слюдисті, некарбонатні, з орієнтованою мікротекстурою. У верхній частині спостерігаються прошарки алевролітів сірих. Загалом, потужність регіоярусу мінлива, найбільші потужності в центральній частині Керченського півострова (понад 2000 м).

У товщі арабатської світи В.Ф. Козиревою услід за Л.М. Голубнічою виділено шість форамініферових лон: *Haplophragmoides periferexcavatus*, *Cyclammia* і вапнякових форамініфер з *Neobulimina elongata*, що розділені шарами без мікрофауни. У відкладах батисифонового регіоярусу в іллічівській світи встановлено нанопланктонову зону NN3 і асоціацію форамініфер із *Globigerinoides primordius*, *Turborotalia obessa* [45, 47, 79]. Як показали наші дослідження, межа кавказького та батисифонового регіоярусів є повсюдно ерозійною. Батисифоновий регіоярус співставляється з сакараульським та егенбурським регіоярусами Центрального Паратетису та бурдігальським ярусом МСШ [87].

Треба зазначити, що майкопська серія в межах Карпатсько-Кримсько-Кавказького регіону представлена різнофаціальними неповними розрізами,

для якої є характерними різного типу неузгодженості, у тому числі внутрішньоформаційні перериви; наявність олістостром, кліноформ та перехідних верств. Тому прослідкувати закономірності вертикальної зміни як планктонних, так і бентосних мікрофосилій, встановити обсяги біозон, епіболі характерних видів, практично неможливо. І це значно знижує роздільну здатність біостратиграфічного методу як в практичній стратиграфії, так і для кореляційних побудов.

### Обґрунтування межі палеогену і неогену, кореляція

Тривалі дискусії щодо межі палеогену та неогену пов'язані з відсутністю чітких фауністичних критеріїв для виділення хатського і аквітанського ярусів. Це викликало потребу виділення егерського регіоярису в Центральному Паратетисі (Baldi, Senes, 1975) та кавказького регіоярису в Східному Паратетисі як можливого аналогу аквітанського ярису на підставі бентосних форамініфер, остракод, спор та пилку [57].

Межу олігоцен – міоцену в Центральному Паратетисі (Карпатський регіон) обґрунтовано за детальним аналізом поширення мікрофосилій (форамініфери, нанопланктон і диноцисти). Вона проводиться в менілітовому і кросненському типах розрізів за останньою появою (LO) *Membranophoridium aspinatum*, *Chiropteridium galea*, під шарами з *Deflandrea phosphoritica* (диноцисти). За нанопланктоном межа проводиться між (FO) і (LO) *Sphenolitus delfix* під межею LO *S. capricornutus* (підшва зони NN1) і першою появою (FO) планктонних форамініфер *Globoquadrina dehiscens*. Практично такий розподіл є характерним для розрізу точки глобального стратотипу GSSP в Італії (Steininger, Aubry et al., 1998). Межу встановлено в середній частині грушівської світи Закарпатського прогину, у верхній частині нижньокросненської підсвіти, у середньоменілітовій (лоп'янецькій) підсвіті Передкарпатського прогину [5, 7, 34, 88].

Щодо віку і обсягу кавказького регіоярису ведуться тривалі дискусії. Ще О.С. Вялов вважав, що кавказький регіоярус відноситься до верхньої частини олігоцену та низів міоцену і, відповідно, межа двох систем – палеогенової і неогенової – проходить всередині кавказію [19].

Дискусійність питання обсягу кавказького регіоярису особливо чітко відображено при аналізі краєвих фацій аналогів майкопу Північного Причорномор'я, детальна стратифікація, обґрунтування меж і віку яких проводяться переважно за бентосними групами [49, 53, 54, 57]. Єдину планктонну групу представлено динофітовими водоростями (диноцисти), які детально вивчалися в пограничних палеоген-неогенових розрізах численних свердловин Північного Причорномор'я, Криму та страто- і паратипових розрізів Північного Кавказу. Як встановлено за диноцистами, об'єм кавказького регіоярису – верхня частина олігоцену – нижній міоцен (верхи хату – аквітан),

а саме асканійська і горностаївська світи є пізньоолігоценовими, а до міоцену відноситься чорнобаївська світа та її вікові аналоги [3, 5, 88; Веселов, Григорович, 1973; Ахметьев, Запорожець, 1996 та ін.]. Межа між палеогеном і неогеном у цих розрізах проводиться в покрівлі горностаївської світи. Вік чорнобаївської світи, за біостратиграфічними даними, – бурдігал (низи сакарульського, батисифонового регіоярусів), хоча в деяких, більш повних розрізах є відклади цієї світи, що датуються аквітаном. Це свідчить, що на межу палеогену і неогену припадає перерив і відклади верхньокавказького підрегіоярису відсутні.

Двокомпонентний віковий етап і діахронність кавказького регіоярису доведено за аналізом біо- і літостратиграфічних даних (за розподілом форамініфер і нанопланктону) в розрізах Індоло-Кубанського прогину та Азово-Чорноморської акваторії, де розкрито більш повні розрізи, що демонструють складний циклічно-седиментаційний характер майкопського формаційного комплексу, в якому відображено трансгресивно-регресивні і кліматичні режими. Ці закономірності особливо чітко проявляються в ритмічній флішоїдній верхньокерлеутській підсвіті, яка є двокомпонентною. Нижня складена аргілітами з прошарками пісковиків і алевролітів, а верхня представлена глинами – невапнистими, ущільненими, гідролудистими, з піщано-алевритовими прошарками. Така літолого-фаціальна особливість верхньокерлеутського розрізу властива Кримському району. У Насипкойській балці відслонюються тільки фрагменти верхньокерлеутських відкладів. На значній частині Керченського півострова відклади верхньокерлеутської підсвіти частково або повністю розмиті. В Азово-Чорноморській акваторії для потужних верхньомайкопських розрізів, зокрема Північно-Західного та Прикерченського шельфів Чорного моря, характерним є флішоїдний тонкоритмічний глинистий, збагачений піщаним матеріалом, формаційний комплекс, що відображає морські глибоководні умови седиментації (рис. 4).

Умовна межа палеогену і неогену за літологічними ознаками в Азово-Чорноморському регіоні проходить у середині майже одноманітної циклічної товщі, де форамініфери, в основному бентосні, погані збереженості і нечисленні, приурочені до підшви циклітів, а їх верхня частина взагалі не містить форамініфер. В інших розрізах комплекс з *Globigerina ciperoensis*, *Gl. praebuloides*, *Brizalina mississippiensis*, *Sphaeroidina variabilis* змінюється комплексом біоти, що майже не містить форамініфер, але зі значною питомою вагою спікул губок і залишків скелетів риб. Вище на рівні нанопланктонної зони NN1 з'являються форамініфери *Bolivina goudkovii* та поодинокі *Turborotalia obessa*, *Globigerinoides primordius* (перший (I) кореляційний рівень) [68]. На цьому кореляційному рівні ми маємо так звану об'ємну межу в перехідних верствах, коли для верхньої частини кавказького регіоярису (верхи верхньокерлеутської

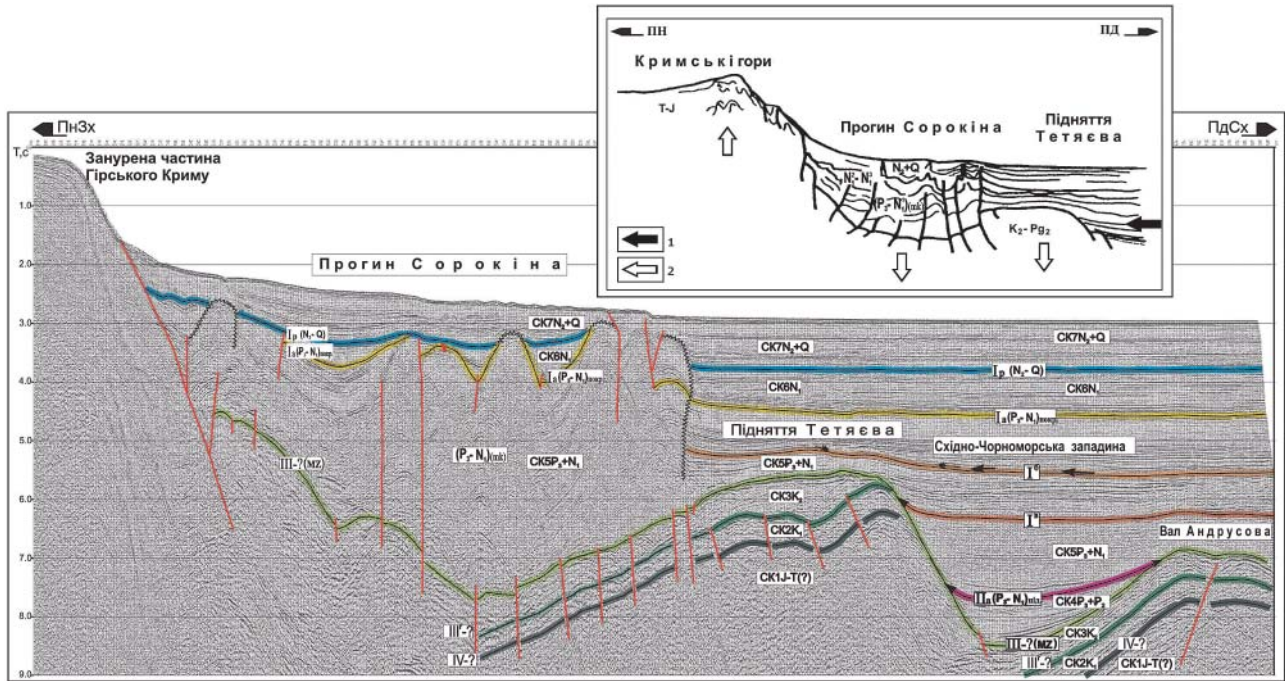


Рис. 4. Фрагмент сейсмостратиграфічного розрізу (за профілем I-I (Східно-Чорноморська западина). Модель формування прогину Сорокіна (інтерпретація ТЦ ДГП «Укргеофізика» та ІГН НАН України) [27]  
 1 – напрямок латерального тектонічного стиснення; 2 – напрямок вертикальних рухів

підсвіти; низи іллічівської, арабатської світ) характерні форамініферові комплекси, в яких є як олігоценіві, так і нижньоміоценові види (рис. 5) [79]. Таким чином, вік кавказького регіоярису є діахронним. Вік нижньої частини регіоярису – олігоценівий (хатський), верхньої – міоценовий (аквітан).

У зв'язку з вищенаведеним кавказький регіоярису s.l. поділяється на два підрегіоярису: нижньокавказький (олігоцен) та верхньокавказький – (нижній міоцен) в інтервалі від 23,03 МА (нижня межа аквітану) до 20,5 МА (нижня межа батисифонового, егенбургського регіоярусів та бурдігальського ярусу МСШ) [5, 50, 68].

За магніостратиграфічною шкалою неогену півдня європейської частини Росії та Закавказзя нижній міоцен починається крупною ортозоною оберненої полярності, яка включає верхньокавказький підрегіоярису і нижню частину сахараульського регіоярису, і співставляється з аквітанським регіоярусом [31].

Щодо кореляцій кавказького і батисифонового регіоярусів в Кримсько-Кавказькому і, зокрема, Азово-Чорноморському регіоні, то, як свідчать результати інтерпретації особистих та літературних джерел, майкопські відклади в основному представлені теригенно-карбонатною циклічною формацією. Це зона зчленування двох палеоседиментологічних районів. Якщо для внутрішньої частини Північно-Західного шельфу континентального схилу Чорного моря характерне переважання біолітофацій морського відносно глибоководного басейну, то на північ – у Причорномор'ї і в Криму спостерігається розвиток біолітофацій із мілководними,

солонуватоводними біоценозами в збагачених на уламковий матеріал піщано-алевритових породах. У розрізах західній і східній частин Чорного моря переважають формаційні комплекси, що подібні до майкопських відкладів Кавказько-Чорноморської та Каспійської нафтогазоносних провінцій на сході і Карпатської – на заході. Глибоководні відклади майкопу виповнюють Азово-Кубанський і Терсько-Каспійський прогини. Розрізи цих глибоководних фацій Передкавказзя поступово в північному напрямі заміщуються відносно мілководними розрізами Волго-Донського регіону в зоні зчленування Східноєвропейської платформи та Скіфської плити. Така складна морфоструктурна та седиментологічна спеціалізація відображена в структурі різнорангових стратонів майкопської серії Кримсько-Кавказької області (рис. 3).

Кавказький регіоярису s.l. (нижньокавказький і верхньокавказький підрегіоярису) відповідає егерському (хат – аквітан) регіоярису Центрального Паратетису, калмицькому та караджалгінському регіоярусам Росії.

Аналогами кавказького регіоярису Східного Паратетису (України, Росії) за біо- і літостратиграфічними особливостями є нижньоміоценові відклади Азербайджану (передгір'я Малого Кавказу, Апшеронського півострова, Гобустану в Каспійському регіоні), Туркменії, що складають верхню частину майкопської серії. Верхньокавказький підрегіоярису (аквітанський ярус) корелюється з уплісцихським регіоярусом Грузії [1, 2, 76, 86] (рис. 3, 6, 7, 11).

Таким чином, нижньоміоценові відклади включають верхню частину егерію, егенбургій, отнангій і



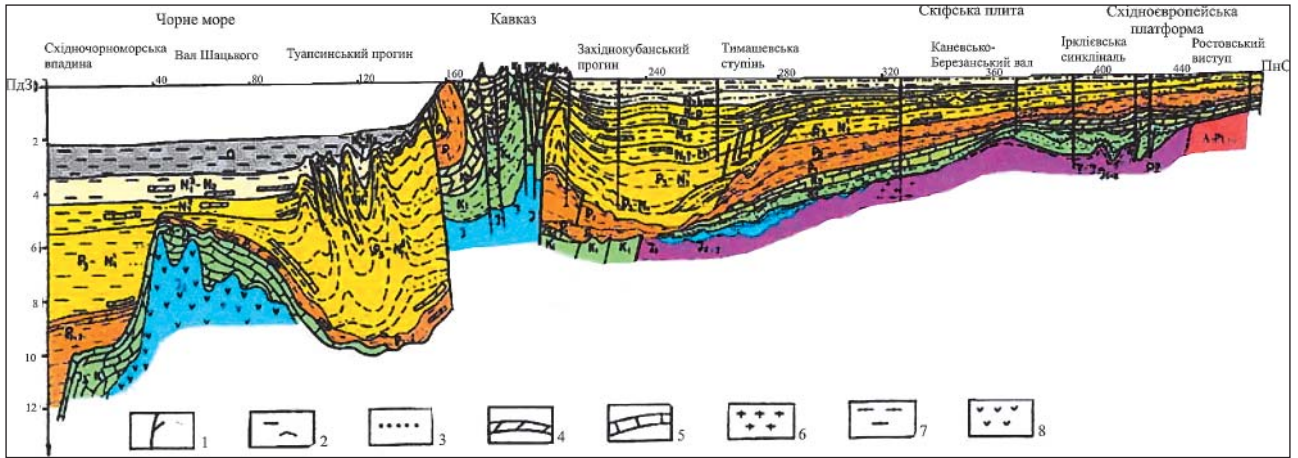


Рис. 6. Геологічний розріз через Західне Передкавказзя – Кавказ – Чорне море (за Л.Б. Мейснер, Т.Н. Мейснер, 1999 р.)

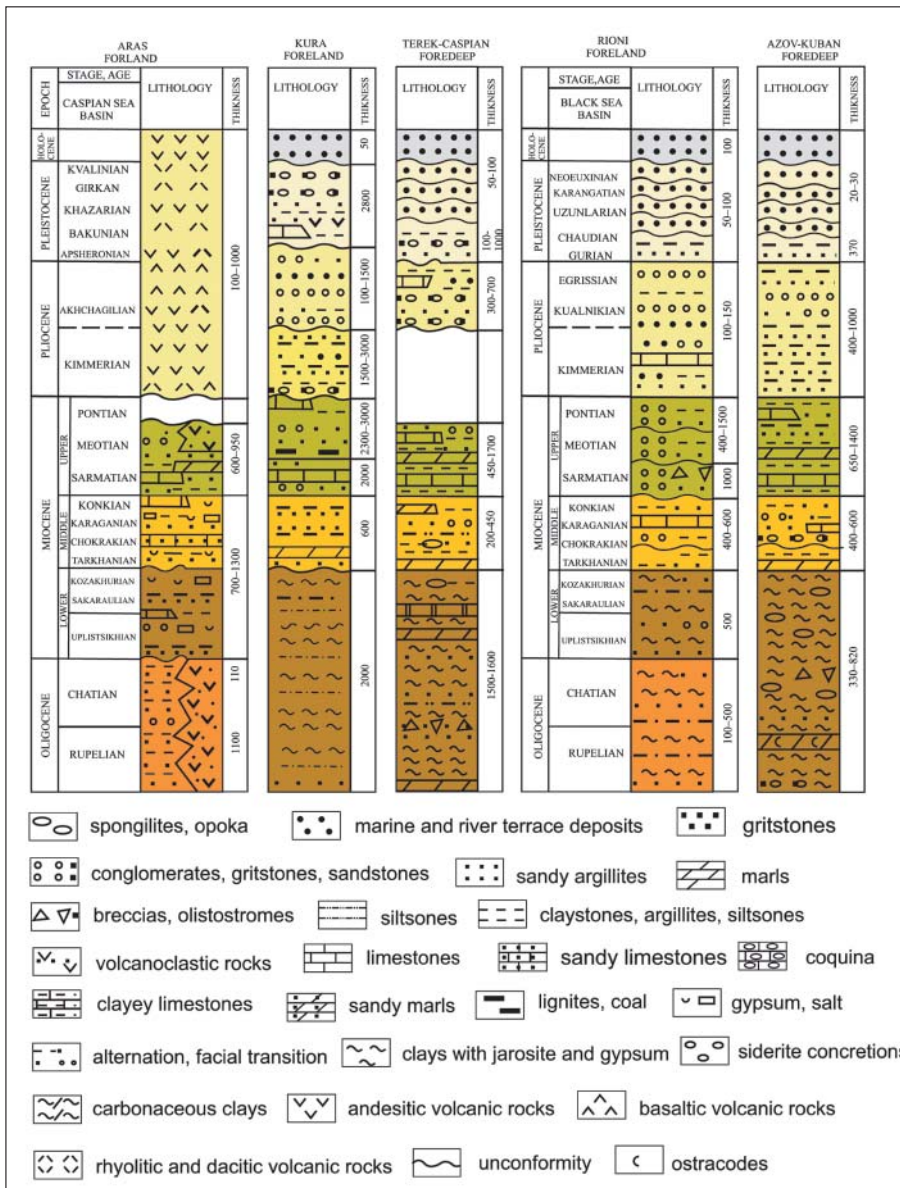


Рис. 7. Схема кореляції неогенових відкладів Кавказу (Грузія) [86]

карпатій Центрального Паратетису, верхню частину кавказького (верхньокавказький підрегіоюрус), бати-сифоновий регіоюрус Східного Паратетису та корелюються з аквітанським і бурдгальським ярусами МСШ.

### СЕРЕДНІЙ МІОЦЕН (лангій – серавалій)

Відклади середнього міоцену широко представлені як в Центральному так і Східному Паратетисі. У Центральному Паратетисі – це баденський і сарматський, у Східному – тарханський, чокракський, караганський, конкський та сарматський регіоюруси.

#### Центральний Паратетис

**Баденський регіоюрус.** Відклади поширені в Закарпатському прогині (терешульська, новоселицька, водицька, терелянська, солотвинська, тересвинська та басхівська світи) та Передкарпатському прогині (стебницька, балицька і нижня частина бережницької світи (Самбірський покрив); богородчанська, опільська, тираська і косівська світи (Більче-Волицька зона); бережанські, нагорнянські верстви, опільська, тираська світи, тернопільські, бугловські верстви [Південнозахідна країна платформи]).

Баденський регіоюрус (нижньобаденський підрегіоюрус) у Закарпатському прогині залягає з розмивом на відкладах карбату чи більш давніх. Представлений терешульськими конгломератами, новоселицькою і водицькою світами (зони NN5 *Sphenolithus heteromorphus* та M6 *Orbulina suturalis*). Така картина є характерною для майже всіх внутрішньокарпатських депресій, Словачини та інших регіонів Центрального Паратетису. У Більче-Волицькій зоні Передкарпатського прогину і на Східноєвропейській платформі середній міоцен також залягає з розмивом на крейдових відкладах, представлених богородчанською світою (зони NN5 і M6) і нагорнянськими верствами, у підшві яких простежуються верхня частина зони NN4 та опільська світа (зона NN5).

Вік обґрунтовано за молюсками *Chlamys elegans*, *Chlamys malvinae*, *Chlamys flava*, *Flabellipecten besseri*; за форамініферами: планктонними – *Praeorbulina* spp. *Orbulina suturalis*, *Globigerina decoraperta*, *Velapertina indigena*; бентосними – зон *Lagenidae* (нижня, верхня); *Spiroplectammia* – *Spiratella*; *Bolivina* – *Bulimina*. За нанопланктоном це зони: верхня частина NN4 *Helicosphaera ampliaperta* та NN5 – *Sphenolithus heteromorphus*, NN6 – *Discoaster exilis* (нижня частина).

Згідно з рішенням VII Симпозіуму зі стратиграфії Паратетису (м. Краків, Польща, 1974 р.), баденій поділяється на три підрегіоюруси: моравій (нижній баденій), величкій (середній баденій, соленосні відклади), косовій (верхній баденій). Але такий поділ баденського регіоюрусу на три підрегіоюруси є дискусійним. Так, О.С. Вялов (1965) поділяв його на нижній і верхній, а соленосні відклади відносив до низів верхнього. Одним із найкращих кореляційних рівнів за нанопланктоном у Центральному та Східному Паратетисі, Світовому океані є рівень останньої появи (LO) *Sphenolithus heteromorphus* – 13,6 Ма. Це відповідає межі

зон NN5 (лангійський ярус) та NN6 (серовалійський ярус). Цей рівень є межею між нижнім баденієм, до якого входять верхи зони NN4 та зона NN5, і верхнім баденієм із зоною NN6. Соленосні верстви є діахронними: верхня частина нижнього баденію – нижня частина верхнього [4, 68].

Баденський ярус корелюється з тарханським, чокракським, караганським та конкським регіоюрусами Східного Паратетису та відповідає лангійському і нижній частині серовалійського ярусів МСШ.

**Сарматський регіоюрус (сармат s.str.)** У Закарпатському прогині сармат представлений доробратівською, лувківською та алмаською світами; у Передкарпатському прогині – бережницькою (Самбірський покрив), дашавською (Більче-Волицька зона) світами, волинськими верствами (Південно-Західна країна платформи).

Вік обґрунтовано за молюсками *Abra reflexa*, *Modiola marginata*, *Ervilia dissita*, *Cardium absolutu*; за форамініферами *Cibicides badenensis*, *Elphidium reginum*, *E. hauerinum*, *Protolophidium granosum*, *Quinqueloculina reussi*, *Q. complanata*; за нанопланктоном зон NN7, NN8, NN9. Для солонуватоводних басейнів характерними є акмезони евригалінних видів *Braarudosphaera bigelowii*, *Calcidiscus macintyreii*, *Syracosphaera pulchra*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, що зіставляються з зонами NN6 (верхня частина) і NN7 (власне нижня частина).

За результатами вивчення нанопланктону з нормальносолоних морських аналогів сарматських відкладів Румунії, у нижньому сарматі встановлено зону NN7 і нижню частину NN8; у середньому сарматі – верхню частину NN8 та зону NN9. Згідно з іншими даними сармат s. str. у Передкарпатському прогині відповідає верхній половині зони NN6 та зоні NN7 [92]. У Самбірському покриві Українських Карпат (бережницька світа) виділено нанопланктонні зони NN6 (верхня частина), NN7, NN8 і NN9 [4].

Отже, в Центральному Паратетисі в сарматському регіоюрусі виділяється тільки верхня частина зони NN6, що відповідає верхам серавалію МСШ, а відклади зон NN7, NN8, NN9 корелюються з верхньоміоценовим тортонським ярусом, віковим аналогом якого є паннонський регіоюрус.

Не виключено, що для відкладів верхньої частини сармату або морського аналогу паннону, враховуючи їх поширення в межах Передкарпатського прогину, Польщі, України і Румунії, слід ввести новий регіоюрус. Підґрунтям цього припущення є нові дані про більш ширший стратиграфічний діапазон сарматських відкладів Зовнішніх Карпат та прилеглих прогинів.

#### Східний Паратетис

**Тарханський регіоюрус (тархан)** поширений у Північному Причорномор'ї (маякчівська світа, томаківські і юраківські верстви), Криму (в Альмінській западині, Акманайському перешийку), Керченському півострові (тархан s.str., камишлакські, юраківські верстви), Азово-Чорноморській акваторії (тархан s.l).

Вік обґрунтовується за молюсками – для нижнього тархана характерні *Crassostrea gryphoides*, *Nucula nucleus*, *Aporrhais pespelecani*, для середнього – *Lentipecten corneus denudatus*, *Nucula nucleus*, *Neopycnodonte navicularis*, *Aporrhais pespelecani*, *Lunatia helicina*, для верхнього – крилоногі молюски-спіратели; за форамініферами – *Globigerina praebulloides*, *G. tarchanensis*, – *Globulina gibba*, *Globorotalia opima continuosa*, *G. minutissima*, *Globigerina praebulloides*, *G. tarchanensis*; *Bolivina tarchanensis*, та ін.; за нанопланктоном – це зони NN4, NN5 [14, 15, 37, 39, 45, 56, 57].

Тархан s.str. обґрунтовано за комплексами нанопланктону зони NN5 і форамініфер *Praeorbulina glomerosa*, *Globigerina tarchanensis* та ін. у відкладах нижньої частини спіралісових глин у неостратотиповому та інших розрідках Керченського півострова. У глибоководних глинистих фаціях тархан визначається за форамініферами *Globigerina tarchanensis*, *Gl. bulloides*, *Praeorbulina glomerosa*, *Bolivina tarchanensis* та нанопланктоном – зони NN5. **Це четвертий (IV) кореляційний рівень.**

Дискусійність встановлення обсягу та меж тарханського регіоярису значною мірою зумовлена літобіофаціальною однорідністю майкопських і тарханських відкладів в Азово-Чорноморському регіоні [45, 94, 52, 79]. Але аналіз комплексів форамініфер із тарханських відкладів акваторії Чорного моря, де порівняно з Північним Причорномор'ям, Кримом та Керченським півостровом розкрито найбільш повні глибоководні карбонатно-глинисті відклади, дає можливість виділити тарханський етап розвитку планктонно-бентосної асоціації форамініфер. У розподілі форамініфер відзначається циклічність, що відображає евстатичні коливання на цьому трансгресивному етапі. Для верхньої частини темноколірних тонкошаруватих сидеритових глин характерним є переважання в комплексах тонкостінних піритизованих форамініфер, скелетів риб, кременистих спікул губок, що свідчить про вплив на характер осадонакопичення і розподіл біоти флюїдів у прирозломних глибоководних зонах, а також існування, як і в майкопі, аноксидного епізоду.

Відмінністю комплексу тарханських форамініфер від майкопських є значна видова різноманітність як бентосних (аглотинованих та секретійних) видів, так і планктонних глобігеринід.

Треба зазначити, що в форамініферових асоціаціях тарханських відкладів Чорноморського регіону є елементи як планктонних глобігеринід Центрального Паратетису, так і численних бентосних форамініфер, характерних для синхронних комплексів Передкавказзя, Грузії тощо, що доводить виділення тарханських відкладів у Східно-Чорноморському регіоні.

Загалом такий розподіл біолітофіцій характерний для всього Східного Паратетису від Болгарії (м. Варна) до Азербайджану, Туркменії [105] і Грузії [48, 39].

За останніми даними, верхи зони NN4 (за появою планктонних форамініфер *Praeorbulina* sp. у верхній частині цієї зони) та зони NN5 датуються середнім міоценом і відповідають лангійському ярусу МСШ (рис. 3).

Чокрацький регіоярус (чокрак) поширений у Криму, Керченському півострові. В Азово-Чорноморському регіоні це тонкоритмічна карбонатно-глиниста товща.

Вік обґрунтовано за молюсками *Donax tarchanensis*, *Ervilia praepodolica*, *Barnea praeustjurtensis*, форамініферами: нижній чокрак – бентосні (міліоліди), планктонні – *Globigerina tarchanensis*, *Globorotalia* sp., *Praeorbulina* sp., верхній чокрак – бентосні (комплекс дискорбід, ельфідіід, ноніонід з характерним *Florilus parvus*); та нанопланктоном зони NN5 [5, 22, 30, 32, 37, 39, 40, 43, 93, 103].

Чокрацький регіоярус співставляється з верхньою частиною нижнього баденію Центрального Паратетису та верхнім лангієм МСШ.

Караганський регіоярус (караган) поширений в Північному Причорномор'ї, Криму, на Керченському півострові. В Азово-Чорноморському регіоні це глинисто-карбонатна, ритмічна теригенна товща, для якої є характерними асоціація ельфідіо-ноніонелових форамініфер та нанопланктон зони NN5 [44, 79, 93].

Вік обґрунтовано за молюсками *Spaniodontella gentilis*, *Mohrensternia barboti*, *Savanella andrussovi*, *Ervilia pusilla*, *Callista*, *Clausinella*, *Gafrarium*, *Alaba*, *Muricidae* та за форамініферами – *Discorbis*, *Cassidulina*, *Nonion*, *Neobulimina elongata*, *Dendritina* [49, 51, 77]. За нанопланктоном – це відклади зони NN5. В Азово-Чорноморському регіоні для караганських відкладів характерними є асоціація ельфідіо-ноніонелових форамініфер та нанопланктон зони NN5 [44, 93].

За положенням у розрізі і наявністю евапоритів відклади караганського регіоярису співставляються з величкієм Західного Паратетису, за нанопланктоном зони NN5 та форамініферами корелюються з верхньою частиною нижнього баденію Центрального Паратетису та верхнім лангієм МСШ [68, 93, 95].

Конкський регіоярус (конка). Відклади цього регіоярису поширені в Північному Причорномор'ї; Криму (Тарханкутський півострів, Рівнинний Крим, Ақма-найський перешийок), на Керченському півострові. В Азово-Чорноморському регіоні розкриті численними свердловинами і представлені товщею тонкоритмічного перешарування глин, алевролітів і пісковиків.

Вік обґрунтовано в шаруватих відкладах крайових фацій за молюсками (*Parvivenus konkensis*, *Acanthocardia andrussovi*, *Spiratella konkensis*, *Ervilia*, *Corbula*, *Sandbergeria*, *Aporrhais*, *Natica*, *Polinices* та іншими представниками багатой морської асоціації), за форамініферами – бентосними і планктонними (*Globigerina bulloides*, *G. cognata*, *G. cf. tarchanensis*, *Turborotalia mayeri*, *Qiuqueloculina consobrina nitens*, *Nonion bogdanowiczii*, *Discorbis kartvelicus*, *Bolivina subdilata*, *Bulimina elongata subulata* тощо) та нанопланктоном зони NN6 [11, 39, 45, 79, 93].

Конкський регіоярус за молюсками, форамініферами і нанопланктоном співставляється з верхньою частиною (косовієм) баденського регіоярису Центрального Паратетису та нижнім серавалієм МСШ.

На Причерченському шельфі Чорного моря, як і на Північно-Західному шельфі, можливе виокремлення в розрізі чокрак-караган-конкської товщі, яка представлена тонкоритмічним перешаруванням глин, алевролітів та пісковиків. Причому глиниста складова є домінуючою.

Треба зазначити, що нижня межа чокрак-караган-конкської товщі може бути як ерозійною, так і пов'язаною поступовим переходом із нижчезалагаючими тарханськими відкладами. Тому встановлення межі, особливо за літологічними, сейсмостратиграфічними даними, у розрізі свердловин є проблемним. Так, у регіональній стратиграфічній схемі неогенових відкладів південних регіонів європейської частини Росії [77] в Тамансько-Алагумській зоні літологічно подібні до керченсько-чорноморських тарханські і чокракські відклади навіть об'єднано в єдину північно-ширванську світу, в якій виділено дві підсвіти. Те ж саме стосується верхньої межі із сарматськими відкладами, яку встановлено за біостратиграфічними критеріями в тонкошаруватій глинисто-теригенній товщі. В Азербайджані, Закаспії, Каспійському морі тархан-чокрак – це синакінський (Siykinss) формаційний комплекс. Таким чином, як нижня, так і верхня межі чокрак-караган-конкського формаційного комплексу проведені у перехідних верствах і є діахронними.

*Сарматський регіоярус (сармат s.l.)* поділяється на три підрегіояриси: нижній (волинський), середній (бессарабський) і верхній (херсонський). Поділ сарматського регіоярису на ці три підрегіояриси передумовлено трикомпонентними літологічною і біофаціальною складовими, які чітко простежуються в розрізах Азово-Чорноморської акваторії та на території Південної України (Північне Причорномор'я, Крим).

Нижній волинський підрегіоярус – це переважно глинисто-алевроитова, темноколірна товща з прошарками вапняків – органічно-детритусових із характерними асоціаціями евригалінних *Elphidium*, *Porosonion*, численними *Quinqueloculina*, *Articulina*, *Entosolenia*, *Saccamina* та ін.

Середній бессарабський підрегіоярус – це вапнякова алевроито-глиниста товща – сіро-зелена, з багатим комплексом форамініфер, численними двостулковими молюсками, остракодами, водоростями, рештками риб. На цьому рівні наявні поодинокі *Globoquadrina dechiscens* і нанопланктон зони NN8 *Catinaster coalites*, верстви зони NN9 *Catinaster caliculus*, що дозволяє датувати цю частину розрізу пізнім серавалієм – раннім тортоном.

Херсонський підрегіоярус – це глиниста, темно-оливково-зелена, часто флішодна товща з тонкими прошарками глин, мергелів та вапняків. Форамініфери в цій частині розрізу поодинокі, а в деяких

прошарках переважають *Elphidium*, *Quinqueloculina*, *Protoelphidium*.

Вік сарматського регіоярису обґрунтовується за молюсками, серед яких більшість видів і частини родів є ендемічними. Для катерлезьких верств верхньосарматського під'ярусу характерні лише кілька видів *Mactra (Chersonimactra)*, *Solen subfragilis* [13, 55], за форамініферами *Elphidium macellum*, *Porosonion subgranosum*, *Florilus bogdanowiczii*, *Quinqueloculina* spp., *Sarmatiella* та ін. Для середнього сармату є характерною наявність багаті асоціації бентосних форамініфер ельфідіумів і міліонід та поодиноких планктонних *Globoquadrina dechicens*, за нанопланктоном: на території Південної України евригалінний нанопланктон представлений моноасоціаціями *Dictiococcites compactus*, *Calcidiscus macintyreii*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Reticulofenestra pseudomullica*, *Sphenolithus abies*, *Perfocalcinella fusiformis*. У відкладах бессарабського підрегіоярису Приазов'я встановлено нанопланктон зони NN8 і верстви з *Catinaster caliculus* (низи зони NN9), що свідчить про найвищий рівень морської трансгресії в області Східного Паратетису [68]. Сармат Східного Паратетису корелюється із сарматом s. str. (sensu Suess, 1866) та нижньою частиною паннону Центрального Паратетису. Відповідно, сармат s. l. (Barbot de Marny, 1866) корелюється з верхньою частиною серавалію та нижньою частиною тортону МСШ.

Щодо межі між нижнім і середнім міоценом, то як в стратотиповій провінції на Керченському півострові, так і на території всього Східного Паратетису в різнорангових стратонах вони є діахронними. Різні дослідники цю межу проводять на різних стратиграфічних рівнях: М.І. Андрусов – у підшві чокрака [9, 35], Б.П. Жижченко і Р.Л. Мерклін – у підшві тархана. М.Ф. Носовський зі співавторами розширив обсяг тархана і приєднав до нього камишлакські верстви (нижній тархан), верстви з *Lentipecten denudatum* (середній тархан, або тархан s.str.), юраковські верстви (верхній тархан, або спіріалісові глини) [4, 12, 50]. Нижня межа середнього міоцену ними встановлювалася в підшві камишлакських верств тархана s.l. У подальшому М.Ф. Носовський значну частину спіріалісових глин відносить до чокраку і проводить межу середнього міоцену вже в підшві чокрака. Є.М. Богданович [37] проводить межу зон NN4 і NN5 в низах верхнього тархана і вважає вік тархана – ранній і середній міоцен. Цю точку зору підтримує Л.О. Невесська зі співавторами [50], які співставляють нижню частину тархана з верхами бурдігалу, а верхню – з низами лангію.

Аналіз наявного матеріалу та нові дані за матеріалами буріння в Азово-Чорноморській акваторії свідчать, що поява морського планктону у відкладах тарханського типу Альмінської западини Криму в Чорноморській западині [4, 35, 45, 55] характеризує початок лангійської трансгресії. У пограничних нижньо-,

середньоміоценових відкладах встановлено **третій (III) кореляційний рівень** за комплексами нанопланктону зони NN4 і форамініфер *Globigerinoides bisphaericus* і *Praeorbulina* sp., що корелюються безпосередньо з верхами коцахура і нижнім тарханом.

Асоціації планктону низів середнього міоцену Центрального та Східного Паратетису дещо відмінні. Для Східного Паратетису характерним є більш давній комплекс, який включає верхи зони NN4 і низи NN5 та асоціацію форамініфер з *Praeorbulina glomerata*. У Центральному Паратетисі для цього інтервалу в більшості регіонів характерним є перерив в осадо-накопиченні. В нижньому баденії виділено зону NN5 і форамініферами зони *Orbulina suturalis*.

За даними визначення абсолютного віку за трьохметодом [83], нижня межа сармату датується 13,6-13,7 млн років. Межа нижнього і середнього регіопід'ярусів – 12,2 млн років, середнього і верхнього під'ярусів – 9,3 млн років. У Західному Паратетисі ця межа визначається на рівні 13,0 млн років [108] або 13,6 млн років [110].

За магніостратиграфічними даними, верхній половині бурдігальського регіоярусу з його переважаючою R-полярністю відповідають кацахур і тархан, що підтверджується і наявністю нанопланктону зон NN4, NN5 у тарханських відкладах. Чокракський регіоярус за послідовністю магнітозон (N-R-N) співставляється з лангієм та низами серавалію, що кореспондується із зоною NN5. За даними Л.В. Гребенюк [31], крупна Rn-зона в обсязі карагану, конки та нижнього сармату структурно подібна сукупності хронів C5AB-C5r, відповідає верхній частині серавалію і нанопланктонним зонам NN6 і NN8, що корелюється з відкладами караган-сармату (нижній, середній) Східного Паратетису України. Цей рівень сармату s.str. та нижня частина паннону співставляються з сарматом s.l. і нижнім меотисом Східного Паратетису, верхнім серавалієм і нижнім тортоном МСШ, тобто є діахронним – середній-пізній міоцен.

На межі середнього і верхнього міоцену виділено реперну N зону, що співставляється із зонами NN8 і NN9 та низами тортону (хрон C5n) (рис. 8).

У відкладах Центрального Паратетису, що датуються як сармат Румунії, Польщі, і в паннонських відкладах Східнословачької западини встановлено нанопланктон зон NN8, NN9. У Східному Паратетисі вперше нанопланктон зони NN8 був встановлений у середньому сарматі Грузії, потім у Приазов'ї, розрізах Азово-Чорноморського шельфа і Дакійському басейні Румунії [11, 27, 39, 45, 65, 66, 68, 69, 70, 71, 79].

В Азербайджані (Абшероні, Гобустані, акваторії Каспійського моря) середньоміоценові відклади (тархан-сармат) за біо-, літо- і магніостратиграфічним розчленуванням мають прямі аналогії з тархан-сарматськими відкладами півдня України, зокрема Азово-Чорноморської акваторії.

Межа між середнім і верхнім міоценом у Центральному Паратетисі України проходить по покрівлі сармату s.str. В області Східного Паратетису межа середнього-верхнього міоцену встановлена в середині бессарабського підрегіоярусу сарматського регіоярусу.

## ВЕРХНІЙ МІОЦЕН

### (тортонський, мессінський яруси)

У Центральному Паратетисі виділяються паннонський та понтичний регіояруси. У Східному Паратетисі – верхня частина сарматського, меотичний та понтичний регіояруси.

**Центральний Паратетис.** Вважалося, що морські відклади верхнього міоцену в Центральному Паратетисі України відсутні. Але знахідки нанопланктону зон NN7, NN8, NN9, NN10 у відкладах сарматського віку в Самбірському покриві Передкарпатського прогину на території не тільки України, а й Польщі, Румунії, у Східно-Словацькій западині підтвердили існування на цих територіях морського басейну. Верхній сармат імовірно співставляється з верхами зони NN9 та низами NN10, що було встановлено в Румунії [98, 100].

**Паннонський регіоярус** (паннон) встановлено в теригенній товщі Паннонської западини, що міститься між сарматом і четвертинними утвореннями. Розташованим вище паннону, за Е. Лерентеєм (1900-1906), вважався левантійський ярус, і до паннону стали відносити товщу порід, яка залягає між сарматом та левантином. У 1970 р. робоча група з Паратетису на нараді у м. Відні (Австрія) запропонувала виділяти паннон в обсязі, який визначив П. Стефанович (1951) і який було затверджено в 1975 р. на VI Конгресі РКССН у м. Братислави (зараз Словаччина).

У Закарпатському прогині це ізівська світа, вік якої обґрунтовано за молюсками *Congerina ornithopsis*, *C. partschi*, *C. subglobosa*, *Melanopsis impressa*, *M. fossilis* та індемичним нанопланктоном *Praenoelaerhabdus banatensis*, *Noelaerhabdus bozinovicae*, *Noelaerhabdus bonagali*. Співставляється із зонами NN8, NN9 та, можливо, нижньою частиною зони NN10 [100].

Паннонський регіоярус відповідає верхній частині сармату та меотису Східного Паратетису і корелюється з тортоном МСШ.

**Понтичний регіоярус (понт)** встановлено в Закарпатському прогині. Це кошелівська світа. За біостратиграфічними даними характеризується зміною солонуватоводного комплексу остракод прісноводним і повним зникненням конгерій. Межа між панноном і понтом є поступовою, проводиться в покрівлі зони NN11b.

У Східному Паратетисі йому відповідає понтичний регіоярус, і вони зіставляються з мессінським ярусом Середземномор'я і МСШ [68].

### Східний Паратетис

Нижню частину верхньоміоценового розрізу в Східному Паратетисі складають відклади сармату s.l. (верхня частина бессарабського та херсонський підрегіояруси). Це переважно вапняки органогенно-детритові, піщані; глини зеленувато-сірі, з прошарками алевролітів.

Для верхньосарматських відкладів (херсонський регіоярус) характерною є меридіональна фаціальна мінливість. На Керченському півострові в центральній частині – переважно глини світло-сірі і зеленувато-сірі. На заході – вапняки з прошарками глин. Потужність відкладів – до 200 м. На Прикерченському шельфі та в глибоководній частині Чорного моря верхній сармат – це здебільшого теригенні відклади: глини, алеволіти та мергелі. У глинах визначено дрібні форамініфери *Guembelina dracillima* (Andr.), *Cibicides* sp., *Fissurina* sp., *Globigerina* sp. Потужність херсонських відкладів – від 20 до 200 м. Межу середнього-верхнього міоцену обґрунтовано за нанопланктоном зони NN8 та низів зони NN9.

**Меотичний регіоярус.** У Північному Причорномор'ї до його складу входять багерівський (західна і центральна частина), кагульський (на заході) і бузеуський (у центрі) регіопідяруси та балтська світа (на сході).

Відклади регіоярусу значно поширені на Керченському півострові, Прикерченському шельфі, в Західно- та Східно-Чорноморській западинах. На Керченському півострові меотис має двочленну будову, виокремлюються два підрегіояруси: багерівський та акманайський. Для нижньої частини характерним є переважання в розрізі глин – зеленувато-сірих, піщаних, із підпорядкованим вмістом вапняків. У деяких зонах Керченсько-Таманського прогину ця частина розрізу є продуктивною. Для верхньої частини характерними є вапняки, що перешаровуються з глинами, мергелями та пісковиками. Аналогічний розріз меотису і на шельфах Чорного моря. Відклади меотичного регіоярусу поступово чи з переривом перекривають сарматські, верхня межа з понтом, як правило, є ерозійною. Загальна потужність меотису – 100 м.

Меотичні відклади – це типово морські утворення з молюсками, форамініферами, діатомеями, нанопланктоном, за якими і обґрунтовано вік порід. Меотичні відклади містять багатий комплекс молюсків: *Congeria modiolopsis* (Andrus.), *C. novorossica* (Sintz.), *C. oxyrrhyncha* (Andrus.), *Abra tellinoides* (Sintz.), *Cerastoderma arcella mitridatis* (Andrus.), *Dosinia maeotica* (Anclrus.), *Venerupis abichi* (Andrus.), *Modioia incrassata* (Orb.) тощо. Якщо конгерії є характерними для багерівського регіоярусу, то дозінії преваюють у акманайському. Прісноводні молюски – *Psilunio novorossicus bugensis* (Gozh.), *Ps. radiatodentatus* (Sintz.), *Ps. subrecurvus robustus* (Gozh.), *Unio ingulensis* (Gozh.), *Viviparus barboti barboti* (Sintz.) тощо, як правило, приурочені до ерозійних поверхонь піщано-алевритистих зі значною домішкою гравійного матеріалу верств [8, 24, 77].

Характерними є численні остракоди: *Caspioocypris Candida* (Livental), *Loxococoncha potentis* (Stan.), *Xestolebehs maeotica* (Suz.), *Leptocythere plana* (Schneider), *L. stabilis* (Schneider), *L. scabra* (Schneid) тощо [22, 38].

Діатомові водорості – *Cymatosira bicharensis* Pant., *Denticula hustedtii* Sim. et Kanaya, *Rhabdonema adhaticum* Kutz – характеризують некарбонатні глинисто-алевритові різновиди порід [22].

Крім типового для меотису Кримсько-Кавказької області комплексу бентосних форамініфер: *Saccamina* sp., *Quinquelocutina consobrina meotica* Didk., *Q. seminuum meotica* G e r k e, *Ammonia beccarii* (L i n e), *Porosonion subgranosus* (Gerke), *P. martkobi* (Bogd.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. regina* (Orb.). *Cassiduiina* sp. та ін., визначено планктонні: *Globigerina bulloides*, *Sub. brevispira* (Sub.), *Globigehnoidea scitula*, *Gi. trilobus*, *Turborotalia mayeri*.

У меотичних відкладах діагностовано морські асоціації нанопланктону з *Discoaster hamatus*, *D. neohamatus*, *D. neorectus* та ін. (NN9 і NN10) та планктонні форамініфери *Globigerina bulloides*, *Sub. brevispira*, *Globigerinoides scitula*, *Gi. trilobus*, *Turborotalia mayeri* з численними різноманітними бентосними форамініферами (**сьомий (VII) кореляційний рівень**). Вони встановлені в меотичних відкладах багерівських і акманайських верств на Керченському півострові і в Азово-Чорноморському регіоні [22, 45, 55, 79, 95]. У Центральному Паратетисі аналогічні асоціації нанопланктону без планктонних форамініфер встановлені у верхній частині бережницької світи (морський аналог паннону) Самбірської зони Передкарпатського прогину України, в Польщі і Румунії [50, 60, 62]. Це дає підставу корелювати херсонські, меотичні і нижньопаннонські відклади Паратетису з нижнім тортоном МСШ.

**Понтичний регіоярус (понт)** Східного Паратетису поділяється на два регіояруси: нижній (новоросійський з евпаторійськими і одеськими верствами) та верхній (з портаферськими та босфорськими верствами). Відклади представлені фаціально-мінливими утвореннями – від субплатформних, переважно малопотужних карбонатних розрізів Північного Причорномор'я, моласових товщ Передгірського Криму та циклічних теригенно-карбонатних фацій українського сектору Чорного та Азовського морів. Як показали наші розрахунки та аналіз циклічності формаційного комплексу [28, 65], всі відклади мають однакову подрібненість нашарування, що дозволяє незалежно від типу осадків виокремити в кожному розрізі до 20 сидементологічних циклів, які відображають зміни орбітальних параметрів Землі, зокрема прецесії, упродовж приблизно 23 тис. років, які збігаються з циклічністю коливань нахилу земної осі. Така закономірність характерна для нижнього понту. У верхньому понті спостерігається 10 циклів з інсоляцією 41-45 тис. років [28, 65].

Тривалість понта Східного Паратетису складає 0,8-0,9 млн років, причому як нижній, так і верхній понт продовжувалися приблизно 400-450 тис. років кожний. За біостратиграфічними даними вік понтичних відкладів обґрунтовано за молюсками *Eupatorina*, *Lymnocardium*, *Paradacna*, *Congeria*, *Phyllocardium*, *Plagiodacna*, *Valenciennius* та ін., форамініферами *Quinqueloculina*, *Elphidium*, *Ammonia* (дуже збіднений комплекс переважно евригалінних форм) [74, 75].

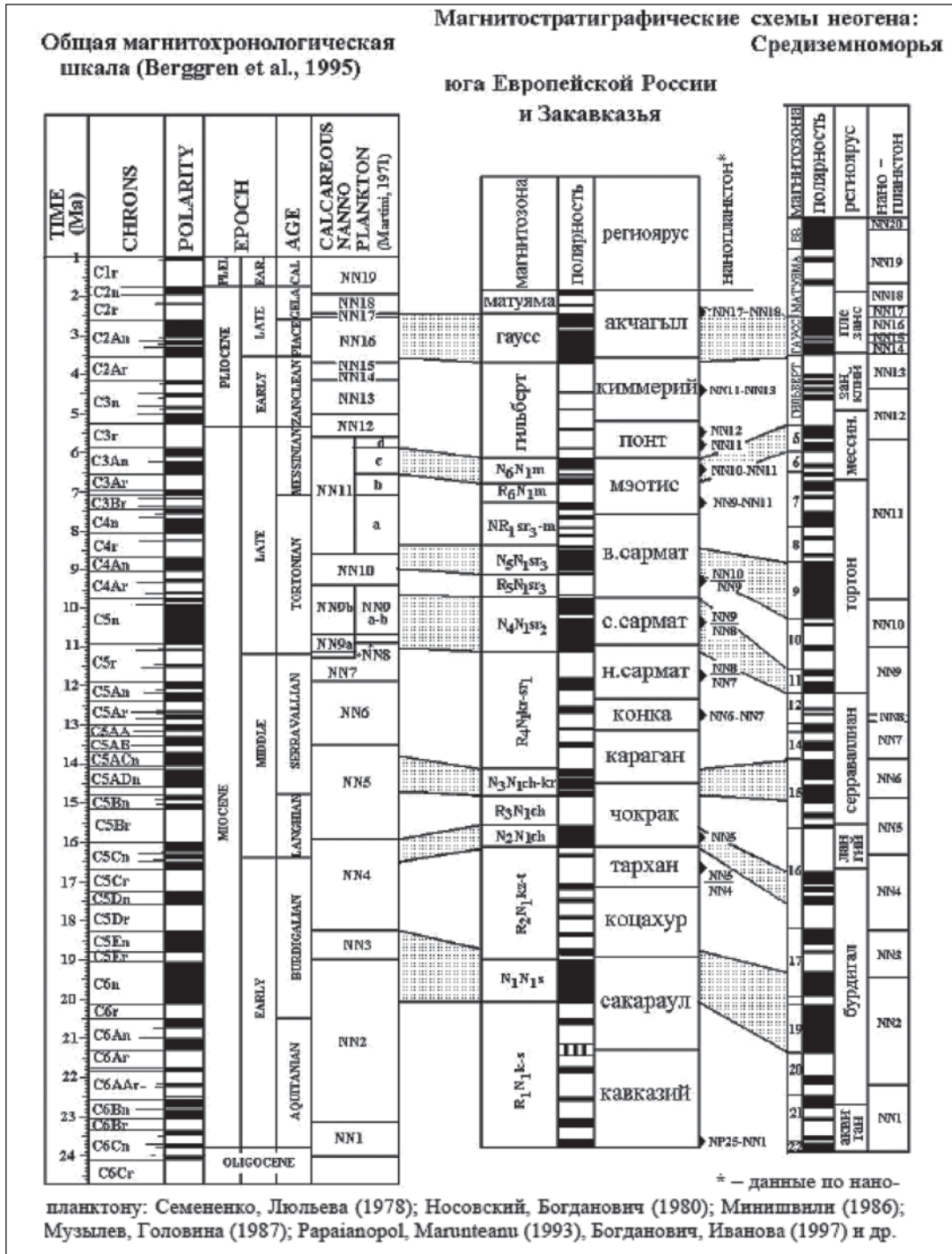


Рис. 8. Трансрєгiональна магнiтостратиграфiчна кореляцiя неогенових формацiй пiвдня європейської частини Росiї та Закавказзя iз загальною шкалою та Середземномор'ям (за Л.В. Гребенюк) [31]

Нанопланктон представлений видами широкого поширення. Однак у Румунії в нижньому понті знайдено комплекс зони NN11, а у верхньому – NN12 [102].

За комплексним аналізом [60] даних щодо палеомагнетизму, нанопланктону, фауни ссавців, треково-го датування відкладів верхнього міоцену Східного

Паратетису був визначений вік меж понта Східного Паратетису (Євксинського басейну): нижньої – 7,5 млн років, верхньої – 6,7-6,6 млн років, нижньої/верхньої – 7-7,1 млн років [60, 68]. У магнітохронологічній шкалі понт відповідає верхам епохи 7 (C4n) та більшій частині епохи 6 (C3Br-C3Ar) (рис. 9).

Відповідно до магніостратиграфічної схеми [31] неогенових відкладів півдня європейської частини Росії та Закавказзя еквівалентною понтичному і значній частині кімерійського регіорурусів є зона Гільберт, у якій на фоні переважаючої оберненої полярності встановлено 4 зони, що є аналогами епізодів Твера, Сидуфіал, Нунивак і Кочити (рис. 8, 9, 10).

Нижній понт корелюється з верхньою частиною тортону і верхньою частиною зони MN12. У граничних відкладах меотису і понту (новоросійські верстви) визначено планктонні форамініфери *Globigerinoides oblique extremus* (це восьмий (VIII) кореляційний рівень), які характеризують межу меотису – понту і тортону – месіну МСШ.

Поодинокі знахідки нанопланктону *Amaurolithus primus*, *A. delicatus*, *A. tricorniculatus* у покрівлі метису, понті і нижній частині кімерію Керченсько-Таманської зони, а також виду *Discoaster quinqueramus* у нижній частині азовських верств кімерію Керченського півострова можуть свідчити, що верхня частина розрізу розмита і перерив охоплює верхи зони NN11 та низи NN12. Ці дані дають підставу співставляти верхи меотису і понт із верхами тортону і месінієм МСШ.

Необхідно зазначити наявність ендеміків *Isolithus semenko* в понті Керченсько-Таманського регіону і Чорноморського узбережжя Кавказу, які також широко представлені в панноні Австрії, Сербії і Хорватії [61, 91].

Треба зазначити, що Каспійський басейн має дещо іншу історію розвитку та обсяги стратонів; понт тут поділяється на три регіопід'яруси: нижній – новоросійський, середній – шемахінський, верхній – бабаджанський. Нижній регіопід'ярус відповідає понту Евксина, середній ще має спільні форми молюсків із верхнім понтом Евксина, верхній охарактеризований дуже своєрідною фауною і може бути співставним із низами кімерія Чорноморської області [1, 8, 75, 36].

Щодо кореляції понт – месінії треба підкреслити, що ще в XIX ст. в Середземномор'ї активно вивчали фауну солонуватоводних молюсків месінію. До речі, до цього часу невивченою на сучасному рівні залишається товща відкладів, зокрема прошарки мергелів, що залягають у верхах евапоритів. Так, солонуватоводна фауна молюсків та остракод, яка характерна для понтичного регіорусу Східного Паратетису, представлена численними родинами та видами. Вони присутні в месінії Середземномор'я мінімум на двох рівнях: над евапоритами (так звана евксинська постіль) та над евапоритами у відкладах, які відомі під назвою Лаго-Маре (озеро-море).

Дані про наявність двох рівнів розвитку солонуватоводних понтичного типу молюсків і остракод в месінії були отримані В.М. Семененком, у тому числі в результаті особистого спілкування з д-ром Панделем Пашко (Pandele Pashko), який вивчав розрізи месінії в Албанії (де наявність солонуватоводних прошарків у месінії була констатована ще в XIX ст.), і проф. Боссіо (Bossio) (Пізанський університет, Італія), спеціалістом з остракод.

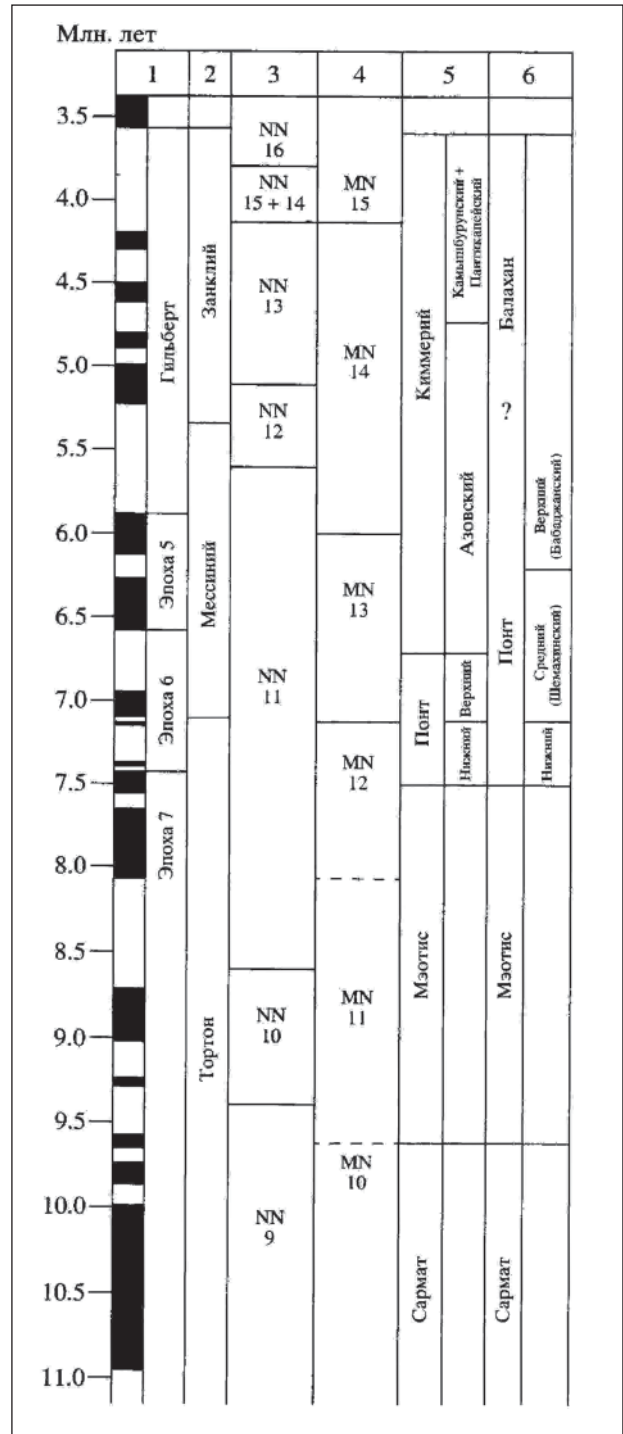


Рис. 9. Кореляція регіорусів Східного Паратетису з магнітохронологічною шкалою, ярусами Середземномор'я, нанопланктонними зонами та ссавцями [60]

У нижній частині ранньо-понтичних вапняків Північного Причорномор'я відзначається неузгодженість (перериви). Зокрема, П.Ф. Гожик [22] виділяє дві фази новоросійської трансгресії: нижню – евапорійську і максимальну – одеську, підкреслюючи, що між цими



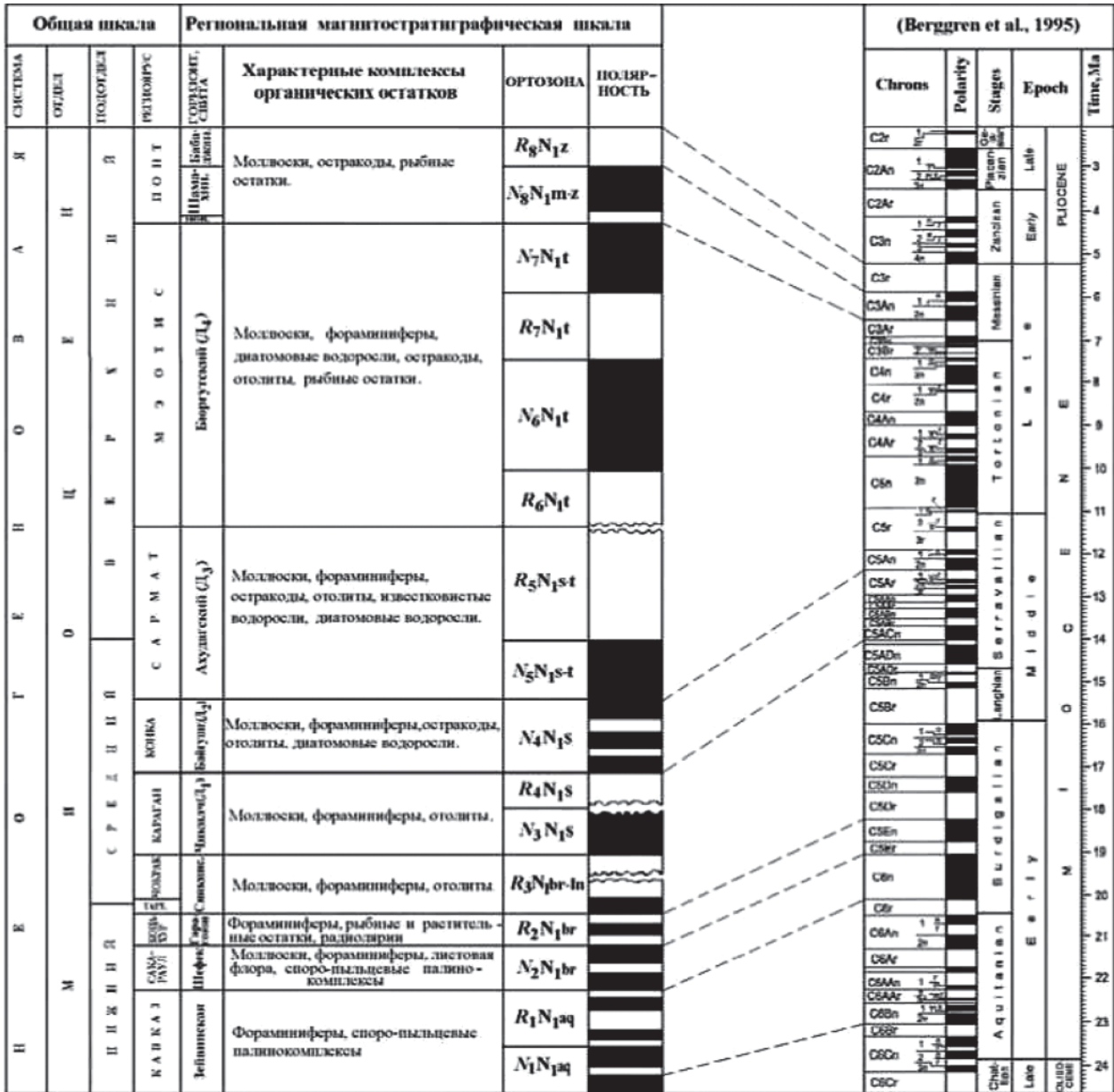


Рис. 10. Магніостратиграфічний розріз міоценових відкладів Азербайджану [36]

фазами була регресія. Ця неузгодженість особливо чітко виражена в любимівському розрізі Альмінської западини (як наслідок, розтягіння в потужності) у вигляді шару крупних конгломератів, що складається з юрських вапняків [38, 61, 65].

Отримані нами астрономічні дані повністю підтверджуються палеокліматичними реконструкціями на біостратиграфічній основі (моллюски, флора, фауна хребетних і мікрофосилії), зокрема, про зміну клімату від помірно-теплого в ранньому понті до потепління в пізньому понті — мессинії, включаючи і евапоритову фазу, якій в Евксині відповідає перерив між пізнім понтом і кімерієм. У кімерії – занклії фіксується термічний

оптимум. Враховуючи мікроциклічність відкладів ми виходимо на інфразональний поділ, що корелювався глобальними механізмами, зокрема, земними орбітальними циклами різних періодів [65].

За даними І.С. Чумакова [82, 83], нижня межа понту визначається в 7,1 млн років, що відповідає датуванню, прийнятому в останніх схемах неогену Середземномор'я і Паратетису [60, 108]. Верхня межа в цих схемах проводиться в інтервалі 5,2-5,3 млн років. Межа міоцену – пліоцену, встановлена на рівні 5,322 МА, «фіксується» між мессинієм і занклієм МСШ, понтом і дакієм у Центральному Паратетисі та між понтом і кімерієм в Азово-Чорноморському басейні Східного Паратетису.

Аналізуючи наведений матеріал, можна зробити висновки, що планктонні рівні в Понто-Каспії співпадають з океанічними. Це підтверджують і палеомагнітні дослідження на опорних розрізах Чорноморського басейну. При калібровці палеомагнітної шкали саме датовані рівні в ранньому кімерії (*Discoaster quinqueramus* і *Ceratolithus tricorniculatus* в одному комплексі, а вище – знахідки *Ceratolithus acutus*) дозволили встановити належність зворотно намагнічених відкладів понту до 6-ї палеомагнітної епохи [60] через прив'язку рівнів мікрофосилій до свердловин глибоководного буріння. У подальшому ці дані були підтверджені трекковими датуваннями прошарків вулканічних попелів на межі меотис – понт [83].

За непрямыми даними (палеогеографічними і біостратиграфічними), за складом солонуватоводної малакофауни і диноцист нижнього понту і мессінію, понт, швидше за все, слід порівнювати з мессінським ярусом Середземномор'я чи його верхньою частиною [105]. Нижній понт і портаферські верстви простежуються аж до Паннонського басейну, а босфорські верстви півдня України відповідають низам палюдінових верств Західного Паратетису. Верхній понт відповідає нижній частині зони MN13 та нижній частині мессінію.

У ланцюзі взаємопов'язаних водойм Атлантичний океан – Середземне – Чорне – Каспійське моря, зв'язок між ними неодноразово то переривався, то відновлювався, що було спричинено геокатастрофічною дією різних кліматичних змін або глобальних геологічних процесів. На межі міоцен – пліоцен (мессіній – занклій в Середземному морі, понт – кімерій у Чорному морі і понт (балханська світа) Каспійського моря) простежуються риси сучасних басейнів. З цією межею пов'язано формування трьох продуктивних басейнів евапоритово-сірконосною формації мессінію в Середземному морі, азово-чорноморська залізородна формація кімерію і балханської світи Каспійського моря, з якими пов'язані гігантські родовища нафти і газу (рис. 11, табл. 1).

## ПЛІОЦЕН

### Центральний Паратетис.

Виділяються два регіояруси: дакійський та румунський.

У Закарпатському прогині до складу дакійського регіоярусу умовно включено нижню частину ільницької світи, а до румунського – її верхню частину.

Вік обґрунтовано за численними прісноводними остракодами *Candona* spp., *Cypria* spp., *Cyclocypris* spp. і молюсками *Planorbis*, *Unio*, *Helix*.

Дакійський і румунський регіояруси відповідають кімерійському і куюльницькому регіоярусам Чорноморського басейну, співставляються із занклієм МСШ.

### Східний Паратетис

#### Кімерійський регіоярус.

У Північному Причорномор'ї виділяються два підрегіояруси: нижній (азовські верстви) і верхній; у Криму та Керченському півострові виділено два регіопід'яруси:

нижній, що включає азовські верстви, і верхній з камишбурунськими і пантикапейськими верствами.

В Азово-Чорноморській акваторії – це ритмічна товща глин – безкарбонатних із діатомітами та сидеритовими проверсками. Північна межа поширення кімерію Північного Приазов'я, протяжністю 200 км від м. Генічеська на заході до м. Бердянська на сході і далі на південь, включає прилеглу частину акваторії Азовського моря (зокрема, острів Бірючий і Арабатську Стрілку). Якщо ранній понт завершує виділений нами [66] основний міоценовий рівень денудації («терасу»), який простягається в напрямку приблизно вздовж берегової лінії міоцену, тобто уздовж 48° пн.ш. до мм. Запоріжжя – Кривий Ріг, то кімерійсько-куюльницький рівень (верхньопліоценова тераса П.К. Заморія) насунутий з півдня до понтичного рівня, і північна межа верхньопліоценової тераси проходить по лінії мм. Херсон – Мелітополь. У поширенні тут товщі порід кімерію чітко виділяються 3-4 пласти озалізненних пісковиків, що перешаровуються утвореннями чорних некарбонатних глин. Виділено 8 горизонтів, кожен з яких відповідає 400-тисячному ритму [65].

Вік обґрунтовується за молюсками: нижній підрегіоярус – *Macradacna*, *Panticapaea*, *Stanodacna*, *Pachydacna* та ін.; верхній підрегіоярус – крупні *Arcicardium acardo*, *Pontalmyra gourieffi*, *P. crassatellata*, *Prosodacna macrodon*, а також комплексами з *Dreissensia angusta* Rouss., *D. iniquivalvis* Desh., *D. aff. rostriformis* Desh., *D. huoti* Andrus., *D. rostriformis* var. *akmanaica* Andrus., *Pseudocatilus azovicus* Ebers., *Didacna multistriata* (Rouss.), *Macrodacna acmanaica* Ebers. та ін., остракодами – *Caspiocypris fiona* (Llv.), *Cas. orientalis* (Kr.), *Caspiolia acronasuta* (Uv.), *C. balcanica* (Zal.), *Bacunelia dosoarcuata* (Zat.) та ін.; за нанопланктоном – асоціації зон NN 12, NN13 [67, 71]. Форамініфери відсутні.

У відкладах азовських верств встановлений **дев'ятий (IX) кореляційний рівень**, який представлений асоціацією нанопланктону з *Ceratolithus acutus* (зона NN12). Цей рівень фіксує нижню межу пліоцену в океані, а також простежується на рівні азовських верств кімерія по всьому, доступному до вивчення, периметру Чорноморського басейну, в тому числі у відкладах південного заходу України (район м. Рені) і Румунії [65, 66]. У деяких розрізах разом із *C. acutus* зустрічається *C. rugosus*. Поява видів більш молоді зони NN13 підтверджує пліоценовий вік кімерійських відкладів, що залягають вище азовських верств. Тобто IX кореляційний рівень характеризує межу міоцену – пліоцену і відповідає межі мессінію – занклію МСШ.

У зв'язку з тим, що кімерій залягає на понті з переривом, встановити палеомагнітними даними контакт верхній понт – нижній кімерій поки що неможливо, а палеомагнітна епоха 5 (с3An), очевидно, якраз припадає на цей перерив і відповідає кавказькій фазі орогенезу на межі понт – кімерій. Кімерій у повному обсязі впевнено співставляється з палеомагнітною епохою Гільберт, де чітко виділяють чотири епізоди прямої полярності (рис. 9).

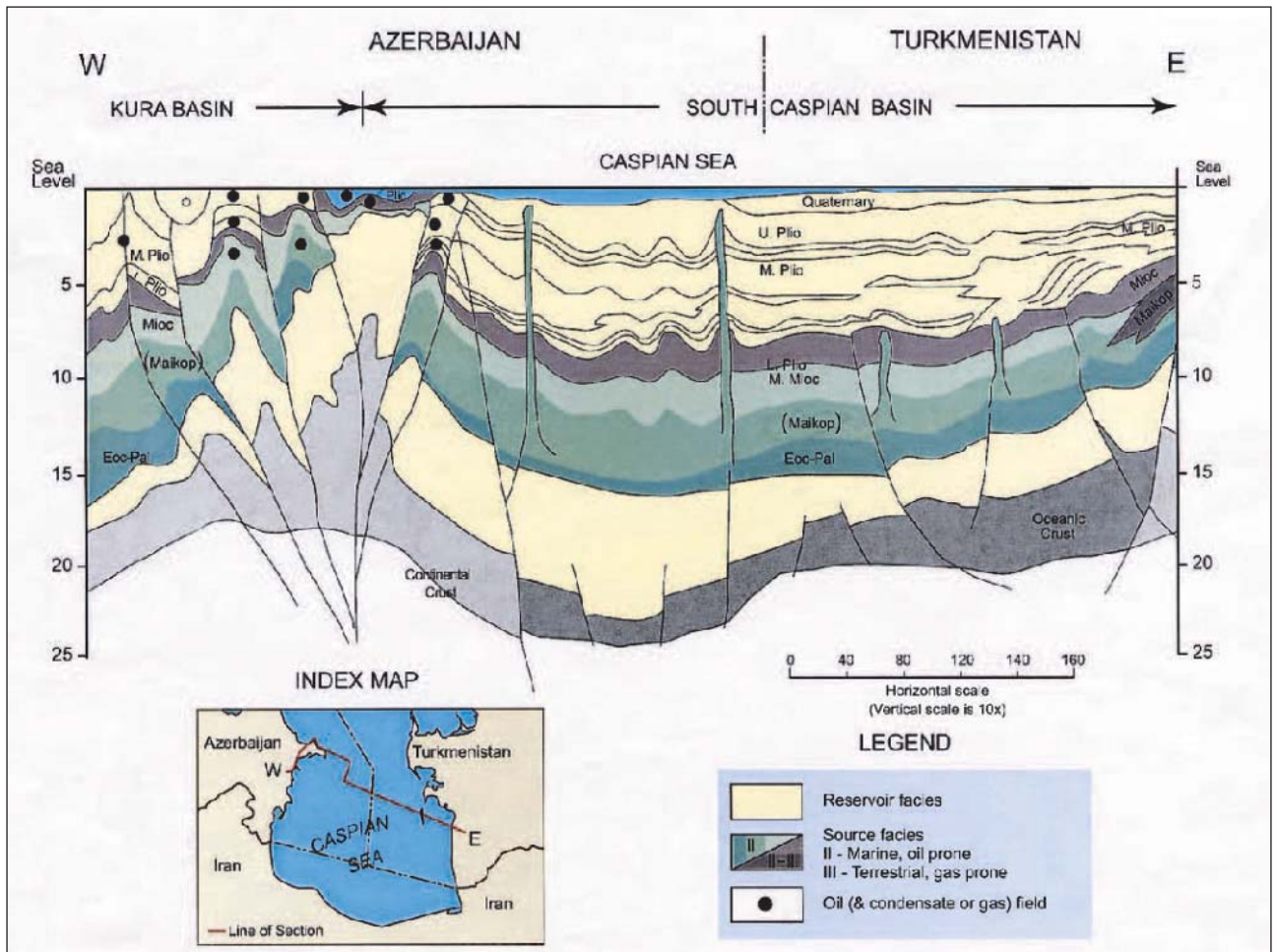


Рис. 11. Геологічний профіль Каспійської нафтової провінції [104]

Таблиця 1. Продуктивні комплекси неогенових відкладів [104]

WESTERN SIDE	APSHERON-PRIBALKHAN RIDGE ZONE								EASTERN SIDE
	OIL AND GAS FIELDS								
PRODUCTIVE SERIES	NEFT DASHLARY	GYUNESHLI	LIVANOV BANK	BARINOV BANK	GUBKIN BANK	LAM BANK	ZHDANOV BANK	WEST CHELEKEN	RED BED SERIES
SURAKHANY SUITE		SURAKHANY SUITE							I-IV
SABUNCHI SUITE			SABUNCHI SUITE						HORIZON V
BALAKHANY AND "PERERYV" SUITES			SABUNCHI SUITE						HORIZON VI
NKG			BALAKHANY AND "PERERYV" SUITES						
NKP		NKG			NKG			NKG	
KS		NKP			KS			NKP	
PK		KS			PK			KS	IX-X
KAS		PK			KAS			PK	X
		KAS						KAS	XI

Треба зазначити, що нижня межа кімерію є діахронною, а в міоцен – пліоцені спостерігається циклічне повторення геодинамічних подій аналогічних олігоцен-міоценовому граничному інтервалу.

Згідно останніх даних, нижня межа кімерію має вік 6,7-6,6 млн років, а верхня – 3,6 млн років, тобто тривалість кімерію приблизно 3,1 млн років [67].

Кімерійський регіоярус Чорноморського басейну відповідає періоду накопичення продуктивної товщі Абшеронського півострова та Каспію, що поділяється на три частини: нижню, яка залягає на понті трансгресивно, середню – бабаджанський горизонт чи світа перериву, та верхню – балаханська світа, що перекривається сабучинською. На відкладах продуктивної товщі залягають утворення ачкагильського регіоярису верхнього пліоцену, що мають тривалість часу від 3,4 до 1,8 млн років.

Аналоги продуктивної товщі поширені на території Західного Азербайджану та Східної Грузії (рис. 3, 7, 11).

*Куяльницький регіоярус.* У Північному Причорномор'ї куяльницький регіоярус на підрегіояруси не поділяється; в Криму, на Керченському півострові – це куяльницькі та таманські верстви. В Азово-Чорноморському регіоні відклади представлені тонко-шаруватими піщано-глинистими утвореннями, що відповідно перекривають відклади кімерійського регіоярису.

Вік обґрунтовано за молюсками – *Euxinocardium*, *Pseudocatillus*, *Prosodacna*, *Dreissena* та ін.; за нанопланктоном – у відкладах таманських верств Східного Криму і ачкагилі Каспійського басейну (Ясамальська долина, Азербайджан) знайдено *Discoaster brouweri* і *D. pentaradiatus* (зона NN18); за остракодами – *Candona (Caspicola) liventalina*, *Leptocythere andrussovi*.

У цих відкладах нами встановлено **десятий (X) кореляційний рівень** – остання поява в розрізі *Discoaster brouweri*, *Discoaster pentaradiatus*. Наразі з вимиранням цього роду пов'язується межа пліоцену – плейстоцену в океанічних відкладах (1,8 МА). Цей рівень встановлено в таманських (середній-верхній куяльник) відкладах Східного Криму і в ачкагилі Каспійського басейну (Ясамальська долина, Азербайджан) [68, 69, 104 та ін.].

Куяльник співставляється з румунським регіоярусом Центрального Паратетису та верхнім пліоценом МСШ.

Верхня межа пліоцену проводилась на межі 1,8 МА в підосві плейстоцену. В області Центрального Паратетису – в покрівлі румунського регіоярису між ільницькою і чопською світами.

В МСШ кімерій-куяльницькі, ачкагильські відклади Східного Паратетису відповідають занклію і гелазію (міоцен – пліоцен). Відклади пліоцену перекриваються апшеронськими. Межа між ачкагильським і апшеронським регіоярусами в Кавказько-Каспійському регіоні, як це регламентується відповідними постановами МКС, є межею неогенової і четвертинної систем.

Нещодавно [29], виконавчим комітетом Міжнародної спілки геологічних наук (ВК МСГН) було ратифіковано суттєві зміни в МСШ стосовно неогенового та четвертинного періодів, що запропоновані

Підкомісією з четвертинної стратиграфії (ПЧС) Міжнародної комісії зі стратиграфії (МКС) та схвалені голосуванням членами МСГН. Відповідно до цих пропозицій «четвертинна система» зберігає свій ранг, а її нижня межа датована 2,58 МА. Вона проводиться в підосві розрізу глобального стратотипу (РГС) та глобальної базової точки (ГБТ) гелазійського ярусу «Монте Сан Нікола» (Monte San Nicola), що на південному березі о. Сицилія біля м. Гела (Італія). До цього нижня межа плейстоценової серії датувалася 1,806 МА і була затверджена по підосві РГС калабрійського ярусу та ГБТ «Вріка» (Vrica) в Калабрії поблизу м. Кротоне (Італія) [94] (рис. 12).

Тобто, обсяг четвертинної системи збільшився на 0,78 МА за рахунок приєднання до неї гелазію, що був у складі верхнього пліоцену. Щоправда в МСШ 2004 р. (несанкціонованій МСГН) «четвертинна система» «знижає», а плейстоценова серія з нижньою межею 1,806 МА, включається до неогенової системи [87]. Формальні та неформальні дискусії [23, 87, 90] зрештою призвели до появи в 2008 р. трьох формальних пропозицій: від ПЧС, Підкомісії з неогенової стратиграфії (ПНС) та тих членів МСГН, які запропонували залишити МСШ незмінною (варіант status quo).

Як відомо, затверджена в 1984 р. на 27-МГК глобальна базова точка «Вріка» в Калабрії (перший «золотий цвях») визначила нижню межу четвертинної системи на рівні 1,8 млн років. Але подальші дослідження показали, що деякі морські мігранти, зокрема славнозвісна *Arctica islandica*, віллафранкські ссавці та пилки пратігліанського комплексу, з'явилися раніше, в інтервалі між 2 та 3,6 МА [107]. Зараз ГБТ «Вріка», що продатована за ізотопами стронцію та кисню і знаходиться над покрівлею магнітополярної хронозони C2n (Олдувай), фіксує рівень вимирання нанопланктону *Discoaster brouweri* (підосва зони CN13), появу *Gephyrocapsa* sp., а також екстремум вимирання планктонних форамініфер *Globigerinoides*. Питання було вирішене у 90-х рр. XX ст., коли було знайдено та вивчено новий стратотип верхнього пліоцену «Монте Сан Нікола», який був віднесений до гелазійського ярусу, за пропозицією ПНС був включений до МСШ у 1998 р. (рис. 12). Підосва гелазійського ярусу зафіксована на 1 м вище магнітостратиграфічної межі Гаус-Матуямз, на початку теплої (!) ізотопної стадії 103. Вище цієї межі встановлене помітне вимирання вапнякових нанофосилій *Discoaster pentaradiatus* та *Discoaster surculus*.

Саме ця остання теза була взята до уваги прихильниками «четвертинної пропозиції», які погоджуються з виділенням гелазійського ярусу, але вважають його нижню межу нижньою межею четвертинної системи та плейстоценових серій. При обґрунтуванні [94] враховані усі чинники зміни біоти, які відбулися на рубежі 2,58 МА. До цього додається ще початок лесової седиментації з посиленням [96] на дані про розвиток людини та практичні міркування (дві останні позиції – без конкретних пояснень).

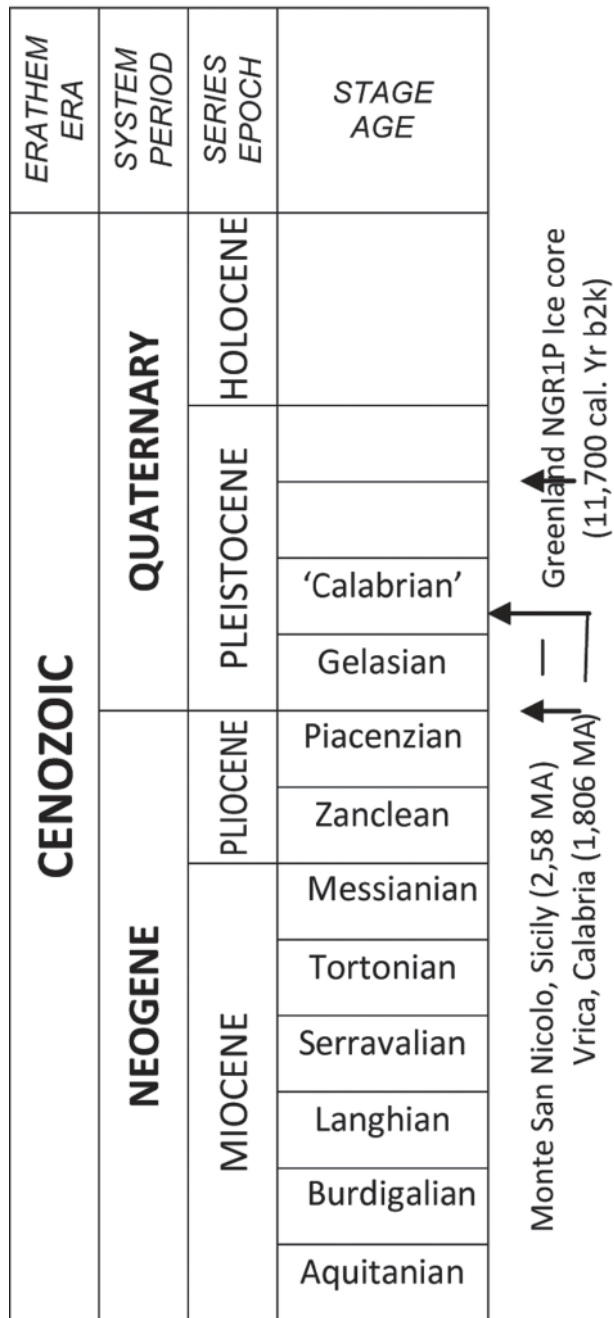


Рис. 12. Варіанти положення нижньої межі четвертинної системи

Отже, розбіжність стосується переважно визначення рангу відрізка геологічної історії від межі у 2,58 МА до сучасності (рис. 12). На сьогоднішній день виділяються дві серії: плейстоцен і голоцен. Плейстоцен поділяється на нижній, середній і верхній. Межа між плейстоценом і голоценом за рішенням МСГН у 2009 р. встановлена на рівні 11,700 тис. років. Тепер четвертинна система має офіційно три «золотих цвяхи»: між п'яченцієм та гелазієм, гелазієм та калабрієм і між верхнім плейстоценом та голоценом. Залишається дискусійним питання підрозділу

нижнього плейстоцену, який більш ніж на порядок триваліший верхнього плейстоцену. Термін «еоплейстоцен» в міжнародній практиці не використовується.

При вирішенні питання нижньої межі четвертинної системи не враховано, на жаль, і практичний аспект. Наприклад, в Азово-Чорноморському басейні межа на рівні 2,58 МА поділяє відклади куяльницького трансгресивного комплексу на два горизонти, нижній буде представлений на геологічній карті неогенових відкладів, а верхній – на карті четвертинних відкладів. Аналогічна ситуація і в Каспійському регіоні з відкладами акчагильського регіорусу.

### ВИСНОВКИ

На комплексній методичній основі (біо-, літо-, цикло-, магнітостратиграфія) обґрунтовано правомірність кореляції неогенових відкладів Центрального та Східного Паратетису як на регіональному рівні, так і за Міжнародною стратиграфічною шкалою. Простежено просторово-часове поширення та виконано різнорангову детальну стратифікацію неогенових відкладів Паратетису України. Авторами вперше виділено рештки океанічного планктону у відкладах неогену напівізованих басейнів Паратетису та глибоководних ділянок Чорного моря, що уможливило прямі кореляції регіорусів Центрального та Східного Паратетису з відповідними підрозділами МШС. Проаналізовано й визначено роздільну здатність біостратиграфічного методу для детальної стратифікації неогену цих регіонів. За детальним аналізом поширення мікрофосилій (планктонних форамініфер, нанопланктону, диноцистів) у неогенових відкладах Паратетису в межах України встановлено 10 асоціацій океанічного планктону (кореляційні рівні), деталізовано розчленування літостратонів, уточнено їх вік та проведено кореляцію.

Крім біостратиграфічного чинника розчленування і кореляції застосовано літологічні, формаційні, циклічні, седиментологічні, сейсмостратиграфічні, магнітостратиграфічні, тектонічні, морфоструктурні чинники. Враховано вплив на стратиграфічну структуру проявів вулканізму, зокрема, грязьового. Важливим фактором при кореляції хроно- і біостратиграфічних підрозділів є врахування переривів та їх тривалості. Ці перериви встановлено нами за комплексом методів по всьому розрізу неогену. Проаналізовано перехідні верстви і межі стратонів, доведено їх діахронність. Обґрунтовано обсяги, границі як місцевих, так і регіональних підрозділів неогенових відкладів Центрального і Східного Паратетису в межах України і їх кореляції з відповідними підрозділами Румунії, Польщі, Словаччини, Болгарії, Півдня Росії, Грузії, Азербайджану, Туркменії.

Доведено діахронність різнорангових стратонів, яку простежено як на місцевому, так і на регіорусному рівнях.

**Межу палеогенової і неогенової систем (хат – аквітан)** в Центральному Паратетисі обґрунтовано за трьома групами (нанопланктон, планктонні форамініфери,

диноцисти). Вона проводиться в середині егерського регіорусу (грушівська світа Закарпаття, кросненська і менілітова світи Карпат і Передкарпаття). У Східному Паратетисі межа проходить у підшві верхньокавказького підрегіорусу. В обсязі верхньокавказького регіорусу виділено два підрегіоруси: нижньокавказький (хат) – асканійська, горностаївська, верхньокерлеутська світи (нижня частина) і верхньокавказький (аквітан) – чорнобаївська, низи арабатської світи, верхи верхньокерлеутської підсвіти.

**Межа нижнього і середнього міоцену (бурдігал – лангій)** у Центральному Паратетисі переважно трансгресивна і проводиться в Закарпатському прогині по підшві терешульських конгломератів. У Передкарпатському прогині, в Самбірській зоні, межа середнього міоцену проводиться в балицькій світі, Більче-Волицькій зоні і на платформі – в підшві богородчанської та опільської світи. У Східному Паратетисі ця межа зафіксовано в підшві тархана s.l. (Альмінська западина і акваторія Чорного моря). В розрізах Керчі межа середнього міоцену проходить у підшві камишляцьких верств нижнього тархана.

**Межа середнього і верхнього міоцену (серавалій – тортон)** проводиться у відкладах алмаської світи середнього сармату Закарпаття, у нижній частині бережницької світи Передкарпаття і в середньому сарматі Східного Паратетису.

**Межа міоцену – пліоцену (мессіній – анклій)** проводиться у підшві кімерійських відкладів і, як правило, є ерозійною.

**Межа неогенової і четвертинної систем** нами проводиться по підшві плейстоцену на межі 1,8 МА. У Центральному Паратетисі вона проводиться в покривлі румунського регіорусу між ільницькою і чопською світами. У Східному Паратетисі межа проводиться між куюльницьким, ачкагильським та гурійським і апшеронським регіорусами.

Знахідки планктону є рідкісним везінням і не дають можливості на сьогоднішній день розробити зональну шкалу, бо, за поодиноким виключенням, спостерігається «зімкнення зон», де б можна було поставити «цвях межі», а підстеляючі та перекриваючі відклади були б одноковими. На сьогодні нами визначено тільки рівні, за якими можливе кореспондування кореляції з МСШ. Тому природно, що в деяких випадках зональні шкали не співпадають із регіорусними, а роздільна здатність бентосних груп, які зазвичай присутні по всьому розрізу, хоч і є більш детальною, але не дає можливості коректного співставлення з МСШ. Але треба наголосити, що існують непоодинокі приклади застосування бентосних груп для міжрегіональних кореляцій. Так верхньопонтичний босфорський підрегіорус і нижньокімерійський азівський підрегіорус містять майже тотожну бентосну фауну молюсків, остракод, форамініфер і відрізняються тільки на підвидовому рівні. Проте між ними чітко прослідковується хіатус у 0,5 млн років, який відповідає 5-й палеомагнітній епосі. Знахідки зональних

видів зон NN10 NN11 у відкладах нижнього кімерію разом із *Ceratolithus acutus* також свідчать про наявність перериву в осадо накопиченні, і цей перерив відповідає верхній частині зони NN11 і низам зони NN12. Сучасна межа між міоценом і пліоценом на рівні 5,3 млн років фіксується між понтом і кімерієм у Чорноморському басейні, між мессінієм і занклієм в Середземномор'ї і океанах та практично співпадає з першою появою *Ceratolithus acutus*, тому характерні міоценові види, які зустрічаються разом з акутусом, зазвичай, є перевідкладеними.

Встановлені асоціації морського планктону, а також аналіз абіотичних подій свідчать про успадковане циклічне осадо накопичення в неогенових басейнах Паратетису та дозволяють простежити можливі шляхи міграції планктонної біоти в морських акваторіях всього Паратетису. Так, присутність тарханської асоціації планктону (верхи зони NN4 і самі низи зони NN5 з *Praeorbulina glomerosa*) у відкладах району м. Варна (Болгарія), Північно-Західного, Прикерченського шельфі, у Західно-Чорноморській западині Чорного моря, акваторії Азовського моря, Західної Грузії, Азербайджану тощо дає підставу зробити висновок про існування морського басейну, який був з'єднаний із Середземномор'ям. Але починаючи з пізнього тархана в басейні посилюється батиметрична диференціація режиму осадо накопичення, що пов'язано з штирійською фазою складчастості. Як результат – у Східному Паратетисі змінюється морфоструктурний план Чорного моря і порушуються зв'язки із Середземномор'ям і Центральним Паратетисом.

Встановлення асоціації океанічного нанопланктону (зон NN8 і NN9) у відкладах сармату Центрального та Східного Паратетису дозволяє зробити висновок, що опріснення Сарматського басейну не було одночасним на всій території Паратетису і є характерним для крайових фацій. Морське осадо накопичення (середньосарматська трансгресія) характерне для регіонів Польщі і Румунії, на території України – Карпат, Азово-Чорноморського, Причорномор'я, Криму, Керченського півострова. Воно відбувалось аж до середини середнього тортону. Наявність комплексів нанопланктону і планктонних форамініфер у відкладах нижнього міоцену, понту, кімерію, в таманських верствах пліоцену свідчать про зв'язки Східного Паратетису з відкритими морськими акваторіями.

Аналіз отриманих даних доводить, що вже в кімерії (межа міоцену – пліоцену) існували Середземне, Чорне та Каспійське моря в контурах, близьких до сучасних. Знахідки у верхньопліоценових породах нанопланктону, форамініфер свідчать про зв'язки Каспійського і Чорного морів із Середземномор'ям аж до початку плейстоцену, а в більш глибоководних частинах акваторій успадкований седиментогенез спостерігається і в четвертинний період.

1. Али-Заде А.А., Ализаде К.А., Атаева Э.З. и др. Юго-Восточный и Малый Кавказ. Миоцен. «Стратиграфия СССР. Неогеновая система» АН СССР. – Москва. – 1986. – С. 222–233.

2. *Ананишвили Г.Д., Минашвили Ц.Д.* Новые данные о биостратиграфии майкопской серии Грузии // ДАН СССР, 1990. – Т. 311. – № 4. – С. 922–924.
3. *Андреева-Григорович А.С.* Распределение цист динофлагеллат в майкопской толще Северного Ставрополя // Палеонтол. сб. – 1980. – Львов. – № 17. – С. 74–79.
4. *Андреева-Григорович А.С.* Нижняя граница среднего миоцена Паратетиса: современное положение по планктонным микроорганизмам и корреляция // Геол. журн. – 2005. – № 2. – С. 23–32.
5. *Андреева-Григорович А.С.* Обґрунтування нижньої границі неогенової системи Паратетису та її кореляція за планктонними організмами // Геол. журн. – 2004. – № 2. – С. 53–58.
6. *Андреева-Григорович А.С., Носовский М.Ф.* О стратиграфических аналогах конкского яруса в Центральном Паратетисе // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. – Днепропетровск. – 1976. – С. 72–77.
7. *Андреева-Григорович А.С., Пономарьова Л.Д.* До питання про вік відкладів ґрушівської світи Закарпатського прогину // Проблеми нафтогазоносності Карпат. – 3б. тез доп. – Львів, 2006. – С. 20–21.
8. *Андрусов Н.И.* Взаимоотношение Эвксинского и Каспийского бассейнов в неогеновую эпоху // Избр. труды. – М. – Изд-во АН СССР. – 1961. – С. 291–298.
9. *Андрусов Н.И.* Избранные труды: В 4 т. // М.: Наука, 1965. – С. 79–127.
10. *Барг И.М.* Биостратиграфия верхнего кайнозоя Южной Украины // Днепропетровск. – Изд-во ДГУ. – 1993. – 195 с.
11. *Барг И.М., Иванова Т.А.* Стратиграфия и геологическое развитие Равнинного Крыма в миоцене // Стратиграфия и геологическая корреляция. – 2000. – Т. 8. – № 3. – С. 83–93.
12. *Барг И.М., Степанюк Ю.Д.* Стратиграфия и геологическое развитие Равнинного Крыма и Керченского полуострова в миоценовую эпоху. – Днепропетровск. – «Монолит». – 2003. – 170 с.
13. *Белокрыс Л.С.* О возможности геологических датировок мшанковых рифов Керченского полуострова // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. – Сб. науч. тр. – Днепропетровск. – 1980. – С. 9–14.
14. *Бобылев В.В., Пишванова Л.С.* Предтарханский перерыв в Азово-Черноморском регионе и время заложения Черноморской впадины // Океанология. – Т. XIX. – Вып. 2. – 1979. – С. 293–296.
15. *Биостратиграфическое обоснование границ в палеогене и неогене Украины* // Под ред. Дидковского В.Я. – К. – Наукова думка. – 1979.
16. *Богданович Е.М., Иванова Т.А.* О новой находке планктонных организмов в мезотических отложениях Крыма // Доп. Нац. Акад. Наук України. – 1997. – № 6. – С. 127–129.
17. *Вернигорова Ю.В., Фиколина Л.А., Обшарская Н.Н.* Структурно-фациальное районирование неогеновых отложений Керченского полуострова // Геол. журн. – № 3. – 2012. – С. 74–94.
18. *Веселов А.А.* Стратиграфия и проблемы границы олигоцен-на – нижнего миоцена Южной Украины. – Днепропетровск. – Изд-во Ин-та минеральных ресурсов. – 1969. – 16 с.
19. *Вялов О.С.* Некоторые вопросы стратиграфии неогена Паратетиса: Материалы XI конгресса КБГА. – К. – Наукова думка. – 1977. – С. 21–23.
20. *Вялов О.С., Маслун Н.В., Совчик Я.В.* К корреляции палеогенового флиша Украинских и Румынских Карпат. – Travaux du XII Congres de L'Association Geologique Carpatho-Balcaique: Stratigraphie si paleontologie // Inst. geol.geoph. – 1983. – 59. – S. – 277– 286.
21. *Геология СССР.* – Т. 47. – Азербайджанская ССР. – М.: Недра, 1972. – 520 с.
22. *Геология шельфа УССР.* Стратиграфия (шельф и побережье Черного моря) // Под ред. Т.В. Астахова, С.В. Горак, Е.Я. Краева и др. – К. – Наук. думка. – 1984. – 184 с.
23. *Гладенков Ю. Б.* Громкая стратиграфическая дискуссия начала XXI века (статус и нижняя граница квартера) // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2010. – Т. 18, № 2. – С. 125–128.
24. *Гожик П.Ф.* Понтичні прісноводні молюски півдня України і Молдови. – К. – 2002. – 95 с.
25. *Гожик П.Ф.* Пресноводные моллюски позднего кайнозоя юга Восточной Европы. В 2-х ч. // Ч. 1. Надсемейство UNIONOIDEA / Ин-т геолог. наук НАН Украины. – К. – 2006. – 280 с.
26. *Гожик П.Ф., Даценко Л.Н.* Пресноводные моллюски позднего кайнозоя юга Восточной Европы. В 2-х ч. // Ч. 2. Семейства Sphaeridae, Pisidiidae, Corbiculoidae, Neritidae, Viviparidae, Valvatidae, Bithyniidae, Lithoglyphidae, Melanopsidae / Ин-т геол. наук НАН Украины. – К. – 2007. – 253 с.
27. *Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Войцицкий 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.
28. *Гожик П.Ф., Багрий І.Д., Войцицкий Р.Я. та ін.* Геологоструктурно-термоатмогеохімічне обґрунтування нафтогазоносності Азово-Чорноморської акваторії. – К.: Логос. – 2010. – 419 с.
29. *Гожик П.Ф., Матошко А.В.* Нова Міжнародна шкала неоген-четвертинного часу (2010 р.) // Геол. журн. – 2011. – № 3. – С. 101–104.
30. *Гончарова И.А., Хондариан С.О., Щерба И.Г.* Тарханкараганский этап развития Эвксино-Каспийского бассейна (Восточный Паратетис). Часть вторая // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2002. – Т. 10, № 2. – С. 100–112.
31. *Гребенюк Л.В.* Трансрегиональная магнитостратиграфическая корреляция неогеновых формаций / Международная научно-практическая конференция «Современные проблемы гуманитарных и естественных наук» – ГОУ ВПО Саратовский государственный университет. – 2009. – С. 54–59.
32. *Дидковский В.Я.* Биостратиграфия неогеновых отложений юга Русской платформы по фауне фораминифер / Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. – К. – 1964. – 40 с.
33. *Іванік М.М.* Палеогеновая спонгиофауна сопредельных регионов Восточно-Европейской платформы и Украины. – К.: ИГН НАН Украины. – 2003. – 202 с.
34. *Іванік М.М.* О границе олигодена и миоцена в Карпатах // Геол. журн. -1979. – Т. 39. – № 5. – С. 139–144.
35. *Іванова Т.А.* Біостратиграфія міоценових відкладів Рівнинного Криму за форамініферами / Автореф. дис. канд. геол. наук. – К. – 1999. – 19 с.
36. *Исаева М.И., Атаева Э.З.* Магнитостратиграфический разрез миоценовых отложений Азербайджана / [http://seismology.az/journal/adminka/filemanager/files/custom\\_files/articles/meq-13.pdf](http://seismology.az/journal/adminka/filemanager/files/custom_files/articles/meq-13.pdf)
37. *Коненкова И.Д., Богданович Е.М.* Распределение фораминифер и наннопланктона в тархан-чокракских отложениях урочища Малый Камышлак (Керченский п-ов) // Биосфераи минулого України. – К. – ИГН НАН. – 1994. – С. 95–96.
38. *Коваленко В.А., Присяжнюк В.А.* Расчленение понтических отложений с. Виноградовка (Северное Причерноморье) по остракодам // Проблеми стратиграфії фанерозою України / 3б. наук. пр. Ін-ту геол. наук. – К. – 2004. – С. 183–187.

39. Крашенинников В.А., Басов И.А., Головина Л.А. Восточный Паратетис: тарханский, конский региоярус (стратиграфия, микрорепалеонтология, бионемия, палеогеографические связи). – М. – Науч. мир. – 2003. – 190 с.
40. Люльева С.А. Новые миоценовые и плиоценовые известковые наннофоссилии юга Украины // Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. н. – 1989. – № 1. – С. 10–14.
41. Люльева С.А. Известковый наннопланктон дакийских отложений юго-запада Украины // Докл. АН УССР. – Сер. Б. – 1991. – № 1. – С. 22, 73–78.
42. Люльева С.А. Известковый наннопланктон сарматских отложений Украины // Викопа фауна і флора України: палеоecологічний та стратиграфічний аспекти: Зб. наук. праць ІГН НАН України. – К. – 2009. – 322–329.
43. Люльева С.А., Сатановська З.М. Нове біостратиграфічне дослідження чокрацьких відкладів півдня України // Доп. АН УССР. Сер. Б. – 1991. – № 11. – С. 77–80.
44. Маслун Н.В., Андреева-Григорович А.С., Іванік М.М., Мінтузова Л.Г., Трохимович Н.А. Біостратиграфічне обґрунтування розчленування кайнозойських відкладів Прикерченського шельфу Чорного моря // Проблеми палеонтології та біостратиграфії протерозою і фанерозою України. Зб. наук. праць ІГН НАН України / Відп. ред. П.Ф. Гожик. – К. – 2006. – С. 172–179.
45. Маслун Н.В., Иноземцев Ю.И., Оровецкий Ю.Ю. Нижнекайнозойские отложения Крымского континентального склона Черного моря (результаты 37 рейса НИС «Академик Вернадский»). – АН УССР. – Ин-т геол. наук. – К. – 1989. – 35 с.
46. Маслун Н.В., Іванік М.М., Шумник А.В., Цихоцька Н.Н. Ключина Г.В. Біолітостратиграфічна будова підняття Олімпійське – складова геологічної моделі Крайового уступу північно-західного шельфу Чорного моря // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи: Зб. наук. пр. ІГН НАН України. – К. – 2007. – С. 206–210.
47. Маслун Н.В., Іванік М.М., Цихоцька Н.Н., Ключина 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.
48. Минашвили Ц.Д., Ананишвили Г.Д. К биостратиграфии тархан-чокракских отложений Крымско-Кавказкой области // Проблеми стратиграфії і кореляції фанерозойських відкладів України: Матеріали XXXI сес. палеонтол. т-ва НАН України. – К. – 2011. – С. 92–94.
49. 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.
50. Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б., Парамонова Н.П., Хондариан С.О. О стратиграфической шкале неогена Восточного Паратетиса // Стратиграфия, геологическая корреляция. – Т. 11. – № 2. – 2003. – С. 3–26.
51. Неогеновая система // Стратиграфия СССР. – М. – Недра. – 1986. Полумом 1. – 419 с. Полумом 2. – 443 с.
52. Носовский М.Ф. О возрасте тарханского региояруса и его положении в неогеновой шкале Паратетиса // Геология и разведка. – 2001. – № 3. – С. 137–139.
53. Носовський М.Ф. Граница олигоцена и миоцена в опорном разрезе Причерноморской впадины (Южная Украина) // Стратигр. геол. корреляция. – 1998. – № 1. – С. 102–106.
54. Носовський М.Ф. Региональная стратиграфическая шкала майкопских отложений Равнинного Крыма // Геол. журн. – 2003. – № 3. – С. 137–145.
55. Носовський М.Ф. Эквиваленты хроностратиграфических ярусов неогена Средиземноморья в миоцене и плиоцене Керченского полуострова // Геология и разведка. – 1998. – № 5. – С. 29–34.
56. Носовский М.Ф., Барг И.М., Пишванова Л.С., Андреева-Григорович А.С. Об объеме тарханского региояруса на юге СССР // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма // Днепрпетровск. – 1976. – С. 22–31.
57. Носовский М.Ф., Богданович А.К. Кавказский региоярус нижнего миоцена Восточного Паратетиса // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. – Днепрпетровск. – Из-во ДГУ. – 1980. – С. 3–8.
58. Носовський М.Ф., Пасічний Г.В. Про пограничні верстви олігоцен-міоцену у Причорноморській западині // Геол. журнал. – 1965. – Т. 25. – Вип. 2. – С. 36–44.
59. 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.
60. Певзнер М.А., Семенов В.Н., Вангенгейм Э.А. Положение понта Восточного Паратетиса в магнитохронологической шкале // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2003. – Т. 11, № 5. – С. 72–81.
61. Певзнер М.А., Семенов В.Н., Вангенгейм Э.А. и др. О морском генезисе и понтическом возрасте отложений опорного разреза Любимовка в Крыму // Стратиграфия. Геол. корреляция. – Т. 12, № 5. – М. – Наука. – 2004. – С. 36–106.
62. Семенов В.Н. Проблемы миоцен-плиоценовой границы // Проблеми створення шкали геологічного часу докембрію і фанерозою України. – К. – 1993. – С. 82–84.
63. Семенов В.Н. Верхнемиоценовые молассы Альминского прогиба // Геол. журн. – 2003. – № 2. – С. 39–57.
64. Семенов В.Н. Гурийский этап развития Азово-Черноморского бассейна // Геол. журн. – 2005. – № 2. – С. 7–22.
65. Семенов В.Н. Цикличная ритмичность в понтических и киммерийских осадках Причерноморья как проявление астрономических факторов // Геол. журн. – 2007. – № 3. – С. 7–18.
66. Семенов В.Н. Неогеновые террасы Причерноморья и континентального склона Черного моря // Геологические проблемы Черного моря. – К. – 2001. – С. 245–252.
67. Семенов В.Н. Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. – К. – Наук. думка. – 1987. – 230 с.
68. 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 // Геол. журн. – 2009. – № 4. – С. 9–27.
69. Семенов В.Н., Люльева С.А. Глобальный маркер границы миоцена-плиоцена (наннопланктон) в Черноморском бассейне // Геол. журн. – 2006. – № 2-3. – С. 150–159.
70. Семенов В.Н., Люльева С.А. Опыт прямой корреляции миоплиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. – Днепрпетровск. – Изд-во ДГУ. – 1978. – Вип. 2. – С. 95–105.
71. Семенов В.Н., Люльева С.А. Проблемы прямой корреляции верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // Известия АН СССР. Сер. Геол. – 1982. – № 9. – С. 61–71.



72. Сенеш Я. Палеогеография Западных Карпат в отношении к остальному Паратетису в миоцене // Тр. V съезда Карпато-Балкан. геол. асоц. – 1961. – 2-я секц.: Стратиграфия. – Бухарест. – 1963. – С. 185–189.
73. Стратиграфическая схема фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения: Графические приложения. – К. – 1993.
74. Стратиграфічний кодекс України / Відп.ред. П.Ф. Гожик. – 2-е вид. – К. – 2012. – 66 с.
75. Стратиграфия СССР. Неогеновая система. – М. – Недра. – 1986. – Т. 1. – 418 с.
76. Стратиграфія УРСР. Т. 10. Неоген. – К. – 1975. – 270 с.
77. Стратиграфическая схема неогеновых отложений России. Графические приложения. – К. – 2002.
78. Стратотипы ярусов неогена Средиземноморья / Невеская Л.А., Штайнрингер Ф.Ф. – Братислава. – 1975. – Т. 2. – 364 с.
79. Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря: Моногр. / П.Ф. Гожик, Н.В. Маслун, Л.Ф. Плотнікова, М.М. Іванік, Л.М. Якушин, І.І. Іщенко. – Ін-т геол. наук НАН України. – К. – Логос. – 2006. – 170 с.
80. Тектонічна карта України м-бу 1:1000000. (гол. ред. С.С. Круглов, С.Д. Гурський. – К., 2007)
81. Циха И., Сенеш Я., Тайкал И. Западные Карпаты в неогене // Некоторые проблемы геологии и металлогении Западных Карпат. – Братислава. – 1967. – С. 46–63.
82. Чумаков И.С. О проблеме границы миоцена – плиоцена в Эвксине // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2000. – Т.8. – №4. – С. 84–92.
83. Чумаков И.С., Вызова С.Л., Ганзей С.С. К геохронологии мзотиса и понта Восточного Паратетиса // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 303. – Вып. 1. – С. 178–181.
84. Шнюков Е.Ф. и др. Новые данные о геологическом строении континентального склона Южного Крыма // Геол. журн. – 1990. – № 3. – С. 88–98.
85. Шнюков Е.Ф., Гнатенко Г.В., Нестеровский В.А., Гнатенко О.В.. Грязевой вулканизм Керченско-Таманского региона. – К. – Наук. думка. – 1992. – 197 с.
86. Adamia S. et al. Geology of the Caucasus. Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.). – Vol. 20. – 2011. – P. 489–544.
87. A Geologic Time Scale 2004. – Cambridge: Cambridge Univer. Press. – 2004. – P.409–440.
88. 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. – No 4. – P. 333–342.
89. Baldi T., Senes I. Chronostratigraphie und Neostatotypen. OM Egerien // Bratislava. Veda. – 1975. – 577 p.
90. Cita M., Pilians B. Global stages, regional stages or no stages in the Plio/Pleistocene // Quaternary International. – 2010. – Vol.219. – P. 6–15.
91. Coric S. Occurences of endemical Pannonian calcareous nannoplankton genus Isololithus Luljeva, 1989 in the Central Paratethys // Scripta Fac. Sci. Nat. Univ./ Massaryk. Brunensis. – Brno. 2004. – Vol. 31-32 (2001-2002). – Geology. – P. 19–22.
92. Garecka M., Olszewska B. Biostratigraphy of the Early Miocene of the Southern Poland based on planktic foraminifera and calcareous nannoplankton // Przegl. Geolog. – 1998. – Vol. 46 -8/2. – P. 712–798.
93. 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 // Stratigraphy and Sedimentology of Oil-Gas basins 2. – 2011. – P.15–31.
94. Gibbard P.L., Head M.J. The newly-ratified definition of the Quaternary System/Period and redefinition of the Pleistocene Series/Epoch, and comparison of proposals advanced prior to formal ratification // Ibid. – № 3. – P. 83–100.
95. Gozhik P.F., Maslun N.V., Ivanik M.M. et al. Stratigraphic model of the Mesozoic and Cenozoic of the western Black Sea basin. – Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2008, № 1. – С. 55–69.
96. Kukla G., Han Z. Loess stratigraphy in central China // Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. – 1989. – Vol. 72. – P. 200–225.
97. Laskarev V. Sur les équivalens du sarmatien supérieur en Serbie. Recueil de travaux offert à M.I.Cvijic. – Belgrade. – 1924.
98. Marunteanu M. Litho- and biostratigraphy (calcareous nannoplankton) of the Miocene deposits from the Outer Moldavides // Geol. Carpathica. – 1999. – Vol. 50 – No 4. – P. 313–325.
99. Marunteanu M. The Meotian nannoplankton study // Ann. Inst. geol. Rom. – 1998. – Т. 70. – P. 87–90.
100. Marunteanu M. Die Ehtwicklung der Sarmatischen nannoflora im Pannoniccen und Dazischen becken — Rumanien // Rom. J. Paleontology. – Bukuresti. – 1977. – P. 43–52.
101. Marunteanu M. Distribution of the Miocene calcareous nanofossils in the Intra – and Extra – Carpathian areas of Rumania // Knihovnicka ZPN. – 1991. – vol. 2, № 14b. – P. 247–261.
102. Minashvili T. Calcareous Nannofossil Biostratigraphy and Correlation of Oligocene and Miocene Deposits of Georgia // Memorie di Scienze Geologiche/-Padova. – 1992. – V. XLIII. – P. 277–282.
103. 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.
104. Smith-Rouch L.S., 2006, Oligocene – Miocene Maykop/Diatom Total Petroleum System of the South Caspian Basin Province, Azerbaijan, Iran, and Turkmenistan: U.S. Geological Survey Bulletin 2201-I, 27 p., (U.S. Geological Survey, Reston, Virginia: 2006).
105. Popov S.V., Sychevskaya K., Akhme'ev V.A., Zaporozhets N.I. and Golovina L.A. Stratigraphy of the Maikop Group and Pteropoda Beds in Northern Azerbaijan // Stratigraphy and Geolog. Correlation. – 2008. – V.16, No 6. – P. 644–677.
106. Rio D., Sprovieri R, Castradori D., Di Stefano E. The Gelasian Stage (Upper Pliocene): A new unit of the global standard chronostratigraphic scale // Episodes. – 1998. – Vol.21. – P. 82–87.
107. Rook L., Martinez-Navarro B. Villafranchian: The long story of a Plio-Pleistocene European large mammal biochronologic unit // Quaternary International. – 2010. – Vol.219. – P. 134–144.
108. Rogl F. et al. Paleogeographic consideration for Mediterranean and Paratethys seaways (Oligocene to Miocene) // Ann. Naturhist. Mus. Wien. – 1998. 99. – A. – S. 279–310.
109. Ryan W.B.F., Cita M.B., Rawson M.D., Burele L.H., Saito T. A paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean the Pacific and Oceans in order to investigate the response of the world ocean to the Mediterranean «salinity crisis». Riv. Ital. Paleont. Stratigr. – 1974. – V. 80, N-4. – P. 631–638.
110. Vass D. Numeric age of the Sarmatian boundaries (Seuss 1866) // Slovak. Geol. Mag. – 1999. – V. 5, Mb 3. – P. 227–232.