

УДК 551.863 /477.9/

Костянтин ГРИГОРЧУК, Володимир ГНІДЕЦЬ, Ліна БАЛАНДЮК

**ЛІТОЛОГІЯ І СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ МАЙКОПСЬКИХ
ВІДКЛАДІВ КАРКІНІТСЬКО-ПІВНІЧНОКРИМСЬКОГО
ОСАДОВО-ПОРОДНОГО БАСЕЙНУ**

**Стаття 2. Ранній майкоп. Геологічна палеоокеанографія та
седиментолітогенез**

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів,
e-mail: igggk@mail.lviv.ua

З'ясовано літолого-фаціальні та літолого-літмологічні особливості нижньомайкопських відкладів Каркінітсько-Північнокримського осадово-порідного басейну. Схарактеризовано геолого-палеоокеанографічні умови ранньомайкопського осадонагромадження, седиментаційну циклічність та визначено просторово-вікову локалізацію кластогенних акумулятивних тіл.

Ключові слова: ранній майкоп, Причорноморсько-Кримський осадово-порідний басейн, геологічна палеоокеанографія, седиментогенез.

Вступ. У першій статті (Григорчук і ін., 2009), присвяченій літолого-фаціальним особливостям майкопських відкладів Каркінітсько-Північнокримського осадово-порідного басейну, зокрема було схарактеризовано і їхню різнорангову літолого-літмологічну циклічність, з розвитком у вивчених розрізах кластогенних літмітів субрегіонального поширення – індикаторів крупних регресивних епізодів седиментації. Останні використані нами в комплексі з палеонтологічними даними при створенні оригінальної схеми розчленування майкопської серії на нижньо-, середньо- та верхньомайкопські нашарування.

У цій статті викладено результати вивчення геолого-палеоокеанографічних умов ранньомайкопського (ранньоолігоценового) седиментогенезу в межах Каркінітсько-Північнокримського осадово-порідного басейну.

Літофації та типи розрізів нижнього майкопу. Відклади нижнього майкопу (планорбеллова та молочанська світи (Стратиграфія..., 2006)) у межах Каркінітсько-Північнокримського осадово-порідного басейну характеризуються регіональним поширенням. Вони відсутні локальними ділянками в Добруджі, Гірському Криму, склепінній частині Центрально-Кримського мегапідняття. За особливостями розподілу потужностей виділяється два майже ізометричні депоцентри: Михайлівський та Каркінітський, розташовані в межах північно-західного шельфу Чорного моря (товщина відкладів – понад 400 м) (рис. 1).

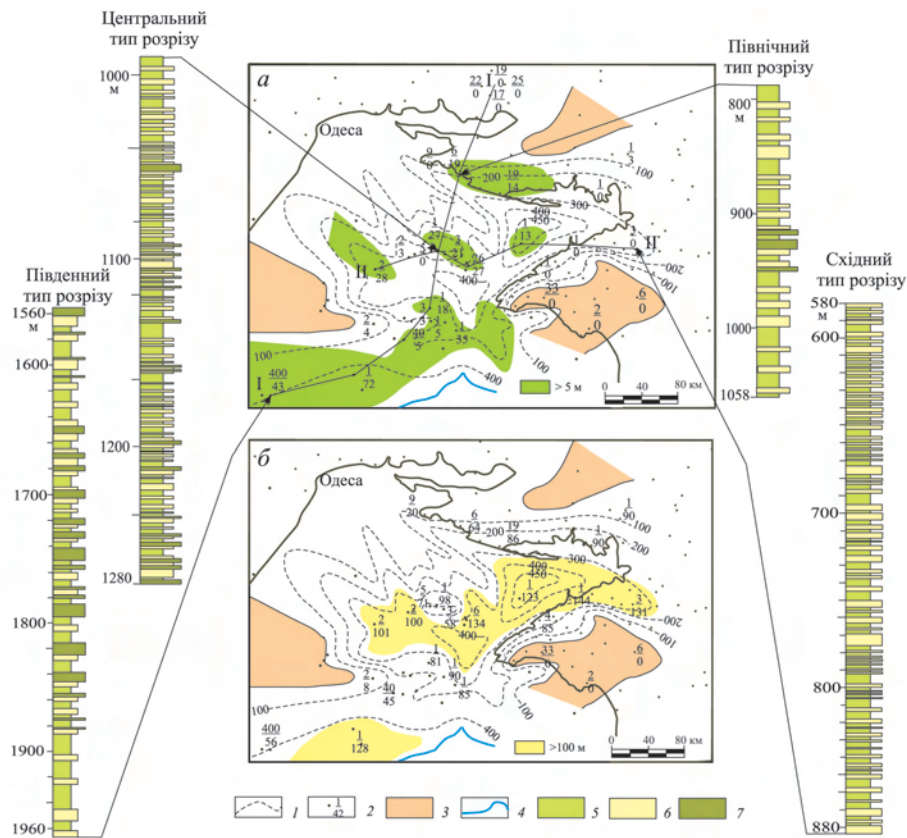


Рис. 1. Карти потужностей, літофацій (ізоліти: *a* – пісковиків, *б* – алевролітів) та типи розрізу нижньомайкопської товщі Каркінітсько-Північнокримського осадовопородного басейну:

1 – ізопахіти; *2* – свердловини та сумарна потужність прошарків пісковиків (*a*) та алевролітів (*б*); *3* – відсутність відкладів; *4* – сучасна брівка шельфу; *5* – аргіліти (глини); *6* – алевроліти; *7* – пісковики.

У літологічній структурі нижньомайкопської товщі регіону домінують глинисті різновиди (до 70 % розрізу) із включеннями окремих прошарків алевролітів (0,5–2,0, іноді до 10 м; 20–25 % розрізу) та пісковиків (від 0,5 до 3,0 м; до 10 %). За характером співвідношення цих літотипів виділено чотири основні типи розрізу вивченої товщі: південний, північний, східний та центральний (див. рис. 1).

Найбільш повний розріз нижньомайкопської товщі (потужність – приблизно 500 м) зі значним поширенням псамо-алевролітових різновидів розкритий у південній частині регіону (Олімпійська, Десантна площі).

Подібний за структурою, але скорочений (відсутні нижні горизонти планорбеллової світи) розріз розвинений у Північному Причорномор'ї (Таврійська, Херсонська площі). Прошарки пісковиків та алевролітів простежуються тут у нижній та середній частинах розрізу, а його сумарна потужність не перевищує 300 м.

Східний тип розрізу домінує в західній частині Рівнинного Криму та північно-східній Північного Причорномор'я (Міжводненська, Борисівська, Тетянівська та інші площі). Цей розріз дещо скорочений (потужність – до 300 м), як через

випадання нижніх горизонтів планорбеллової світи, так і окремих пачок з середньої частини товщі, та характеризується мінімальним вмістом псамо-алевролітових прошарків.

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

За особливостями латеральних варіацій сумарних товщин (ізоліт) пісковиків локалізовано п'ять ареалів їхнього максимального поширення із загальною потужністю від 5 до 35 м, що становить 20 % розрізу (див. рис. 1).

Поле максимальних значень ізоліт алевролітів (понад 100 м) тяжіє до осьової зони седиментаційного басейну (Михайлівський та Каркінітський депоцентри).

Мінералого-петрографічна характеристика. У розрізі нижнього майкопу домінують *аргіліти* з малим вмістом карбонату кальцію (не більше ніж 12 %). Породи сірі та темно-сірі, із зеленкуватим відтінком, часто тонкошаруваті, іноді перем'яті, із дзеркалами ковзання. Спостерігаються різноспря-

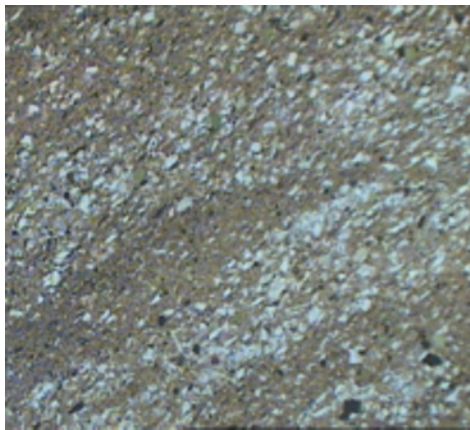


Рис. 2. Лінзоподібно-шарувата мікротекстура в алевролітово-глинистій породі (св. Голіцина-1, інт. 1015–1021 м, ніколи X, x 60).
Нижній майкоп.

мовані тріщини, заліковані карбонатними мінералами. Основна маса порід тонколускувата, гідрослюдистого складу, з домішкою пелітоморфного карбонату, часом фіксується оптично орієнтована мікроструктура. Текстура порід лінзоподібно-шарувата, гніздоподібна, що зумовлено нерівномірним розподілом уламкових зерен розміром 0,02–0,6 мм, вміст яких змінюється від 1–3 до 15–40 % (рис. 2).

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

Алевроліти та пісковики простежуються переважно у вигляді прошарків потужністю 0,3–1,0 м, рідше до 10 м, серед глинистих нашарувань. Породи сірого та світло-сірого кольору, з зеленкуватим відтінком, слабкослюдисті, часто сильно глинисті, слабковапнисті (вміст карбонату кальцію – до 5–8 %). Структура алевро-пелітова, текстура масивна, іноді тонкошарувата внаслідок розвитку прошарків, збагачених глинистим матеріалом.

Уламковий матеріал (70–75 %), розміром до 0,1 мм, кутастої та напівобкатаної форми, розподілений рівномірно; складений зернами кварцу (до 80 %), польових шпатів (плагіоклази, рідше мікроклін) (до 10–15 %), уламками кременистих порід (до 8–10 %) (рис. 3). Алевроліти і пісковики містять до 15–20 % ізометричних зерен яскраво-зеленого глауконіту розміром 0,06–0,08 мм. Рудні мінерали – тонкорозсіяний пірит, зрідка гідроокси заліза. Акцесорні мінерали – епідот, циркон, лейкоксен. Фауністичні рештки (вміст – до 20 %) представлені фрагментами остракод, нумулів, спікулами губок кременистого та карбонатного складу.

Цемент (25–30 %) глинистого, іноді карбонатно-глинистого складу, з домішкою кременистого матеріалу, контактово-порового, ділянками базального типу.

Поодинокі малопотужні (до 20 см) прошарки порід, збагачені *сидеритом* (до 40 %), характерні для молочанської світи, особливо її верхньої частини (Стратиграфія..., 2006). Породи сіро-брунатного кольору, з рівномірно розсіяними зернами сидериту (розміром до 0,06 мм), його грудкуватими скупченнями та суцільними масами, з включенням домішки кластичного матеріалу (до 20 %) та стяжінь глауконіту (до 15 %) (рис. 4).

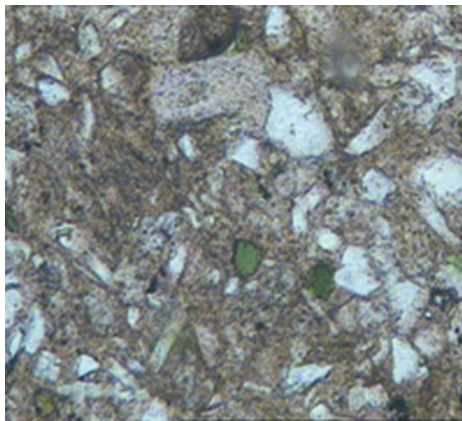


Рис. 3. Алевроліт з гідрослюдиисто-кременистим цементом з домішкою карбонату та спікулами губок (св. Таврійська-9, інт. 836–847 м, нікол II, х 60).
Нижній майкоп.

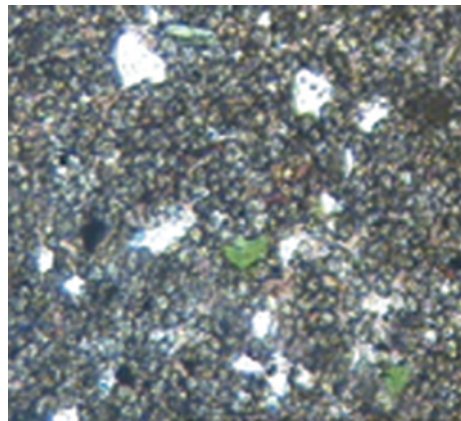


Рис. 4. Сидерит дрібнокристалічний з домішкою алевриту (глауконіт, кварц) з призмами бітумів (св. Новомаячкінська-78, інт. 780–789 м, нікол II, х 100).
Нижній майкоп.

Літмологічна структура. Літмологічний аналіз відкладів нижнього майкопу проводився за методикою, детально описаною в попередній статті (Григорчук і ін., 2009). Літміти виділялися на основі інтерпретації результатів ГДС шляхом визначення середньозваженого вмісту основних літотипів (пісковик, алевроліт, аргіліт) у розрізі з кроком 20 м. Унаслідок проведених досліджень у розрізах нижньомайкопської товщі виділено від 4 до 15 літмітів регіонального, зонального та локального поширення потужністю 20–80 м (рис. 5). Загалом найбільш поширені глинисті (поля VI та VII класифікаційного трикутника) літміти, які становлять у середньому 65 % потужності нижньомайкопської товщі.

Особливістю південно-західної частини регіону (Десантна, Олімпійська площі) є широкий розвиток кластичних (III та IV класифікаційні поля) літмітів (до 75 % розрізу). Аналогічна картина спостерігається і в Північному Причор-

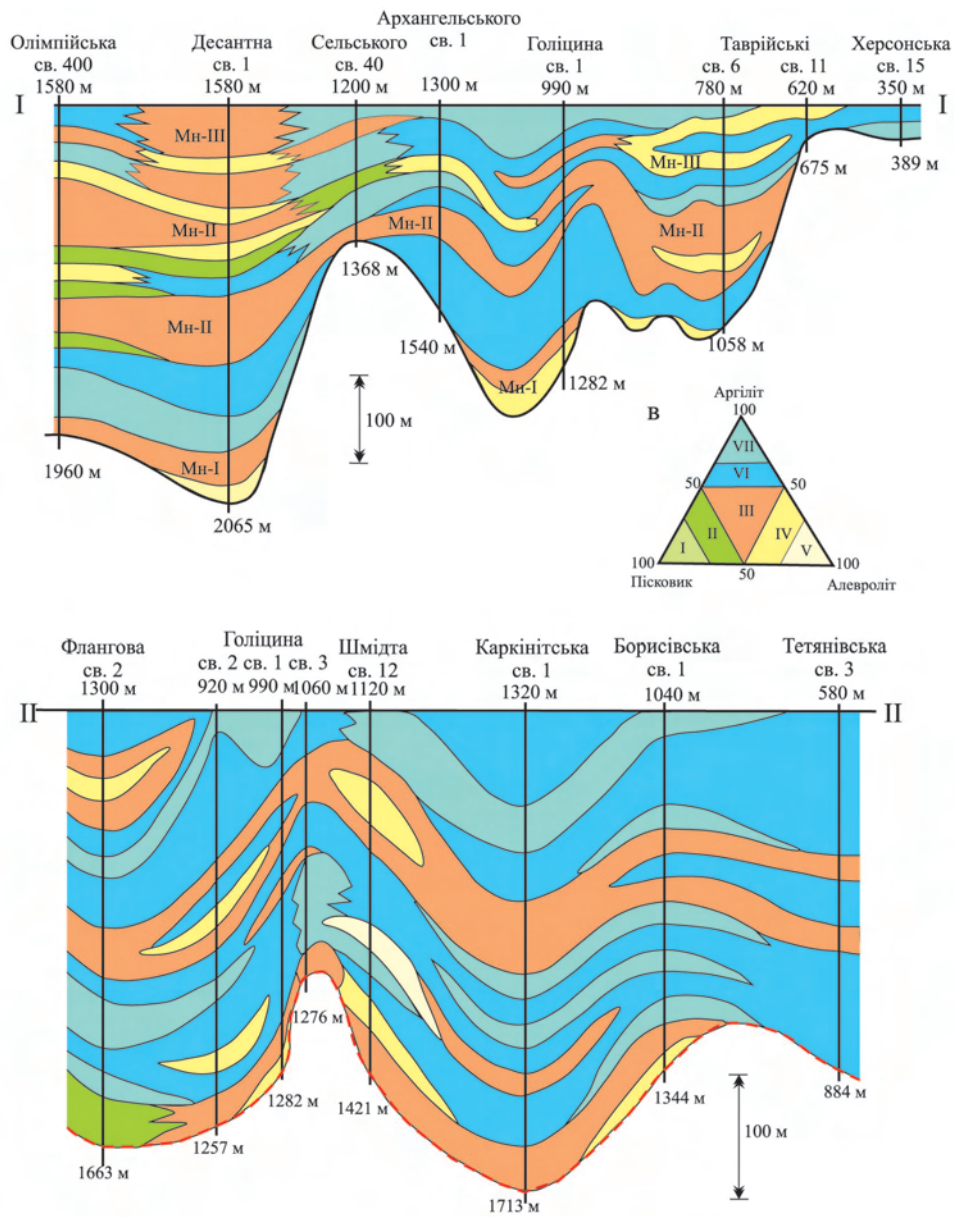


Рис. 5. Літологічні перетини нижньомайкопської товщі Каркінітсько-Північнокримського осадово-порідного басейну та класифікаційна трикутна діаграма

номері (Таврійська, Херсонська площі), де вміст у розрізі псамо-алевролітових літмітів становить понад 50 %. На решті території їхня частка в розрізі не перевищує 25 %.

У нижньомайкопській товщі доволі чітко виділяються дві кластогенні пачки регіонального (нижня та середня частини розрізу) та одна зонального (верхня частина розрізу) поширення (див. рис. 5).

Базальна пачка (M_н-I) вирізняється стабільною потужністю (20–60 м) у межах усієї території, а пачка M_н-II має подібний характер лише в приосьовій частині басейну (профіль II-II). Натомість на його північній та південній пери-

феріях (профіль І-І) її потужність аномально збільшується (до 100–150 м) і вона з'єднується з пачкою M_H -III, яка простежується лише в крайових ділянках басейну (див. рис. 5) і відсутня в депоцентрах.

Усі три кластогенні пачки складені алевролітовими та змішаними літмітами (III та IV поля класифікаційного трикутника), тільки в південних районах регіону (Олімпійська, Десантна площі) у розрізі середньої пачки (M_H -II) певну роль відіграють піщані літміти (поле II).

Внутрішня (літологічна) структура пачок характеризується певною специфікою в різних частинах басейну (рис. 6). Так, на Олімпійській площі розвинуті доволі потужні (до 8–10 м) горизонти алевролітів, а в пачці M_H -II – єдиний алевролітово-піщаний пласт товщиною приблизно 40 м. У св. Шмідта-12 в обох пачках також спостерігаються піщано-алевролітові горизонти потужністю по 20–30 м. Розрізи пачок, розкриті св. Каркінітська-1, мають підвищене зна-

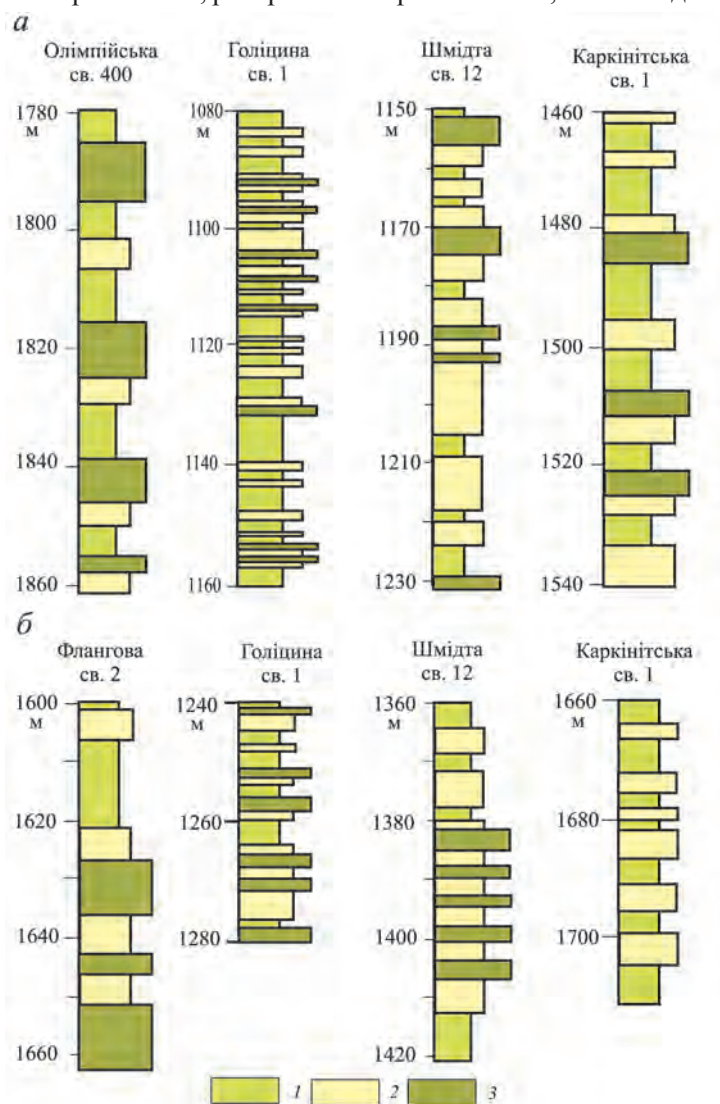


Рис. 6. Літологічні розрізи літмітів пачок M_H -I (а) та M_H -II (б) нижньомайкопської товщі Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну:
1 – аргіліти (глини); 2 – алевроліти; 3 – пісковики.

чення глинистих літотипів (пласти аргілітів – до 5–7 м). У св. Голіцина-1 ці кластогенні пачки відрізняються тонким (1–3 м) перешаруванням основних літотипів.

Палеоокеанографічні умови ранньомайкопського осадоагромадження. Проведені мінералого-петрографічні дослідження показують, що вивченим відкладам властива сумісна наявність чотирьох компонентів – палеогеографічних індикаторів: глауконіту, вуглефікованого рослинного детриту, сидериту, лейст слюди. Це, вочевидь, вказує, згідно з (Селли, 1989), на домінування комплексу дельтових умов седиментації, а їхнє перешарування з відкладами, які містять фауністичні рештки, – на змішаний алювіально-дельтово-морський характер осадоагромадження.

Присутність гранату, турмаліну, дістену, силіманіту, ставроліту, олівіну у важкій фракції майкопських відкладів центральних та південних частин регіону дозволяє припустити, що основним джерелом теригенного скиду є північна палеосуша (Окуловский, 1987).

Загалом, підтримуючи думку (Особенности..., 1971), вважаємо, що ситуації майкопського седиментогенезу виглядали так. Уламковий матеріал виносився в басейн ріками, а далі перерозподілявся у водоймі під впливом хвиль, донних та приберегових течій. Останні чинники відігравали періодично вирішальну роль, що підтверджують літологічна одноманітність та подібність фракційного складу порід, змішані асоціації мінералів важких фракцій, за якими важко встановити зв'язок з певними ділянками областей живлення.

Більш детальні седиментологічні реконструкції, через недостатність літогенетичного матеріалу (незначний відбір керна), на нашу думку, можуть ґрунтуватися, насамперед, на вивченні особливостей поширення алевролітово-піщаних тіл (карти ізоліт, процентного вмісту літотипів) та генетичній інтерпретації результатів ГДС.

При вирішенні останнього питання ми використовували методику фаціальної діагностики за електрометричними моделями (Муромцев, 1983). Крім того, враховувалися й дані радіоактивного каротажу, які деякою мірою узгоджуються з вищезгаданим підходом (Porebski, 1999). Згідно з методикою було виділено 8 основних типів обстановок осадоагромадження: гирлових барів (1) та пляжів (2); регресивних (3) та трансгресивних (4) уздовжберегових барів та приберегових валів; бар'єрних островів (5); промоїн морських розривних течій (6) та головних частин морських розривних течій (7); шельфових рівнин (8). Водночас, проведений аналіз конкретних майкопських об'єктів регіону виявив певні труднощі, насамперед, пов'язані з проблемою індивідуальної ідентифікації регресивних та трансгресивних уздовжберегових барів, оскільки, зазвичай, геофізичні мотиви є комбінованими і дещо розмитими. Крім того, у багатьох інтервалах розрізу майкопу фіксується доволі широкий розвиток парагенних барових утворень фронтальних частин розривних течій (тип конусів виносу). У зв'язку із зазначеними фактами необхідно розглянути принципові особливості майкопського седиментогенезу взагалі та ранньомайкопського зокрема.

Періодичне падіння рівня океану протягом олігоцену внаслідок особливостей морфометрії басейну спричиняло формування певною мірою ізольованого седиментаційного басейну, який відокремлювався від океану Тетис Кілійсько-

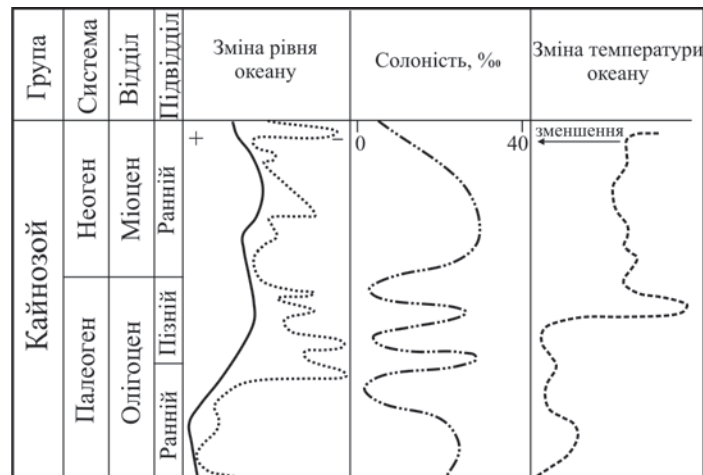


Рис. 7. Зміни рівня океану (Galloway, 1989), солоності вод Євксинської області (Жижченко, 1969) та температур (Хеллем, 1983) упродовж майкопського часу

Каламітсько-Новоселівською острівною грядю. Але процес ізоляції проходив поступово, зворотно-поступально, підпорядковуючись циклічності більш дрібного рангу.

Флуктуації рівня океану зумовили періодичність зміни прісноводних та морських обстановок седиментації. Регресії доволі чітко співставимі з епізодами опріснення, що безумовно вказує на зростання ролі річкового скиду (рис. 7).

Зазначені принципові особливості дають підстави відносити майкопський басейн до естуарієвого типу. Останній, згідно з (Day, 1981), являє собою частково замкнену прибережну водойму, яка періодично з'єднувалася з морем і в межах якої існувала помітна зміна солоності, спричинена змішуванням морської води з прісною, яка надходила внаслідок дренажу суші. За таких умов наявність в олігоцен-ранньоміоценовий час (див. рис. 7) декількох (8–9) пульсацій рівня Світового океану мала б спричинити періодичність домінування впливу на осадонагромадження то річкового скиду, то морської діяльності. Унаслідок цього в регресивні моменти формувалися алювіально-дельтові комплекси седиментів, у трансгресивні – проходила деструкція цих акумулятивних тіл за рахунок перерозподілу теригенного матеріалу морськими течіями різного типу. Тому стає зрозумілим, чому теригенні акумулятивні тіла майкопської товщі мають (за мотивами ГДС) комплексну, полігенетичну природу, а наявність “генетично чистих” утворень є винятком.

Беручи це до уваги, можна прогнозувати, що найбільш поширеними акумулятивними утвореннями у вивченому басейні будуть літоральні бари різного типу, пов'язані як з річковою (гирлові), так і морською (бар'єрні острови, уздовж-берегові) діяльністю. При цьому ідентифікувати їхній регресивний чи трансгресивний характер майже неможливо через суперпозицію тенденцій. Ускладнюють фаціальну ГДС-характеристику і реліктові (неповністю перероблені морем) фрагменти акумулятивних тіл алювіального походження.

У тісному парагенезі з барами розвиваються утворення типу конусів виносу, що пов'язано з розривними течіями, які спричиняються проривом річкових вод через бар; у зворотному напрямку діють припливно-відпливні течії, стічні штормові води. Теригенний матеріал, винесений за межі барових утворень у

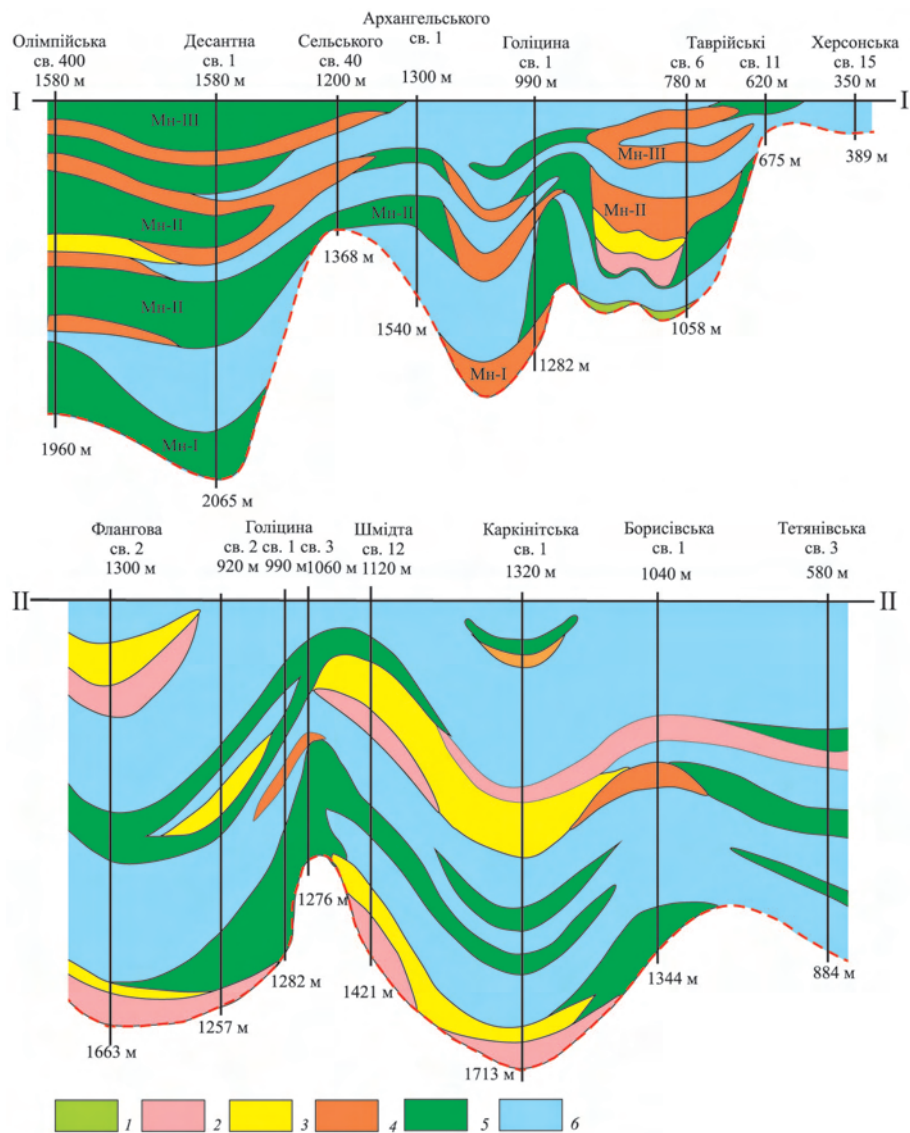


Рис. 8. Седиментолого-палеоокеанографічні перетини Каркінітсько-Північно-кримського прогину. Ранній майкоп (ранній олігоцен).

Кластогенні акумулятивні тіла: 1 – русло; 2 – гирловий бар; 3 – бар’єрний острів; 4 – конус виносу; 5 – уздовжбереговий бар; 6 – мулові утворення шельфу.

більш глибоководні ділянки водойми, може перерозподілятися морськими течіями, у т. ч. контурними (Лукин, 2008), формуючи майже суцільні покривні тіла з комбінованою ГДС-характеристикою (конус виносу – бар).

На представлених седиментолого-палеоокеанографічних перетинах доволі чітко видно циклічність змін осадонагромадження упродовж планорбеллово-молочанського седиментаційного циклу (рис. 8).

Кластогенними утвореннями “базальної” пачки M_n-I фіксується початок олігоценової трансресії, подальший розвиток якої спричинив нагромадження пелітових та алевритово-пелітових мулів у межах майже всього басейну.

Епізод зниження рівня моря всередині раннього майкопу зумовив формування алевритово-піщаних акумулятивних тіл регіональної пачки M_n-II . Регре-

сивні тенденції наприкінці раннього майкопу проявилися лише в периферійних ділянках седиментаційного басейну накопиченням кластогенів зональної пачки M_H -III.

Окрім того, фіксуються ділянки майже наскрізного розвитку вузлових тіл барового типу з включенням поодиноких пластів фаціальних зон конусів виносу (район площ Олімпійської, Десантної, Голіцина). У північних районах регіону простежені утворення алювіально-дельтової системи (Таврійська площа): руслові, гирлового бару, бар'єрного острова та конуса виносу. У депозцентрах седиментаційного басейну (Михайлівському та Каркінітському) домінувала пелагічна мулова седиментація з локальним розвитком барових різновидів.

Через циклічний характер осадонагромадження будувати загальну геолого-палеоокеанографічну модель раннього олігоцену недоцільно, оскільки принципові особливості седиментації при цьому усереднюються і "розмиваються", що, насамперед, зумовлено існуванням тривалих трансгресивних епізодів з регіональною муловою пелагічною седиментацією. Водночас, кондиційність палеоокеанографічних реконструкцій забезпечується вибором вузького "квазі-синхронного" вікового інтервалу (Жижченко, 1969). Враховуючи це, а також положення про майже регіональну одновіковість початку та завершення седиментаційних циклів (Попов и др., 1979), ми побудували геолого-палеоокеанографічну модель на початок ранньомайкопського циклу (час формування регіональної пачки M_H -I) (рис. 9). У її основу покладено результати седиментологічних рекон-

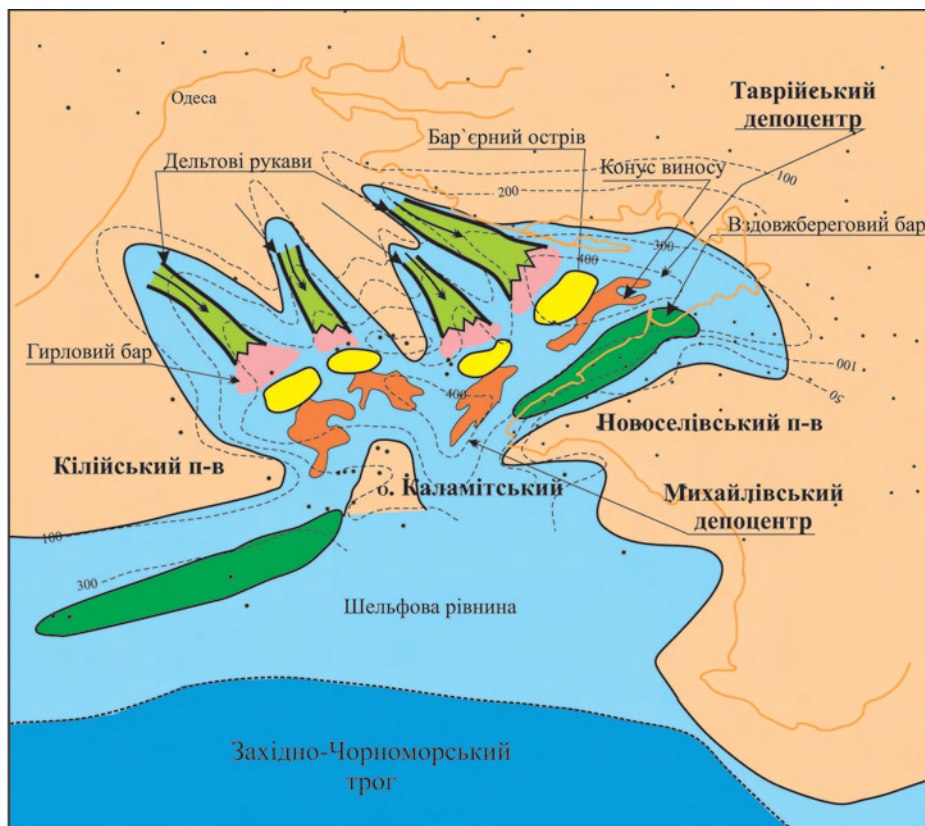


Рис. 9. Седиментолого-палеоокеанографічна модель Каркінітсько-Північнокримського прогину. Початок раннього олігоцену.

струкцій по перетинах (див. рис. 8). Латеральне поширення того чи іншого генетичного типу утворень прогнозували виходячи з положення про стабільність фаціальної структури теригенного шельфу (Селли, 1989) та припущення про повноту комплексу акумулятивних тіл та їхнє закономірне просторове співвідношення в дельтовій системі (Муромцев, 1983): русло–гирловий бар–бар’єрний острів–конус виносу. При локалізації вздовжберегових барів бралися до уваги конфігурація та морфоструктурні особливості седиментаційного басейну.

Враховуючи палеоокеанографічну ситуацію олігоценового часу в океані Тетис, а також отримані дані, можна стверджувати, що трансгресія в межі Чорноморсько-Кримського регіону поширювалася в північно-східному напрямку з акваторії Західно-Чорноморського трого. При цьому доволі чітко виокремлюються два седиментаційні басейни з різною гідродинамікою та умовами седиментації: внутрішній Одеський (закритий, естуарієвий, північний) та зовнішній Чорноморський (відкритий, південний), розмежовані Кілійсько-Каламітсько-Новоселівською грядою підводно-надводних височин.

У зовнішньому відкритому до океанічних вод Чорноморському седиментаційному басейні домінували прибережно-морські умови теригенного осадоагромадження. Депоцентр басейну знаходився в районі Істринського прогину, а в ранньоолігеновий час тут накопичувалися алевритово-пелітові й алевритові мули фаціальних зон типу вздовжберегових барів, іноді конусів виносу та пелітові мули шельфових рівнин (св. Олімпійська-400, Десантна-1, Сельського-40) (див. рис. 9).

У внутрішньому естуарієвому Одеському седиментаційному басейні домінували прибережно-морські та алювіально-дельтові умови осадоагромадження. Тут переважала теригенна седиментація (глинисті та алевритово-пелітові мули, піски, алеврити), а скид уламкового матеріалу забезпечували чотири річкові системи субширотного простягання, які дренивали сучасні терени західного Причорномор’я (Молдовська палеосуша). Останні відзначалися відносно незначними обсягами надходження кластичного матеріалу в басейн осадоагромадження і формували невеликі за площею та потужністю псамо-алевритові тіла фаціальних зон – “русло”, а на морському продовженні – “гирловий бар”, “конус виносу”.

Північні схили крупних конседиментаційних піднять (Новоселівського та Каламітського) облямовуються утвореннями фацій типу “уздовжбереговий бар”, які також простежуються в центральних районах седиментаційного басейну (зона Голіцинського підняття), де в склепінних зонах локальних піднять формують невеличкі за площею та потужністю тіла.

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

Висновки. Ранньомайкопський Каркінітсько-Північнокримський басейн характеризувався циклічністю осадоагромадження. Інтенсифікація річкової діяльності фіксується трьома віковими рівнями розвитку кластогенних горизонтів регіонального (M_n-I та M_n-II) та зонального (M_n-III) рангів, які у фаціальному відношенні представлені акумулятивними тілами русел, барів (гирлових, уздовжберегових) та конусів виносу. Ці алевритово-піщані нашарування розмежовані глинистими пачками – муловими утвореннями шельфу.

Палеоокеанографічні умови седиментації початку раннього майкопу (час формування горизонту M_{n-1}) характеризувалися надходженням основного об'єму теригенного матеріалу з північно-західної суші, що дренувалася чотирма палеоводотоками, які на бортах Каркінітського та Михайлівського депоцентрів утворювали вузлові піщані тіла гирлових барів та бар'єрних островів. На схилах Новоселівського та Кілійсько-Зміїного підняття формувалися вздовж-берегові бари.

Незважаючи на циклічність осадоагромадження, існувала певна успадкованість седиментаційних умов упродовж раннього майкопу, що підтверджується стабільністю просторового поширення алевролітово-піщаних літофацій.

Григорчук К. Г., Гнідець В. П., Баландюк Л. В. Літологія і седиментогенез майкопських відкладів Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну. Стаття 1. Літологічні комплекси та седиментологічна циклічність майкопських відкладів // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2009. – № 1. – С. 69–78.

Жиженко Б. П. Методы стратиграфических исследований нефтегазоносных областей. – М.: Недра, 1969. – 372 с.

Лукин А. Е. О перспективах нефтегазоносности Прикерченского шельфа // Геол. журн. – 2008. – № 2. – С. 7–20.

Муромцев В. С. Диагностика континентальных и прибрежно-морских терригенных осадков по электрометрическим моделям фаций // Методы прогнозирования и закономерности размещения литологических и стратиграфических ловушек нефти и газа: Сб. науч. тр. – Л.: ВНИГРИ, 1983. – С. 7–37.

Окуловский С. Н. Майкопские отложения северо-западного шельфа Черного моря // Геология нефти и газа. – 1987. – № 10. – С. 36–40.

Особенности распространения песчано-алевритовых пачек в майкопских отложениях на юге Украины / Л. Г. Плахотный, В. А. Григорьева, И. С. Гайдук и др. // Геол. журн. – 1971. – Т. 31. – Вып. 4. – С. 41–51.

Попов В. И., Тихомиров С. В., Макарова С. Д., Филиппов А. А. Ритмостратиграфические (циклостратиграфические) и литостратиграфические подразделения. – Ташкент: “ФАН” УзССР, 1979. – 112 с.

Селли Р. Ч. Древние обстановки осадконакопления. – М.: Недра, 1989. – 294 с.

Стратиграфія мезозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря / П. Ф. Гожик, Н. В. Маслун, Л. Ф. Плотнікова і ін. – К.: ІГН НАН України, 2006. – 171 с.

Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. – М.: Мир, 1983. – 328 с.

Day J. H. Estuarine ecology with particular reference to Southern Africa. – Rotterdam, 1981. – 127 p.

Galloway W. E. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis II: application to north-west Gulf of Mexico Cenozoic Basin // AAPG Bull. – 1989. – Vol. 73. – N 2. – P. 143–154.

Porebski S. I. Środowisko depozycyjne sukcesij nadewaporatowej w rejonie Kraków Brztsko (Zapadlisko Przedkarpackie) // Prace Państwowego Instytutu Geologicznego. – 1999. – T. CLXVIII. – S. 97–118.

Стаття надійшла
22.02.09

Kostyantyn GRYGORCHUK, Volodymyr GNIDETS, Lina BALANDYUK

**LITHOLOGY AND SEDIMENTOGENESIS OF THE MAYKOPIAN DEPOSITS
OF THE KARKINIT-NORTHERN CRIMEA SEDIMENTARY-ROCK BASIN**

Article 2. Early Maykopian. Geological paleoceanography and sedimentolithogenesis

Cyclic sedimentation characterizes the Early Maykopian. There were three episodes of essential clastic influx connected with sea level falling moments: at the beginning, in the middle and end of Early Maykopian. Two regional and one zonal silt-sandstone horizons were formed during these periods. In facial respect these horizons were consisting of several accumulate bodies such as mouth bar, barrier island, fans and alongshore bars.

Paleoceanographic conditions at the beginning of Early Maykopian (time of lower terrigenous horizon formation) were characterized by clastic supply from the northwestern land. Four river-channels drained the latter. In deeper parts of the basin, these channels continue by the mouth bars and barrier islands. In deepest basin zones, fans silt bodies were formed. On the slopes of Novoselivka and Kilia-Zmiiny paleouplifts alongshore bars developed.

In spite of sedimentation cyclic nature, some inheritances during whole Early Maykopian of the facial zones development exist. The latter is characterized by the features of lithofacies distribution emphasized in particular by maximum of sand thickness development.