

ІДЕЇ, ГІПОТЕЗИ, ДИСКУСІЇ

УДК 551.782:551.882(477)

А. М. Карпенко

ЗАСТОСУВАННЯ СИСТЕМНО-ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНОГО ПІДХОДУ ДЛЯ УТОЧНЕННЯ СТРАТИГРАФІЇ ВЕРХНЬОМІОЦЕН-ПЛІОЦЕНОВИХ КОНТИНЕНТАЛЬНИХ ВІДКЛАДІВ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ

Проанализирована эволюция разноранговых (от глобальных до локальных) факторов и условий позднемиоцен-плиоценового континентального осадкообразования на территории Днепровско-Донецкой впадины. Их динамика и особенности строения континентальной осадочной толщи этого региона увязаны в единую пространственно-временную систему. Это дает возможность проконтролировать и уточнить схему стратиграфического расчленения верхнемиоцен-плиоценовых континентальных образований региона.

Evolution of factors and conditions of various rank (from global to local) lateMiocene-Pliocene continental sedimentation in Dnieper-Donets depression area are analysed. Their dynamics and characteristics of composition of continental sedimentary strata of this region are associated into united spatio-temporal system. That gives opportunity control and specify of stratigraphic scheme of upperMiocene-Pliocene continental formations of the region.

Системный подход – направление методологии научного познания и социальной практики, в основе которого лежит рассмотрение объектов как систем; ориентирует исследователя на раскрытие целостности объекта, на выявление многообразных типов связей в нем и сведение их в единую теоретическую картину.

(Советский энциклопедический словарь. – Москва, 1989)

Вступ. Уже кілька сторіч парадигмою стратиграфічних досліджень осадочних порід залишається надання вирішальної ролі при стратиграфічних кореляціях палеонтологічним даним. Біостратиграфія, змінивши першопочаткову спрощену кореляцію відкладів за їх літологічними властивостями, зумовила значне поглиблення стратиграфічних знань, але зрештою на певних рівнях все більшої деталізації цей ефективний метод почав досягати меж своєї чутливості, а в таких випадках наполегливість в його застосуванні в кращому разі марна, в гіршому – шкідлива. Перед палеонтологічно малоінформативними ж відкладами, якими часто і є континентальні, біостратиграфія взагалі майже безпорадна.

Ще одна особливість континентальних відкладів – дуже важко прораховувана «неповнота геологічного літопису» і велика нерівномірність швидкостей осадконакопичення, що зводить майже нанівець стратиграфічні зусилля такого модного методу, як палеомагнітний¹.

© А. М. Карпенко, 2011

Також і спроби відновити (реконструювати) історію геологічного розвитку території, спираючись тільки на будову геологічних розрізів та властивості порід (літологічні палеогеографічні пам'ятки та індикатори) на певному рівні деталізації *теж* зупиняються через недостатню стратиграфічну інформативність цих критеріїв.

Саме вказаними обставинами і пояснюється прикре відставання стратиграфії континентальних неогенових відкладів Дніпровсько-Донецької западини (далі ДДЗ), коли, наприклад, на геологічних картах уже котрого покоління фігурують все ті ж товщі з розпльвчастим інтервалом формування, які були виділені ще в позаминулому столітті чи на початку минулого (такі, як строкаті глини чи червоно-бурі глини).

Об'єкти і напрями досліджень. Нами зроблена спроба інтерпретації будови неогенової товщі ДДЗ та особливостей континентальних утворень із застосуванням системно-палеогеографічного підходу до аналізу як фактичного матеріалу і висновків, часто суперечливих, одержаних в результаті геологічних досліджень попередників, так і нових фактичних даних.

Такий підхід ґрунтується на тому, що літологічна різноманітність відкладів, складна структура континентальних формацій відображає значну мінливість процесів седиментації, зумовлену як просторовою різноманітністю (різних рангів), так і еволюцією природних умов різного масштабу – від місцевого до глобального. І якщо ув'язати ці чинники, ці різнорангові просторово-часові природні процеси, події і рубежі в єдину систему¹ з будовою осадоочної товщі і властивостями відкладів, то вона може стати для цієї товщі свого роду стратифікаційною матрицею з різноранговими елементами і вузлами – адже відповідність деяким із палеогеографічних явищ певних властивостей досліджуваної осадоочної товщі буде очевидною; кореляцію ж інших отримаємо можливість виконувати інтерполяцією та опосередкуванням, контролюючи її всіма емпіричними даними та керуючись відомими закономірностями перебігу природних процесів. Інакше кажучи, мова йде про побудову складної просторово-часової моделі динаміки факторів і умов осадоутворення та їх наслідку – закономірно відповідних їм осадоочних порід.

Цей підхід до вирішення питань стратиграфічної кореляції, що полягає у встановленні відповідності етапів еволюції факторів і умов осадоутворення (тектонічних, кліматичних, гідрографічних) змінюванню в розрізі їх палеогеографічних

¹ Поняття системних досліджень в застосуванні до геологічних об'єктів вдало, на наш погляд, прокоментували Ю.А. Косигін, В.А. Соловйов [16, с. 19, 20]: «*Системой* называется любой сложный объект (предмет, явление, ситуация), в котором можно выделять составные части – *элементы*, объединенные определенными связями и отношениями. Сеть связей между элементами в таком случае называется *структурой*; то конкретное физическое, во что воплощены элементы данного сложного объекта, называется *субстанцией*. Для исследования сложных объектов строятся их модели (макеты, чертежи, колонки цифр или формулы)»; «Непосредственные измерения и наблюдения характеристик системы (оригинала) относятся к *уровню наблюдений*, а построения, относящиеся к модели – к *уровню конструктов*»; «... в геологии необходимо различать по крайней мере три типа систем – статический, динамический и ретроспективный, различающихся по характеру связей элементов (природе структур) и принципам исследования» [Там же, с. 19]. «Ретроспективные системы – это системы, не имеющие оригинала. Они выводятся из результатов исследований статических и динамических систем и поэтому могут характеризоваться только на уровне конструктов. Оригинал их находится в прошлом и не может быть исследован на уровне наблюдений. Мы можем иметь дело только с моделями этой системы, которые строим косвенно, исходя из статических и динамических систем. В основе построения и исследования ретроспективных систем лежат историко-геологические принципы, в частности, принцип последовательности напластования, принцип унаследованности и принцип актуализма. В построениях используется геологическое время, т. е. время реконструируемое как последовательность событий («логическое» время)» [Там же, с. 20].

Ці положення потребують одного суттєвого доповнення: всі елементи сьогоднішньої "статичної" системи (геологічні утворення, їх властивості, перерви в осадоочних товщах і т. п.) одночасно є, може, дещо видозміненими, але елементами, що збереглися, складної "ретроспективної" системи: "динамічно-статичної", якщо розглядати (що цілком логічно) цю ретроспективну систему в колишній структурній єдності її динамічних елементів (факторів і умов осадоконакопичення) і статичних (утворюваних осаdkів чи денудаційних поверхонь).

пам'яток – осадових порід, можна назвати системно-палеогеографічним². Всі ці компоненти природи (окремі фактори, умови, породи) є *елементами* системи, які пов'язані кожен з кожним численними функціональними і структурними (у вузькому сенсі), координаційними і субординаційними зв'язками, котрі в ґносеологічному вираженні є закономірностями. Ці системні зв'язки та систематизована ієрархія елементів дозволяє значною мірою позбавитися ефекту «зачарованого кола» простого палеогеографічного аналізу для цілей стратиграфії, коли стратиграфічна ефективність палеогеографічних реконструкцій залежить від тієї стратиграфічної основи, яку ці реконструкції повинні удосконалити.

Ступінь наближення створюваної моделі до реальної історії осадкотворення залежить від повноти (детальності) виявлення динаміки осадкотворчих факторів та істинності використовуваних для відтворення системи (побудови її моделі) закономірностей.

Достовірність побудованої теоретичної моделі повинна бути посилена і проконтрольована наявними для деяких її рівнів емпіричними даними конкретних методів досліджень чи їх комплексу.

В пізньокайнозойському осадкоутворенні на території України як в системі можна розрізнити прояви факторів (елементів системи) цього явища, що мають різний ранг – від глобального до місцевого.

Елементи вищих рангів проявляються на великих територіях і протягом тривалих часових інтервалів; вони створюють ті загальні умови, в рамках яких і відбуваються закономірно спряжені процеси на всіх рівнях елементів (систем) нижчих рангів, аж до рівня елемента (системи) «пізньокайнозойське осадкоутворення в ДДЗ». Конкретні прояви цих субординаційних залежностей могли дещо варіювати через наявність особливостей елементів нижчих рангів, але ж тільки в певному інтервалі, що теж визначений природними закономірностями.

Такими глобальними подіями в кайнозой, які ми спробували врахувати, були: утворення й еволюція антарктичного льодовикового щита, материкове зледеніння в Північній півкулі, пов'язані з цими процесами зміни рівня Світового океану (далі СО) та кліматичних умов середніх широт, активізація в неогені тектонічних рухів у зоні океану Тетіс.

Перше явище зумовило поступовий перехід від оранжерейних кліматичних умов на Землі до льодовикового кліматичного режиму. Цей процес мав зворотно-поступальний характер: чергувалися фази збільшення кількості і різкої диференціації природних зон Землі і зниження рівня СО з фазами вирівнювання (оптимізації) кліматичних умов і підняття рівня океану.

Зледеніння Антарктиди врешті призвело до виникнення льодовиків на континентах Північної півкулі – і грандіозний вплив цього явища на процеси осадконакопичення безсумнівний.

Ще одне явище – це альпійські горотворні рухи. Вони спричинили закриття океану Тетіс і, мабуть, десь із сармата – до періодичної ізоляції південних морів Східно-Європейської платформи від СО, а також, можливо, до прогресуючого неотектонічного підняття території України.

Ці глобальні явища зумовили складну динаміку змін положення базису ерозії, який для ДДЗ визначався то рівнем СО, то значно відмінним від нього рівнем ізольованих морів.

² В задачі системного підходу, як відомо, входить:

- виявлення властивостей цілого за властивостями елементів і навпаки;
- виявлення ієрархічної будови системи; це здійснюється шляхом класифікації компонентів системи в координаційному і субординаційному напрямках;
- дослідження всієї різноманітності зв'язків, існуючих в складних динамічних природних системах, і зведення їх в єдину теоретичну картину.

Цими подіями (та іншими) і визначалися головні особливості перебігу конкретних процесів денудації та осадконагромадження на території ДДЗ, які відбувалися за природними законами, що проявляються як функціональні зв'язки між елементами системи різних рангів.

Але найціннішою інформацією для реконструкції пізньокайнозойської системи морфолітогенезу в ДДЗ є, звісно, дані польових геологічних досліджень та результати їх узагальнення – наші і багатьох наших попередників.

Сформовані в результаті наших досліджень уявлення про еволюцію в неогені обстановок седиментації – морської в Евксинському басейні і, головним чином, континентальної в межах Субпаратетіса – ілюстровані на рисунку.

В моделі системи неогенового осадконагромадження представлений варіант зіставлення обстановок континентального осадконагромадження з трансгресіями морів півдня території України, які, в свою чергу, скорельовані з глобальними кліматичними ритмами та змінами рівня CO.

Ці зіставлення виконані з урахуванням як загальних закономірностей функціонування природної системи, так і деяких емпіричних даних, таких як безпосередньо спостережені в розрізах стратиграфічні співвідношення шарів континентальних порід і палеонтологічно датованих морських, дані визначень абсолютного віку, особливості будови конкретних розрізів неогенових відкладів, властивості порід. Ці емпіричні дані, як достовірні вузли моделі, утворюють її емпіричний каркас. В проміжках між цими реперними рівнями, згідно з теоретичними положеннями і логічними міркуваннями, займають свої місця ті елементи моделі, про які стратиграфічно інформативні емпіричні дані відсутні.

На рисунку вікові інтервали формування стратонів подані по пріоритету їх відповідності рубежам планетарних процесів, беручи до уваги також дані трекового аналізу і палеонтологічних визначень.

Ще одна особливість (принцип) побудови нашої моделі – це послідовне втілення й екстраполяція на весь неоген закономірності, встановленої для зв'язаних з океаном і для ізольованих басейнів помірної зони для останніх 300 тис. років: протифазовість коливань рівнів таких басейнів.

Прийнято також, що через тектонічні причини зв'язок Евксинського басейну зі CO спочатку був втрачений (перед сарматом), а потім (після понта) відновлений³. Це зумовило чергування прямогляціоевстатичного (до сармата і після понта) та оберненогляціоевстатичного (в сарматі – понті) режимів коливання рівнів Евксинського басейну. Тому досарматські і післяпонтічні трансгресії Евксину зіставлені з фазами потепління глобального клімату, а сарматські, меотичні і понтічні – з фазами похолодання.

На моделі також відображені три головні (найчіткіше виражені) денудаційно-аккумулятивні неогенові цикли, що пов'язані з висотними змінами базису ерозії на фоні повільного тектонічного підняття ДДЗ. Початкові фази цих циклів ув'язуються з найбільшими регресіями CO чи (і) Евксинського басейну: в передсарматський, пізньопонтічний і післякімерійський час.

Отже, при побудові просторово-часової моделі неогенового осадконагромадження в ДДЗ (див. рисунок) ми спиралися на такі емпіричні дані та палеогеографічні факти:

– утворення в кайнозої (пізній еоцен, 40-38 млн років тому) і наступна еволюція антарктичного льодовикового щита [6];

– активізація в неогені тектонічних рухів в зоні океану Тетіс, закриття океану, періодична ізоляція в зв'язку з цим південних морів Східно-Європейської платформи від CO [32];

³ Відновлення ми розуміємо в чисто фізичному сенсі: встановлення навіть й утрудненого зв'язку, але при якому рівень ізольованого до цього басейну починає тим чи іншим способом контролюватися рівнем CO.

- досарматське врізання річок ДДЗ;
- скинення наприкінці понта вод Евксину в месинський басейн Середземномор'я [15, 32, 39, 41, 43];
- материкове зледеніння в кінці пліоцена (*не раніше*) в Північній півкулі [6];
- ритміка різного рангу в еволюції глобального клімату [6];
- циклічність будови полтавської серії, товщі строкатих глин, червоно-буроколірної формації, лесової формації, терасових комплексів;
- наявність *кількох* стратиграфічних рівнів строкатоколірних відкладів в ДДЗ [5, 17, 18, 35];
- дані про абсолютний вік деяких стратиграфічних рубежів неогенових відкладів Східного Паратетіса [40-45].

Крім того, взяті до уваги такі природні закономірності:

1. *Зворотньо-поступальний* характер переходу від оранжерейних умов на Землі (в палеогені) до льодовикового кліматичного режиму. Це означає чергування фаз збільшення кількості і різкої диференціації природних зон Землі [22] (до шести – восьми природно-кліматичних поясів) та *зниження* рівня СО з фазами вирівнювання (оптимізації) природних умов і *підняття* рівня океану.

2. Скоординованість флювіальних процесів або з коливаннями рівня СО (в тому числі гляціостатичними), або ж з незалежними від океанічних коливаннями рівнів регіональних базисів ерозії – ізольованих басейнів.

3. Коливання рівнів ізольованих морів середніх широт відбувається *в протифазі* з гляціостатичними коливаннями рівня СО [8].

4. Вивітрювання пухких (нелітифікованих) порід (неоелювію, за Б.Б.Полиновим [28]) можливе (починаючи з девонського періода) лише при участі біологічного фактора, і така кора вивітрювання є ґрунтом.

5. Широкий розвиток лесоподібних відкладів *має передумовою* утворення *арени мобілізації* часток пилюватої розмірності.

6. Процес поховання ґрунтових покривів (утворення викопних ґрунтів) відбувається за правилом вибірковості [11-13].

7. В зонах плащеподібної еолової акумуляції ґрунтовий покрив поховується на всіх елементах рельєфу.

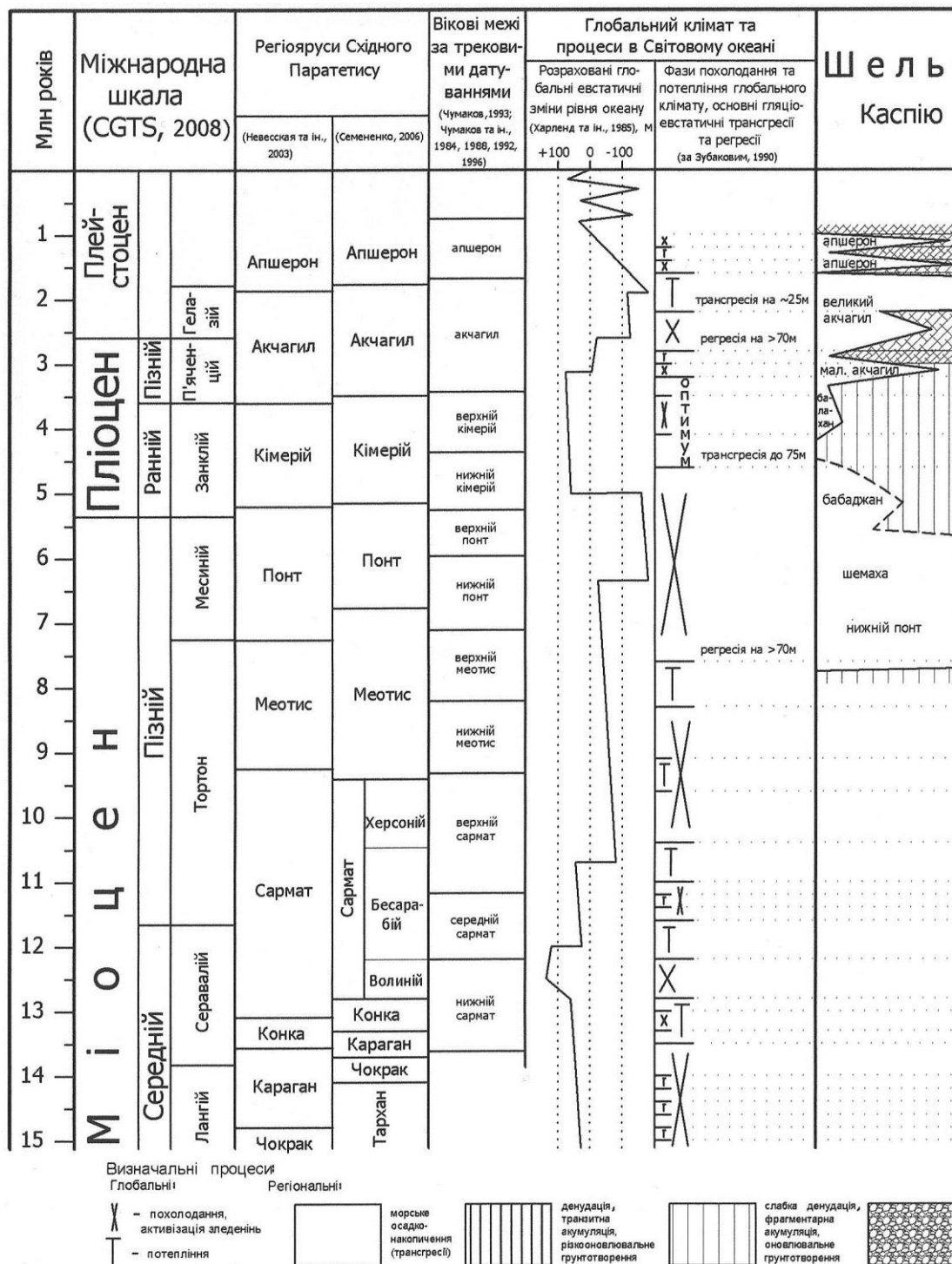
8. Поза зонами плащеподібної акумуляції постійний процес ґрунтоутворення, який нарощує ґрунтовий шар донизу, поєднується з процесом видалення верхньої частини цього шару денудацією. Таким чином ґрунтовий покрив тут постійно оновлюється, поховання його великих ділянок є винятком.

9. В поясах зчленування великих структур, тектонічні рухи яких є протилежними, серед субаеральних фацій потужних товщ осадочних відкладів, які тут накопичуються, одним із їх різновидів є ґрунтового утворення, і вони на значних ділянках можуть безладно поховуватися.

10. Деякі гідродинамічні закономірності:

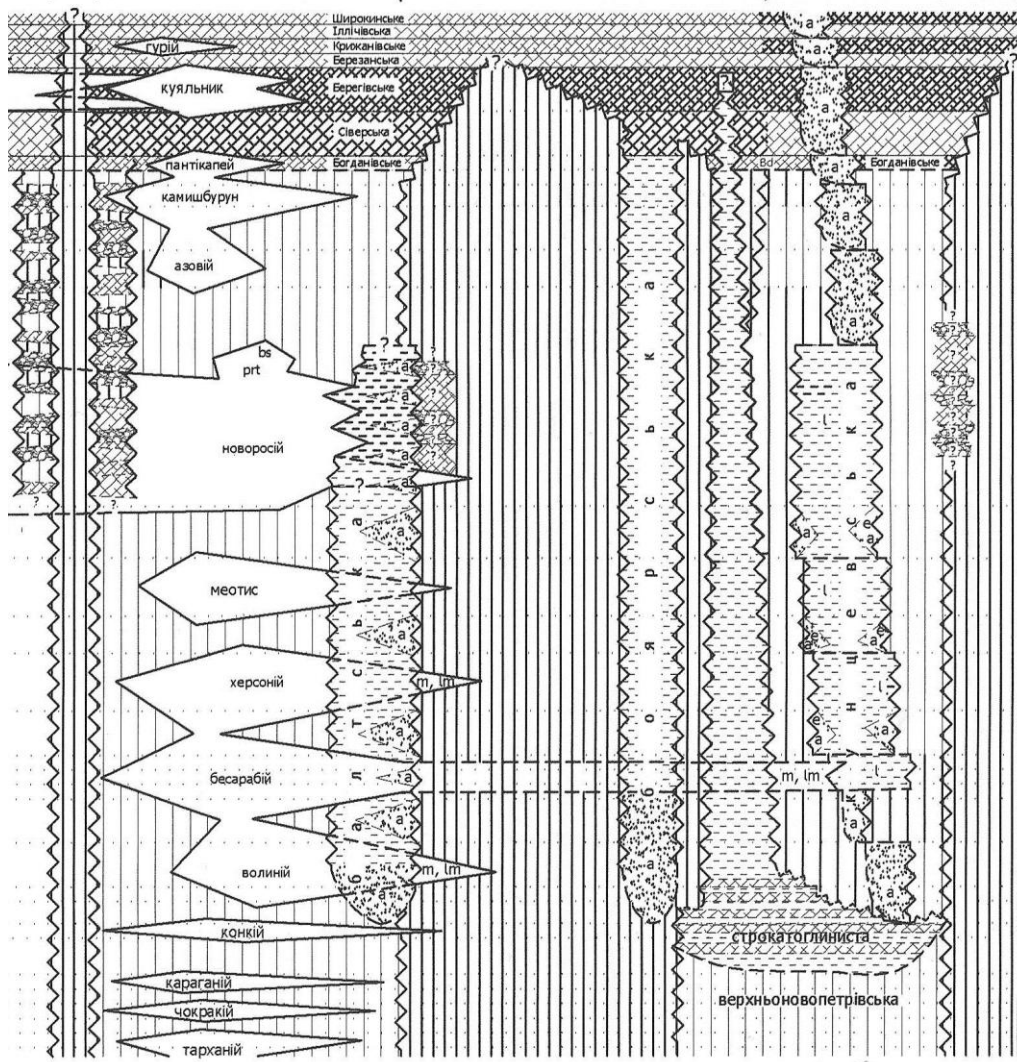
– утворення останців річкових терас вищого (давнішого) рівня в межах річкових же терас нижчого рівня неможливе в силу законів гідродинаміки;

– суттєві перебудови плану річкової мережі можливі лише як наслідок катастрофічних явищ (таким можна вважати і наступ льодовика) або ж при відновленні річкової мережі після завершення тривалої трансгресії та осушенні території (через видозмінення затопленого рельєфу – dna басейну – процесами підводної денудації і акумуляції чи тектонічними процесами);



Системна модель неогенової еволюції Північноукраїнської палеоседи

Ф	Альпініди	Шельф Евксіну		Субпаратетіс		Донецька складч. споруда
		Скіфська плита	Причорноморська западина	Український щит		



Утворення:

різноманітні- фаціальна аккумуляція, фрагментарна денудация	еолова, еолово- делювіальна аккумуляція	автоморфне грунтоутворення з наступним похованням ґрунтів	озерна, лиманна аккумуляція, епізодичне гідроморфне грунтоутворення	транзитна аккумуляція	e - ґрунтові a - алювіальні l - озери m - морські lm - лиманні
---	--	---	---	--------------------------	--

ції обстановок осадкоутворення в
иментаційній провінції

– так звані річкові перехвати можливі лише в рідкісних випадках у вигляді приєднання глибше врізаною річкою в якість своєї притоки верхньої по течії частини менше врізаної річки.

– тектонічне піднімання ділянки в долині достатньо великої річки не може змінити напрямок всієї тієї її частини, що пролягає нижче по течії від такої ділянки.

На представленій моделі неогенового осадконагромадження (див. рисунок), яка є розгорткою у часі процесів, обстановок осадконагромадження, в колонці “Глобальний клімат та процеси в Світовому океані” наведені фази різного рангу (тривалості) глобальних кліматичних оптимумів та похолодань, які виведені В.О. Зубаковим [6] із великої кількості фактичного матеріалу, одержаного при дослідженнях на материках і при глибоководному бурінні. Ці дані приведені В.О. Зубаковим до “спільного знаменника” – елементарного (вихідного) кліматема (так він назвав одиницю палеокліматичної періодизації), що для пліоцена становить 200 тис. років, а для міоцена – від 400 до 800 тис. років. Розбивка В.О. Зубаковим шкали абсолютного віку на кліматемами спирається на окремі визначення абсолютних дат для деяких шарів відкладів; між цими реперними точками на шкалі інтерполюванням виділялась відповідна кількість кліматем, причому деякі кліматичні фази охоплюють по декілька кліматем підряд.

З прив'язаними таким чином до шкали абсолютного віку кліматичними фазами і трансгресіями (регресіями) СО ми зіставили, враховуючи деякі наявні дані визначень абсолютного віку, трансгресії і регресії басейнів півдня території України та Каспійського басейну (колонки “Шельф Евксину” та “Шельф Каспію” на рисунку). При цьому ми поширили на неоген закономірність, встановлену Г.П. Калініним, Р.К. Кліге, О.А. Леонтьєвим, В.А. Шлейніковим [8, с. 197] для режиму Каспійського басейну в останні 300 тис. років: «...к Каспійському морю, как к крупнейшему плювиальному бассейну Земли, с полным основанием применима концепция о синхронности во времени эпох древнекаспийских трансгрессий ледниковым эпохам северного полушария и общепланетарным регрессиям Мирового океана. Соответственно, эпохи древнекаспийских регрессий совпадают с межледниковьями и трансгрессиями океана». Судячи з того, що близько 5 млн років тому відбулося різке скинення вод Каспію й Евксину в обмлівший месинський басейн Середземномор'я [15, 32, 41, 43, 44], в понті ці басейни були ізольовані від СО⁴ або ж, як вважав М.І. Андрусов та деякі інші дослідники, Евксин був з'єднаний з Середземним морем лише довгою річкою (залишки її долини представляють теперішні протоки Босфор і Дарданели). Очевидно, в кімерії зв'язок Евксину зі СО відновився (як і тепер – через Середземне море, що знову з'єдналося зі СО в результаті гляціостатичного підняття рівня в останньому) [41]. На думку інших дослідників, за свідченням І.М. Рослого [29], озерний етап в розвитку Чорного моря переважав аж до кінця давньоєвксинського віку (до узунларського часу, тобто до середнього неоплейстоцена), коли вперше після тривалої геологічної перерви відновився відносно вільний двосторонній зв'язок Евксину з Середземним морем і СО; надалі морські та озерно-морські умови чергувалися.

Не виразнішим є і момент настання ізольованості Евксину і Каспію. Цей момент, мабуть, пов'язаний з тією фазою закриття океану Тетіс, коли від тетічної океанічної плити, що підсувається під материкову Євразійську плиту, відкололися чорноморський та каспійський уламки і по розколах утворилися гірські споруди Балканського півострова, Малої Азії, Загросу, Кавказу, Ельбурсу, котрі і відділили Евксин та Каспій від СО [33]. М.І. Андрусов вважав [1, с. 106], що «...область Понта (и Каспия) была, начиная с сарматского времени и до конца плиоценового периода, совершенно отрезанной от океана. Благодаря этому обстоятельству фауна Понто-Каспийского бассейна развивалась своеобразно и

⁴ В.О. Зубаков [7, с. 74] писав: «...событийное содержание мессинского и понтического веков определяется историей покровного оледенения Южного полушария».

самостоятельно». Зокрема, від Середземного моря Евксин відділявся так званою Егейською сушою.

На моделі (див. рисунок) прийнято, що ізоляція Евксину відбулася до раннього сармата (що є досить умовним), а з'єднався він з Середземним морем (і тим самим – зі СО) на початку кімерія (за концепцією І.С. Чумакова [41], в результаті «миттєвої» трансгресії їх рівні зрівнялись). На нашу думку, саме повною ізолюваністю середньосарматського басейну можна пояснити той факт, що його води полишили південно-західну окраїну Східно-Європейської платформи і в той же час саме в середньому сарматі відбулася найбільша в неогені трансгресія на півдні платформи: тектонічними процесами (підняттями) в Карпатському регіоні морські води були звідти витіснені [25, 33] і в умовах ізолюваного басейну вони не мали можливості влитися в СО. За даними І.Г. Підоплічка [27, с. 9-10], і пізніші міоценові басейни – пізньосарматський та меотичний – теж були ізолюваними: «...в пізньому сарматі коливання рівня морського басейну були досить значними та повторювалися примірно в тих масштабах, як це ми бачимо в Каспійському морі. Інакше кажучи, Пізньосарматський морський басейн був басейном замкнутим, не зв'язаним з Світовим океаном, його рівень весь час відбивав кліматичні коливання, які проявлялися на протязі невеликих відрізків часу (десятки та сотні років).

Такий же тип замкнутого морського басейну з дуже несталим рівнем властивий був і Меотичному морю, відклади якого в багатьох місцях перешаровані із залишками наземних хребетних і наземних моллюсків (геліксів)».

Саме ізолюваністю понтичного басейну можна пояснити вищий його рівень (очевидно, через оберненогляцієвстатичне підняття) від рівня СО, що доводиться тим фактом, що після відновлення зв'язку з океаном трансгресія кімерійського басейну (причому з рівнем, гляцієвстатично піднятим на величину до 75 м) далеко не досягла масштабів понтичної.

Нами прийнято також, що *каспійський* басейн з кінця понта так і залишається в неогені ізолюваним і післяпонтичні підняття його рівня (трансгресії) так і відбувалися в оберненогляцієвстатичному режимі – в протифазі з пліоценовими і четвертинними трансгресіями СО та Евксину (див. рисунок), за винятком великої ачкагильської трансгресії, яка, мабуть, починалася як оберненогляцієвстатична, але її грандіозні масштаби в кінці ачкагила можна пояснити тільки встановленням зв'язку зі СО в фазу гляцієвстатичного підняття рівня в останньому. Це, власне, точка зору І.С. Чумакова та ін. [43, с. 89]: «После разрыва связей между Эвксином и Каспием за счет дренирования понтического моря в Восточный бассейн Средиземного моря (примерно 6,5- 6,3 млн лет) Эвксин киммерийского времени имел преимущественно одностороннюю связь с последним; Каспий же оказался полностью изолированным, и эвстатические колебания его уровня находились в противофазе с таковыми в Эвксине и во всем мировом океане вплоть до ачкагыла»⁵.

Природа цього явища (оберненогляцієвстатичних трансгресій) не зовсім ясна. На нашу думку, воно пов'язане з диференціацією під час льодовикового кліматичного режиму природних умов в середніх і високих широтах на кліматичні пояси від аридного до полярного. В межах холодних поясів відбувалася посилена конденсація атмосферної вологи, і якщо тут розташовувалися водозбірні басейни річок, то об'єм їх стоку значно збільшувався, що призводило до підняття рівня ізолюваного басейну, в який впадали ці річки; рівень же СО в цей час гляцієвстатично знижувався.

Згідно з іншою гіпотезою (Г.П. Калініна, К.К. Маркова, І.А. Суєтової, 1966 р.) в плейстоцені трансгресії і регресії Каспію спричинялися не тільки і навіть не стільки збільшенням припливу за рахунок талих льодовикових вод, але перш за все зменшенням

⁵ Тут можна висловити припущення, що така ситуація існувала і після ачкагила, просто в кінці ачкагила, в час великоачкагильської трансгресії відбулося тимчасове з'єднання Каспію з Евксином. В.О. Зубаков [7] стверджує, що рівень великоачкагильського озерного басейну піднявся до абсолютних відміток 80-90 м і 2490±40 тис. років тому (за даними В.В. Кочегури, 1971 р.) його води прорвали в Маницькій низовині вододіл між Каспієм і Евксином.

випаровування як з поверхні моря, так і з поверхні його водозбірного басейну.

Ці гіпотези підтверджуються дослідженнями історії каспійських трансгресій Г.І. Ричаговим [30, с. 50]: «Итак, сопоставление колебаний уровня Каспия с оледенениями севера Русской равнины показывает, что, хотя эти события возникали независимо друг от друга, по времени развитие каспийских трансгрессий совпадало с концом межледниковых и с первой половиной ледниковых эпох, регрессий – с этапами деградации ледников и началом межледниковой». «Как следует из сказанного выше и анализа кривых, изображенных на рис. 4 и 5, в течение всего плейстоцена и голоцена наблюдается довольно четко выраженная, хотя и не зеркальная асинхронность колебания уровня Каспийского и Черного морей» [Там же, с. 57].

Ця закономірність, асинхронність коливання рівнів Каспійського (ізольованого) і Чорного морів протягом плейстоцена і голоцена, простежена Г.П. Калініним, Р.К. Кліге, О.А. Леонтьєвим, В.А. Шлейніковим [8] та Г.І. Ричаговим [30], безсумнівно, є актуальною і для неогена.

Через скоординованість флювіальних процесів з коливаннями рівня базису ерозії глибинна ерозія достатньо великих річок пов'язана з фазою зниження рівня басейну, а бокова відбувається під час підняття його рівня. Таким чином, двочленні алювіальні товщі (руслівий алювій і заплавної) річкових терас річок, які впадають в ізольовані басейни, хроностратиграфічно зміщені на половину ритму відносно таких товщ в річках, що впадають в басейни СО.

Ще один стратиграфічно важливий епізод історії розвитку басейнів та прилеглого суходолу в неогені – це порівняно значне досередньосарматське врізання річкових систем басейну нинішнього Чорного моря.

Середньосарматське море – єдине з середньо-пізньоміоценових морів півдня території України, для якого достовірно встановлена інгресія в ДДЗ. При цьому середньосарматські морські відклади лягли на поверхню, значно знижену денудацією в порівнянні з вихідною поверхнею післяполтавської акумулятивної рівнини. Ця денудація *не могла бути абразією* середньосарматського моря: оскільки затока в ДДЗ цього моря відділялась від основної його акваторії бар'єром Українського щита (далі УЩ), то очевидно, що основою цієї денудації була ерозія, бо *тільки річковою артерією* зденудований матеріал міг бути видалений за межі ДДЗ – через пониження в УЩ або ж в обхід УЩ і Донецької складчастої споруди (вздовж долини нинішнього Сіверського Дінця). По цьому ж каналу (і по інших) середньосарматське море інгресувало в межі виробленої обширної алювіальної рівнини, проникаючи по річкових долинах у вигляді заток і лиманів далеко вглиб ДДЗ. Цим же шляхом могли впливати на характер морфолітогенезу в межах суходолу і зміни рівнів пізніших неогенових морів півдня території України.

Варто відзначити, що досередньосарматський етап денудації в ДДЗ є одним із ієрархічних елементів систем вищого рангу – систем палеогеографічних процесів на значно обширніших просторах, де діяли фактори аж до глобального масштабу, такі як глобальна тектоніка літосферних плит чи глобальні кліматичні зміни. Тому певним підтвердженням правильності виділення такого етапу в ДДЗ є існування досарматської стратиграфічної незгідності в інших геоструктурних районах: в підшві балтської світи на південно-західному схилі УЩ, під сарматськими відкладами в Причорноморській западині [36], а також, як нещодавно встановлено, на південному схилі Донецької складчастої споруди [2] та на північному схилі Кримської гірської системи [38].

Отже, одним із положень системно-палеогеографічного підходу, який ми застосували до аналізу будови неогенової товщі ДДЗ [14], і є те, що середньосарматська трансгресія в ДДЗ була інгресією – вона вкорінювалась в межі западини по вже вироблених понижених елементах рельєфу, якими могли бути річкові долини чи й обширна алювіально-денудаційна низовина, що сформувалася до середнього сармата як наступний, гіпсометрично нижчий від полтавської рівнини акумулятивно-денудаційний рівень. Інгресивний характер залягання відкладів середнього сармата на півдні України відмічався Г.І. Молявком [25] і дуже чітко зафіксований на окраїнах Донецької височини

[31, с. 12]: «Верхнемиоценовые (сарматские) моря нередко в виде длинных узких «языков», приуроченных к древней эрозионной сети, далеко проникали на север, вглубь Донецкой суши, образуя многочисленные заливы, лагуны и бухты».

Відчутне розчленування первинної полтавської акумулятивної рівнини в досередньосарматський час є ключовим моментом для нашого трактування деяких важливих особливостей будови неогенової товщі ДДЗ.

Один із відповідних висновків – про вік товщі строкатих глин: її формування було в основному припинене досередньосарматським розчленуванням полтавської рівнини.

Інший похідний момент із цього положення – середньосарматська затока проникла по досередньосарматській алювіально-денудаційній рівнині і долинах річкової мережі далеко вглиб суші, по периферії затоки тривали денудаційні процеси, а в її межах накопичувалися озерні, лиманні відклади, що разом з підстеляючими їх досередньосарматськими алювіальними утворили осадочний комплекс, вкладений в палеоген-середньоміоценову осадочну товщу. На вік цього комплексу як середньосарматський вказувала ще в 1948 р. О.В. Крашеніннікова [17].

Найпримітнішою спільною рисою будови континентальних товщ верхнього кайнозою території України є їх циклічна будова. Вона є відображенням становлення льодовикового кліматичного режиму Землі, початок якого був ознаменований покривним зледенінням Антарктиди ще в пізньому еоцені (40-38 млн. років тому [6]).

Характерною особливістю цього режиму є чергування фаз з настільки контрастними кліматичними умовами, що вони визначили головні і дуже відмінні літологічні особливості геологічних утворень, які формувалися протягом фаз з протилежним характером клімату, через що породи такого кліматичного півритму і одержали назву кліматоліту.

Найвиразніше кліматична періодичність відбилася в будові осадочних континентальних товщ перигляціальних областей, де в розрізах перешаровуються горизонти субаеральних (найчастіше – лесоподібних) відкладів з продуктами їх переробки процесами ґрунтоутворення – виковними ґрунтами. Відповідність перших півритмам з холодним кліматом, а других – з теплим можна вважати остаточно доведеною. Більше того, через певні відмінності факторів літогенезу навіть однойменних півритмів відповідні їм геологічні утворення (особливо педогоризонти) мають свої відмінні особливості, за якими піддаються індивідуалізації.

Як було показано вище, вплив глобальних кліматичних процесів (подій) в силу системних природних зв'язків повинен відбиватися на всіх елементах системи морфолітогенезу; отже, не тільки педогоризонти, а і шари відкладів будь-якого іншого генезису повинні мати свої індивідуальні ознаки. На жаль, сучасні методи досліджень недостатньо чутливі для виявлення таких індивідуальних рис саме кліматогенного характеру в субаквальних відкладах, тому індивідуалізація субаквальних утворень проводиться за іншими ознаками.

Проявом кліматичної періодичності, хоча і опосередкованим через зміни рівнів океанічного і морських басейнів, є і формування сходів (при умові тектонічного піднімання території чи ритмічно-поступального зниження базису ерозії) терасових комплексів у річкових долинах.

Багаторазовість кліматогенних ритмів в осадочних континентальних товщах, з одного боку, і морських регресій-трансгресій (змін рівнів морів) – з іншого, а також неоднаковість індивідуалізаційних ознак субаеральних і субаквальних кліматолітів створює передумови для неоднозначності їх зіставлень. Інакше кажучи, спираючись тільки на одну із відомих закономірностей – відповідності кліматичних півритмів кліматолітам – неможливо їх зіставити конкретно. Тому весь час ідуть пошуки додаткових критеріїв для такого конкретного зіставлення: палеонтологічних, абсолютно-геохронологічних, палеомагнітних і т.д. На нашу думку, ширші можливості для таких зіставлень, для виявлення відображення конкретних етапів еволюції факторів морфолітогенезу в конкретних особливостях будови континентальних відкладів надає системно-палеогеографічний підхід.

Дещо детальніше варто розглянути тезу про те, що для більш-менш широкого розвитку лесоподібних відкладів необхідне існування арен мобілізації часток пилюватої розмірності.

На цій обставині увага акцентована нами в зв'язку з тим, що, за даними ряду дослідників і за нашим трактуванням палеопедологічних особливостей викопних ґрунтів таврської світи Альмінської западини, ця світа сформована в понті (пізній міоцен) в досить специфічних умовах передгірського прогину, який заповнювався шарами відкладів різноманітного генезису, що віялоподібно виклинюються в бік Кримських гір. Особлива специфічність цих умов полягає в періодичній участі в седиментації еолового фактора, про що свідчить "лесоподібний" характер відкладів багатьох шарів таврської світи. Ця лесоподібність вимагає наявності не так далеко від цього району досить широко розвинутих арен мобілізації пилюватого матеріалу. Оскільки материкового зледеніння в цей час в межах Євразійського материка не було, то не існували і перигляціальні "пустелі", які могли б (як у плейстоцені) слугувати згаданими аренами. Це змушує шукати інші джерела "таврського" лесоутворення.

Ми припускаємо, що в ролі арен для видування пилу могли виступати більш-менш обширні ділянки шельфу, що осушувалися під час пульсуючих регресій понтичного моря, особливо великі – після "скинення" вод Евксинського басейну в Середземноморській. Ці ділянки в умовах засушливого клімату не скоро закріплювалися рослинністю, пилюваті частки в їх межах могли видуватися повітряними потоками і переноситися в південному напрямку; Кримські гори гасили швидкість цих потоків, і пилюватий матеріал випадав в осадок, утворюючи шари лесоподібних глин і суглинків.

В цьому зв'язку вкажемо на висновки М.М. Карлова [9, 10], зроблені ним на основі спостережень на Херсонщині, на площі близько 3 га чітких ознак пустельного вивітрювання, інтенсивної дефляції на поверхні одного з шарів вапняку в верхній частині товщі вапняків новоросійського під'ярусу понту: пустельний лак і засмага смоляно-чорного кольору, а також (на поверхні вапнякового шару) характерні крупні пірамідальні лаковані тригранники, борозни, жолоби і чарунки видування та гострі гребені дефляційного походження, «пустельна шагреня» і лаковані вітрогранники із понтичного вапняку. На думку М.М. Карлова, ці утворення свідчать про те, що в цей час на півдні території України "...господствовал сухой и жаркий климат, аналогичный климату современных пустынь" [9, с. 35].

В умовах такого клімату цілком можливим було існування арен дефляційної мобілізації пилюватих часток на півдні території України на тих просторах, де на денну поверхню виходили не вапняки, а кластичні відклади річкових і морських терас, дельт, що звільнялися з-під впливу поверхневих і ґрунтових вод під час фаз зниження базису ерозії, а особливо в результаті його різкого падіння в післяранньопонтичний час; зокрема уявляється можливим, що величезним ареалом пісків, які перевіювалися вітром, могла бути в цьому регіоні територія поширення відкладів балтської світи.

Ще раніше М.М. Карлова І. Левинський [21, с. 226] констатував в східній частині Херсонського повіту на поверхні вапняків понтичного ярусу і на відкладах верхньосарматського вапняку чорний "пустельний захисний лак", «покрывающий древнюю поверхность Новороссийской пустыни», прикриту червоно-бурою глиною, а В.І. Крокос [19] спостерігав таке ж утворення під червоно-бурою глиною на поверхні понтичного вапняку на околиці Одеси. Таким чином, вважає В.І. Крокос [20, с. 254], "...можно говорить о плиоценовой южноукраинской пустыне". «...следовательно, между отложением понта и образованием суши, и отложением красно-бурых глин вклинивается период пустынного характера» [21, с. 228].

Ще одним з теоретичних положень, які покладені в основу побудованої нами моделі еволюції обстановок осадконагромадження, є принцип ландшафтної вибіркової поховання ґрунтових утворень [11 – 13].

Вибірковість поховання означає, що в геологічний розріз переходять (тобто поховуються) ґрунти тільки в певних денудаційно-аккумулятивних, а в загальнішому

сенсі – ландшафтних обстановках, де акумуляція періодично затухає (що забезпечує можливість утворення ґрунту), а новому її посиленню не передує фаза денудації.

В зонах плащеподібної еолової акумуляції перигляціальних і припустельних ландшафтів ця умова реалізується на всіх елементах рельєфу. Будемо називати таку акумуляцію покривною. Поза межами таких зон акумуляція пов'язана лише з підніжжями схилів та пониженими елементами рельєфу, а тому на вододільних і схилових елементах рельєфу умови для поховання ґрунтів відсутні. Ґрунтоутворення, вектор якого взагалі-то спрямований донизу і яке відбувається безперервно, тут супроводжується денудацією, якою верхня частина утворюваного ґрунтового профілю одночасно поступово видаляється, через що він більше або (при сприятливішому співвідношенні інтенсивності процесів денудації і ґрунтоутворення) менше редукований. Таким чином, в цих умовах ґрунт весь час омолоджується, при цьому генетично змінюється відповідно до еволюціонуючих факторів ґрунтоутворення, і його генетичний тип загалом відповідає сучасним йому факторам ґрунтоутворення. Назвемо цей процес оновлювальним ґрунтоутворенням. При слабкій денудації в ґрунті накопичуються реліктові ознаки – індикатори факторів, що діяли раніше. Можна зауважити, що таке накопичення навряд чи має помітні масштаби (тобто, значну кількість акумульованих реліктових ознак чи помітну поширеність таких ґрунтових полігенетичних утворень), бо значна зміна факторів ґрунтоутворення, скоріше за все, зумовить або оновлення ґрунтового покриву, або його поховання.

На обширних територіях оновлювального ґрунтоутворення тільки на відносно невеликих ділянках біля підніж схилів може відбуватися процес поховання фрагментів ґрунтових покривів. Тут єдиний і непотужний ґрунтовий горизонт, яким він є на вододілі і на схилі, може набувати синседиментного і поліседиментного характеру, збільшуючись у потужності, а місцями і розклинаючись лінзами неґрунтового матеріалу.

Аналізуючи в такому ракурсі явище поховання ґрунтових утворень, можна з точки зору стратиграфічного значення викопних ґрунтів виділити три основні типи осадочних товщ, які вміщують ґрунтові утворення.

Перший тип – це товщі еолових, еолово-делювіальних відкладів. Якщо накопичення цих осадків відбувається нерівномірно в часі–просторі, то в етапи і на ділянках достатнього зниження інтенсивності цього процесу він не встигає заглушати ґрунтоутворення, і протягом порівняно нетривалого часу верхня частина накопичених відкладів неминуче переробляється ґрунтоутворними процесами. Якщо така ритміка кліматогенна, то утворюються особливо цінні в стратиграфічному відношенні викопні ґрунтові покриви – такі, що мають оригінальні морфологічні ознаки, які є відображенням конкретних особливостей і динаміки ландшафтів відповідної кліматичної фази, і серед них таких, які охоплювали значні території, що забезпечує можливість міжрегіональних кореляцій.

Оскільки в таких умовах поховуються ґрунтові утворення на всіх елементах рельєфу, то серед поховань великою є частка автоморфних, тобто чисто кліматогенних ділянок ґрунтових покривів. Саме автоморфні викопні ґрунти є основою палеопедологічної стратифікації ґрунтовміщуючих осадочних товщ.

Найяскравішим прикладом такого типу товщі континентальних відкладів є лесова формація четвертинного етапу льодовикового кліматичного режиму Землі.

Другий тип ґрунтовміщуючих осадочних товщ – локально поширені різного роду товщі підніж схилів: делювіальних шлейфів, конусів виносу, моласові відклади та просто осадочні товщі тектонічних западин, якщо тут мали місце фази або зони субаерального режиму осадконакопичення (в широкому сенсі) [23, 24, 34]. В обстановках формування таких товщ умови для чергування фаз утворення ґрунтів і фаз їх поховання створюються не тільки і часто не стільки коливаннями кліматичного фактора, скільки дуже мінливим і в просторі, і в часі співвідношенням інтенсивності процесів денудації й акумуляції, що зумовлено головним чином динамікою

орографічно-тектонічних факторів. В таких товщах поховані ґрунтові горизонти на коротких відстанях виклинюються, зрізаються, з'являються нові їх лінзи; кількість їх в розрізі дуже мінлива, серед ґрунтових утворень значна частка належить ґрунтовим відкладам та незрілим ембріональним ґрунтам.

При описі пліоценової червоноколірної товщі південного Алтаю Є.М. Великовська [4, с. 93] зазначає, що «...нижний грубообломочный комплекс и верхний глинистый связаны между собой постепенными переходами, выражающимися в том, что вверху кварцевых песков и галечников появляются вначале более тонкие, а затем более мощные прослои красно-бурых глин, которые преобладают в составе верхнего комплекса плиоцена, причем все эти слои характеризуются непостоянством и линзовидным залеганием. ... Иногда наблюдается замена верхней части кварцевых галечников глинами в горизонтальном направлении»; на східному схилі Уралу в червоноколірних неогенових відкладах «...глины и пески переходят друг в друга в вертикальном и горизонтальном направлениях. ... Литологический состав красочетных отложений дает основание ... предполагать, что часть этих осадков, характеризующаяся отсутствием сортировки и изменчивостью фациального состава на коротких расстояниях, представляет собой пролювий, часть же, несомненно, принадлежит к делювиальным образованиям» [Там же, с. 97].

М.С. Мітін [23, с. 108] описує 600-метрову міопліоценову строкатоколірну формацію Західного Передкавказзя, яка «...представлена чередованием глин и песков, общие мощности которых примерно равны. Отдельные прослои песков и глин, как правило, плохо выдержаны, из-за чего разрезы скважин трудно сопоставимы между собой».

Для стратиграфічних цілей суттєвим у даній ситуації є те, що (теоретично) в такій товщі по простяганню може не існувати жодної пари тіл (лінз) ґрунтових утворень, які були б сформовані в один і той же інтервал часу, оскільки в обстановках формування товщ цього типу одночасно існують і ділянки, де ґрунтотворення супроводжується омолодженням ґрунтового профілю денудацією, і такі, де формуються ґрунти з накопиченням реліктових ознак, і ділянки, де ґрунти поховуються, і де локальна денудація знищує раніше утворені ґрунти.

Очевидно, що в таких товщах стратиграфічне значення переходить від окремого похованого ґрuntu чи ґрунтової світи до частини осадоочної товщі з більш-менш однаковими та відмінними від інших частин товщі кліматогенними властивостями похованих ґрунтів.

До третього типу ґрунтовміщуючих осадоочних товщ належать такі, що накопичуються в умовах акумулятивних низовин, де визначальним фактором у формуванні генетичних властивостей ґрунтових утворень, що потім поховуються, є ґрунтові та поверхневі води. Підтоплення ґрунту ґрунтовими водами, періодичне затоплення його поверхневими перешкоджає реакціям оксидизації і мінералізації і зумовлює підвищений вміст органіки та гідроксидів (насамперед гідроксидів заліза) в таких ґрунтах. Тому вони не набувають, як автоморфні ґрунти, кліматогенної морфології і, зокрема, найважливішої для ідентифікації похованих ґрунтів літологічної риси – характерного кольору. Це гідроморфні інтразональні ґрунти заплав і боліт – в сірих, чорних, зеленуватих, вохристих тонах забарвлення. Стратифікація товщі, що містить тільки такі поховані ґрунти, на палеопедологічній основі неможлива.

Важливим для пояснення будови континентального неоген-четвертинного покриву є аналіз з наведених вище позицій однієї з особливостей переходу від етапу фрагментарного гравітаційно-водного осадконакопичення до етапу покривного еолового. Еолова акумуляція, що почалася, в межах вододілів і схилів поховує ґрунтовий покрив, формування якого безпосередньо передувало (через оновлювальний характер ґрунтотворення) настанню фази такої акумуляції. Таким чином, із усього хронологічного ряду ґрунтотипів до моменту такого поховання на

плакорях в розрізі зберігається тільки один ґрунт – останній в цьому ряду. Він, проте, може місцями мати деякі реліктові властивості.

Такий підхід до розуміння умов формування ґрунтовміщуючих осадових товщ відображений у моделі еволюції обстановок неогенового осадконагромадження (див. рисунок), на якій на більшій частині території ДДЗ і протягом переважаючого відрізка неогена показано панування оновлювального ґрунтоутворення; формування ґрунтовміщуючих товщ в цей час спостерігається лише в специфічних умовах біля схилів височин (УЩ, Донецької складчастої споруди, альпійських складчастих споруд Карпат, Криму і Добруджі), особливо впродовж фаз посушливого клімату (товщі другого типу), а також в супераквальних обстановках (товщі третього типу). Однією з таких товщ (другого типу) є і таврська світа, щодо якої М.Ф. Векличем [3] здійснено її розчленування на палеопедологічній основі. Ще однією верхньоміоценовою компактною товщею такого типу (в межах території України) є, очевидно, строкатоколірна товща Північного Переддобруддя [24].

Починаючи з пізнього пліоцену, з настанням епохи покривного осадконакопичення, формування ґрунтовміщуючих товщ набуло практично суцільнопросторового характеру, ритміка ґрунтоутворення – поховання ґрунту стала головним чином кліматогенною; відповідно, викопні ґрунти верхнього пліоцену – плейстоцену мають виключно важливе стратиграфічне значення.

Стратиграфічні висновки. На рисунку представлена ув'язка в систему (згідно з природними закономірностями) неогенових різнорангових факторів і умов континентального осадконагромадження та фактичних особливостей будови неогенової осадової товщі ДДЗ. Ця системно-палеогеографічна модель надає можливість запропонувати певні уточнення рубежів в стратиграфічній схемі верхньоміоцен-пліоценових відкладів ДДЗ. Вони такі.

Формування товщі строкатих глин на переважній частині території ДДЗ припинилося на початку сармата.

Накопичення алювіально-озерної піщано-глинистої товщі, значно розвиненої в ДДЗ, почалося в ранньому сарматі і тривало до середини пліоцену включно. Нижня стратиграфічна межа цієї товщі можливо діахронна, але досить чітко виражена площиною незгідності, на якій відбувається помітна зміна літолого-фаціальних особливостей порід; верхня межа (діахронна) чітко маркується богданівським педогоризонтом чи (у нечастих випадках його відсутності) - молодшими кліматолітами еоплейстоцену (але в межах рівнів рельєфу не нижче $>+115 - +120$ м). Витриманість на всій площі поширення піщано-глинистої товщі її літолого-фаціальних ознак, стратиграфічних меж і гіпсометричного положення дозволяє запропонувати переведення її в ранг світи. Ця світа може йменуватися за назвою села, біля якого знаходиться природне відслонення з повним її розрізом (що може бути стратотипом світи) – кунцевська.

В південно-східній частині ДДЗ в кунцевську світу вклинюються верстви з середньосарматською і понтичною морською фауною.

В верхній глинистій частині алювіально-озерної кунцевської світи трапляються строкатоколірні шари (гідроморфні ґрунтові утворення), які залягають на стратиграфічному рівні товщі червоно-бурих глин і, таким чином, до товщі строкатих глин не належать, хоча візуально і дуже схожі на них. Так само і гіпсоносні строкатоколірні глини в покрівлі сарматських відкладів (в південно-східній частині ДДЗ) є цілком осібним літостратиграфічним утворенням в неогеновій осадовій товщі.

Алювіальні відклади в кунцевській світі відіграють другорядну роль, за винятком найнижчого із неогенових терасового рівня (з інтервалами відміток сучасної поверхні $>+115 - +120$ м), алювій якого формувався, очевидно, протягом кінця понта – кімерія. Це найнижчий із терасових рівнів, в розрізі якого ще присутній богданівський педогоризонт. Ця алювіальна тераса, очевидно, досить поширена в річкових долинах

ДДЗ, але виокремити її із кунцевської світи за геоморфологічними критеріями вдається тільки на ділянках широкого розвитку цієї тераси.

Богданівський педогоризонт [3, 37], що значно поширений в ДДЗ, сформувався на рубежі кімерія та акагила. Цей та інші кліматоліти, що складають верхню частину товщі червоно-бурих глин, мають витримане, міжрегіональне поширення та літологічні особливості (в педогоризонтів - індивідуалізовані), є стратиграфічними підрозділами рангу основних і не можуть через те входити до складу допоміжного стратиграфічного підрозділу – товщі. В зв'язку з цим верхню межу товщі червоно-бурих глин потрібно проводити в підшві Богданівського педогоризонту.

Крім богданівського педогоризонту та алювію тераси (>+115 – +120 м) кімерій в ДДЗ представлений ще, можливо, деякими верхніми шарами розрізнених фрагментів товщі червоно-бурих глин (в обгрунтованому вище її об'ємі).

1. Андрусев Н.И. Керченский известняк и его фауна // Избранные труды. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – Т.1. – С. 31-112. (Печатается по тексту, опубликованному в «Записках СПб. минерал. о-ва». – 1890. – Ч. 26. – С. 193-345).

2. Анистратенко О.Ю., Вернигорова Ю.В., Зосимович В.Ю. и др. Новые данные по стратиграфии миоценовых отложений в бассейне р. Грузский Еланчик Восточного Приазовья // Сучасні напрямки української геологічної науки. – К., 2006. – С. 168-181.

3. Веклич М.Ф. Палеозостанность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. – Киев: Наук. думка, 1982. – 208 с.

4. Великозская Е.М. Красноцветные отложения плиоцена и их развитие на территории СССР, Китая и сопредельных стран // Вопросы стратиграфии и региональной геологии. – М.: Изд-во МГУ, 1961. – С. 89-112.

5. Вознесенский А.Н. Условия формирования рельефа Донбасса. – Киев: Ин-т геол. наук АН УССР, рукопись, 1946. – 398 с.

6. Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 230 с.

7. Зубаков В.А. Плиоцен Понто-Каспия и его корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2000. – Т. 8, № 1. – С. 66-82.

8. Калинин Г.П., Клиге Р.К., Леонтьев О.А., Шлейников В.А. Анализ изменения уровня Каспийского моря как одного из показателей глобального водообмена // Проблемы палеогеографии. – М.: Наука, 1976. – С. 191-213.

9. Карлов Н.Н. Ископаемая пустыня близ Херсона // Природа. – 1951. – № 8. – С. 35.

10. Карлов Н.Н. О бронированном структурном рельефе плиоценовой пустыни в Причерноморской впадине // Докл. АН СССР. – 1961. – Т. 139, № 6. – С. 1428-1431.

11. Карпенко А.М. Мезозойские ископаемые почвы северо-западного Донбасса. – М., 1980. – 242 с. – Деп. в ВИНТИ 12.02.1980, № 524-80.

12. Карпенко А.М. О некоторых сторонах образования ископаемых почв (на примере мезозойских почв северо-западного Донбасса) // Общая и региональная палеогеография. – Киев: Наук. думка, 1984. – С. 39-51.

13. Карпенко А.М. Основные этапы и особенности мезозойского почвообразования северо-западного Донбасса: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. – К., 1983. – 25 с.

14. Карпенко А.М. Динаміка континентального осадконагромадження в неогені та її кореляція з еволюцією морських басейнів півдня території України. Розділ в остаточному звіті по бюджетній науковій темі ІГН НАН України за 1996-1998 рр. "Екогенез і шкала геологічного часу кайнозою України". Рукопис. – УкрІНТЕІ, 1998. – К.: Укргеоінформ, 1998. – 5 с.

15. Квасов Д.Д. Причины резкого понижения уровня Черного и Каспийского морей около 5 млн лет назад // Океанология. – 1983. – Т. 23, вып. 3. – С. 444-449.

16. Косыгин Ю.А., Соловьев В.А. Геологические формации и тектоника // Геология и геофизика. – 1969. – № 3. – С. 17-24.

17. Крашенникова О.В. До стратиграфії горішньотретинних відкладів південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини на основі мінералого-петрографічного дослідження порід // Геол. журн. – 1948. – Т. 9, вып. 1-2. – С. 155-172.

18. Крашенникова О.В., Слензак И.Е. Неоген Днепровско-Донецкой впадины. – Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1951. – 46 с.

19. Крокос В.И. Пустыня в Одесском районе // Изв. Одес. губисполкома. Веч. вып. – 20 мая 1925. – № 602.

20. Крокос В.И. Краткий очерк четвертичных отложений Украины // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отдел геол. – 1926. – Т. 4 (№ 3-4). – С. 214-264.

21. Левинский И. Предварительный отчет о гидрогеологических исследованиях, произведенных в 1914 году в восточной части Херсонского уезда // Ежегодник по геологии и минералогии России. – 1917. – Т. 17, вып. 6-8. – С. 211-234.

22. *Марков К.К.* Палеогеография. – М.: Географгиз, 1951. – 274 с.
23. *Митин Н.Е.* О пестроцветной формации миоплиоцена Западного Предкавказья // Литология и полез. ископаемые. – 1964. – № 4. – С. 108-110.
24. *Мокряк І.М., Швець Л.К.* Про стратиграфічне розчленування континентальних відкладів верхнього міоцену північного Переддобружжя // Актуальні питання вивчення та картування осадових комплексів складчастих областей і платформного чохла України. Картування прикордонних територій. – К., 2003. – С. 150-151.
25. *Моляко Г.І.* Неоген півдня України. – К.: Вид-во АН УРСР, 1960. – 208 с.
26. *Палеомагнитология* / Под ред. А.Н. Храмова. – Л.: Недра, 1982. – 312 с.
27. *Підоплічко І.Г.* Нові дані про розвиток фауни неогенових хребетних півдня УРСР // XI Наук. сес. КДУ. Секція геології. – 1954. – С. 6-11.
28. *Полынов Б.Б.* Кора выветривания. Ч. 1. Процессы выветривания. Основные фазы и формы коры выветривания и их распределение. – Л.: Изд-во АН СССР, 1934. – 242 с.
29. *Рослий И.М.* Природа СССР в антропогене. – Киев: Вища шк., 1986. – 144 с.
30. *Рычагов Г.И.* Плейстоценовая история Каспийского моря: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. – 62 с.
31. *Савронь Э.Б., Сатановская З.Н.* О микрофаунистической охарактеризованности сарматских отложений Донбасса // Палеонтол. сб. – 1971. – № 8, вып. 1. – С. 12-15.
32. *Семененко В.Н.* Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. – Киев: Наук. думка, 1987. – 232 с.
33. *Семененко В.Н.* Денудационные неогеновые поверхности Причерноморской впадины и Украинского щита // Докл. АН Украины. – 1993. – № 11. – С. 108-113.
34. *Семененко В.Н.* Верхнемиоценовые молассы Альминского прогиба // Геол. журн. – 2003. – № 2. – С. 39-57.
35. *Соколов Н.А.* Нижнетретичные отложения Южной России // Тр. Геол. ком. – 1893. – Т. 9, № 2. – 329 с.
36. *Сорочан О.А.* Нові дані про міоценові відклади району Сухого Лиману // Геол. журн. – 1951. – Т. 11, вип. 4. – С. 77-80.
37. *Стратиграфические* схемы плиоценовых и четвертичных отложений Украины для геологических карт нового поколения. Графические приложения. – Киев, 1993.
38. *Стратиграфічне* розчленування розрізу свердловин 302, 303, 65, пробурених в Альмінській западині Криму, за результатами комплексних палеонтологічних досліджень. Звіт за госпдоговірною темою / Відп. викон. В.М. Семененко. – К.: ІГН НАН України, 2006. – 174 с.
39. *Чумаков И.С.* О характере связей Средиземного моря и Восточного Паратетиса в позднем кайнозое // Первая всесоюзная школа «Стратиграфия и литология мезозойского-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана»: Тез. докл. – М., 1984. – Т. I: Стратиграфия – С. 183-184.
40. *Чумаков И.С.* Радиометрическая шкала для позднего кайнозоя Паратетиса // Природа. – 1993. – № 12. – С. 68-75.
41. *Чумаков И.С.* К проблеме границы миоцен – плиоцен в Эвксине // Геофиз. журн. – 2002. – Т. 24, № 2. – С. 104-113.
42. *Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей СС.* К геохронологии мезотиса и понта Восточного Паратетиса // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 303, № 1. – С. 178-181.
43. *Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей СС.* Геохронология и корреляция позднего кайнозоя Паратетиса. – М.: Наука, 1992. – 96 с.
44. *Чумаков И.С., Ганзей СС., Бызова С.Л.* Геохронология сармата Восточного Паратетиса // Докл. АН СССР. – 1984. – Т. 276, № 5. – С. 1189-1193.
45. *Чумаков И.С., Головин Д.И., Ганзей СС.,* К геохронологии мезотического яруса (верхний миоцен) Восточного Паратетиса // Там же. – 1996. – Т. 347, № 3. – С. 372-373.

Ін-т геол. наук НАН України,
Київ

E-mail: Karp-An@i.ua

Стаття надійшла:
15 листопада 2012