

УДК 551.248.1(477.72)

Сапун Тетяна Олександрівна, Блищик Маргарита Валеріївна
Мелітопольський державний педагогічний університет ім. Б. Хмельницького
Мелітополь, Україна

ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ ХЕРСОНСЬКОЇ ОБЛАСТІ

Аннотація: *Формирование современных форм рельефа Херсонской области зачастую зависит от тектонических движений земной коры, которая находится на определенной стадии геологического развития. Именно реконструкция геологических эпох помогает выяснить, почему рельеф местности выглядит именно так, а не иначе.*

Ключевые слова: *период, структура, стадия, отложения, этап, море.*

Sapun Tetyana, Blyshchik Margarita
Melitopol State Pedagogical University named after Bogdan Khmelnytsky
Melitopol, Ukraine

HISTORY OF GEOLOGICAL DEVELOPMENT OF KHERSON REGION

Abstract: *the Formation of modern forms of relief of the Kherson region often depends on the tectonic movements of the earth's crust, which is at a certain stage of geological development. It is the reconstruction of geological epochs that helps to find out why the terrain looks like this, and not otherwise.*

Key words: *period, structure, stage, sediments, stage, sea.*

В історії геологічного розвитку території виділяється два великих періоди: докембрійський та фанерозойський, які відрізняються тектонічними режимами та характером пов'язаних з ними геологічних процесів.

В докембрійський період ймовірна реконструкція геологічної історії розвитку території пов'язана, очевидно, з основними тектонічними циклами розвитку Українського щита. Кожен з них починався з накопичення вулканогенно-осадових серій в умовах розтягу земної кори, а завершувався уже

в режимі стиснення магматизмом та метаморфізмом [1]. За даними аналізу таксономії геофізичних полів, прив'язаних до вивчених розрізів УЩ, найдревнішими породами тут є метаморфіти палеоархею. Завершення Клесівського тектоно-магматичного циклу на рубежі 1700 млн. років [2] знаменується загальною кратонізацією, формуванням мегаблокової структури фундаменту та переходом до субплатформного режиму. Супроводжується проявами гранітоїдних масивів сиваського комплексу, утворення яких пов'язане з закриттям Добрудзько-Кримської зони геосинклінальних прогинів в результаті процесів деструкції континентальної кори та розпаду кратону на два окремі щити – північний (Український) та південний (Чорноморський), розділених цим прогином.

У фанерозойський період, який поділяється на доальпійський і альпійський епохи осадкоутворення, відбувалось накопичення пермських, тріасових, юрських, крейдових, палеогенових, неогенових та четвертинних відкладів. На території робіт відсутні утворення нижньої частини палеозою, тобто в цей час тут відбувались підняття. В пермсько-ранньотріасовий час, у зв'язку з формуванням пізньюварійського крайового прогину перед фронтом Кримських варисцид, що супроводжувався процесами континентального рифтогенезу, південна окраїна УЩ перейшла в режим опускання, в результаті чого тут сформувалася зона перикратонних депресій (Скадовська, Генічеська) [1], часто успадкованих авлакогенних структур. Закриття прогину в умовах тангенціального стиску супроводжувалось насувами та підкидами по розломах, що обмежували субширотні блоки крайової частини древньої платформи.

В середньому та пізньому тріасі і, повторно, в середній юрі в результаті процесів розтягу земної кори сформувався Сиваський рифтоген у вигляді прогину, який простягався на схід через північну частину Азовського моря. В зону занурення були частково залучені перикратонні депресії, зокрема Генічеська (див. тектонічну схему). Після закриття цієї ранньокімерійської рифто-геосинклиналі в результаті прояву двох основних фаз стиснення та інверсії (в кінці тріасу та в кінці середньої юри), що супроводжувались

вкоріненням гранітоїдного північнокримського комплексу (Балашівський розріз), в межах території наступив тривалий континентальний режим. В цей час більша частина її мала вигляд приморської рівнини з розчленованим тектоно-ерозійним рельєфом. З цим часом (ранньокімерійська епоха) пов'язане, очевидно, і закладення основної структури I порядку – накладеної Причорноморської западини.

Ранньокімерійська епоха континентального розвитку змінилася з початку крейди пізньокімерійською епохою опускань та морських трансгресій. Зокрема, рання крейда знаменується трансгресією епіконтинентального басейну, яка почалася у Рівнинному Криму у пізньому готериві і досягла Північного Причорномор'я в апті. З початком пізнього альбу режим прогинання змінився переважно висхідними рухами. Загальне пожвавлення тектонічних рухів супроводжувалось розтягом кори, відродженням процесів рифтогенезу в межах Північнокримського ранньокімерійського прогину, активізацією магматичних осередків в корі та спалахами пізньоальбського вулканізму у Рівнинному Криму. Пірокластичний матеріал альбських вулканів переносився з області Північнокримського рифтогену в межі закартованої території. Палеогеографічна реконструкція для загорянівського часу вказує на існування на площі двох крупних зон седиментації, розділених острівним суходолом, який був частиною великого підняття, яке сформувалося на місці сучасної Каркінітської затоки та частини Сиваша. Активізована в пізньому альбі зона гранітоїдних плутонів почала занурюватися, і пов'язане з нею Каркінітсько-Сиваське підняття як позитивна структура перестало існувати в пізньокрейдний час.

Альпійська епоха геологічної історії розвитку території починається з пізньої крейди і виражена окремими стадіями: пізньокрейдною, палеоцен-еоценовою, олігоцен-ранньоміоценовою, та середньо-пізньоміоценовою і пліоцен-плейстоценовою неотектонічними. Палеотектонічний режим початкової стадії седиментації характеризується значними коливаннями, особливо після передсеноманської активізації, що супроводжувалася перервою

в осадконакопиченні. Вона була найкраще проявлена в межах північної смуги Каркінітсько-Сиваського підняття [1, 2], де моноклінально залягаючі відклади верхньої крейди незгідно перекривають різновікові досеноманські утворення, аж до середньоальбських (новодмитріївська світа) включно. Кінець пізньої крейди знаменується черговою перебудовою палеотектонічного плану з поступовим формуванням північного борту Причорноморської западини, осьова частина якої в цей час простягалась через північну частину Криму. Загальна структура території набуває рис монокліналі з закономірним збільшенням потужностей у південному напрямку.

У палеоцен-еоцені на фоні оновленого палеоструктурного плану, спостерігається і зміна карбонатного типу седиментації змішаним – карбонатно-теригенним. В палеоценовий час більша частина площі була охоплена висхідними рухами, про що свідчить регіональна стратиграфічна незгідність у підшві палеоцену. За розподілом потужностей палеоцен-еоценового комплексу порід спостерігається тенденція зміщення максимуму прогинань до півдня в приосьову частину Причорноморської западини.

З олігоцен-ранньоміоценовою стадією геологічної історії території пов'язана чергова зміна типу седиментизації – з теригенно-карбонатного на переважно теригенний (піщано-глинистий). З поступовим інгресійним наступом на північ олігоценового морського басейну. На олігоцен-ранньоміоценовій стадії геологічної історії даної території, в основному, було завершено формування північного борту Причорноморської западини в контурах, близьких до сучасних.

На усіх ранніх етапах геологічного розвитку території очевидну роль у формуванні й контролі палеоструктурних умов седиментації, розподілі потужностей та літофацій утворень відіграли активізовані розломи жорсткого кристалічного фундаменту диференційованого характеру [3].

Основним фактором моделювання умов і контурів площ седиментації в неотектонічний час поряд з процесами тектогенезу були і евстатичні коливання

рівня морських басейнів, що знайшло відображення в дуже мінливій будові регіональних розрізів.

Середньо-пізньоміоценова стадія історії розвитку площі характеризується нестабільними тектонічними умовами (хоча й не такими контрастними як у олігоцені) та чергуванням трансгресивно-регресивних циклів. Тарханська, чокракська, караганська, конкська, ранньо-середньосарматська, пізньосарматська, меотична та понтична трансгресії вирізняються конкретними і своєрідними умовами осадконакопичення, і масштабами цих проявів. Так, найбільшою по площі є сліди ранньо-середньосарматської трансгресії, коли формувалися мілководні піщано-глинисті відклади. Особливістю пізньосарматської трансгресії є скорочення розмірів басейну та зниження солоності моря [4]. Регіональні регресивні фази, зазвичай, більш короткочасні, і проявились наприкінці чокракського, конкського та понтичного віків у фаціях розмиву або континентальними утвореннями на фоні диференційованих висхідних рухів території.

В пізньопонтичний час море залишило межі площі і вона стає областю ерозійного розмиву. Вздовж деяких зон активізованих розломів починається закладення і вироблення мережі долин палеорік.

Пліоцен-плейстоценова стадія історії геологічного розвитку характеризується виключно теригенною седиментацією в умовах завершальної неотектонічної стадії перебудови палеоструктурного плану. Кімерійська і акчагильська трансгресії пліоцену охопили тільки південну частину території. В той же час, на півночі існувала значна за площею дельтова алювіальна рівнина давньої мережі палеорік [3], де формувались руслові та заплавно-руслові фації алювію. В пізньому акчагилі на північний схід площі інгресує таманське море, в якому відкладаються суттєво глинисті осади з характерним солонуватоводним комплексом фауни каспійського типу.

Літопис плейстоценової історії геологічного розвитку проявився уже переважаючими субаеральними умовами осадкоутворення під впливом палеокліматичної циклічності (епохи похолодань і потеплінь) в перигляціальній

зоні, на фоні відповідних евстатичних коливань рівнів морських басейнів та диференційованих неотектонічних рухів.

Початок еоплейстоцену знаменується відступом каспійського опрісненого моря за межі площі, і, відповідно, дельтова частина пізньопліоценових палеорік змістилась до півдня [5]. Активізація ерозійно-денудаційних процесів викликає успадковане і послідовне в часі скорочення площ субаквальної акумуляції та розширення ділянок суші. Ще в березанський час на більшості території панувала успадкована озерно-алювіальна рівнина, а уже в крижанівській на окремих місцевих невисоких вододілах, в умовах кліматичного оптимуму, починають формуватись елювіально-делювіальні палеогрунти. Інтенсивність ерозійно-денудаційних процесів у подальшому зростає і на все більш широких вододілах ліво- і правобережжя формуються відносно потужні палеогрунти та закладаються поди. Циклічні похолодання проявляються локально в утворенні еолово-делювіальних лесових відкладів. Глибока (передчаудинська) регресія моря викликала переаглиблення (на 10-25 м) широких еоплейстоценових долин; закладається глибоке (з цоколем на заході в міоцені на – 30-45 м) і вузьке (до 10 км) палеорічище Дніпра південно-західного спрямування [6]. Переаглиблені долини виповнюються алювіальними або лиманно-алювіальними відкладами, відповідно VIII, VII, VI, V та IV рівнів, накладених по успадкованій будові.

В той же час на початку плейстоцену сформувався гурійський басейн, що за віком відповідає апшеронському на Каспії [7], який почався з чаудинського етапу розвитку і поділявся на декілька фаз, які характеризуються зміною режимів в максимальні фази: плювіального каспійського басейну – морським типом, тобто відбувається прорив у нього солоних середземноморських вод у відкритих частинах басейну, серед пануючих каспійських. Границі басейну досягли тільки східної частини площі, де берегова лінія мала складну конфігурацію. Море заходило вгору по річковим долинам, створюючи систему численних затоків лиманів.

Після завершення чаудинського етапу розвитку чорноморського басейну, почався новий етап – евксинський, який розпочався ще в ранньому неоплейстоцені і продовжувався до середини середнього. Характеризується фазами трансгресії: зюкською і бесергенівською. Трансгресії басейну відповідають теплим межльодовиков'ям. Води басейну стають більш солоними: у значній мірі поширюються як евригалінна, так і помірно стеногалінна середземноморська фауна, хоча ще в суміші з солонуватоводною. На досліджувальній території шельфу Чорного і Азовського морів в її південній частині збереглися обмежено відклади цих басейнів (мабуть контур евксинського басейну знаходився, в основному, на південь від сучасної берегової лінії).

В першій половині пізнього неоплейстоцену межі успадкованої, в цілому, палеодолини Дніпра значно розширюються на схід (до 40-50 км) [3], охоплюючи вперше еродовану площу Новомаячкинського підняття. Широка долина виповнюється алювієм тепер II-III надзаплавних терас. Напрямок простягання тепер уже єдиної долини помітно розвертається до заходу. В другій половині пізнього неоплейстоцену активізація субширотного Старозбур'ївського розлому уже остаточно “переводить” напрям долини Дніпра на відрізок нижче Цюрупинська в широтне положення. Формується вузька (1-10 км) [5] слабо врізана I надзаплавна алювіальна тераса. Друга, та третя тераси, виведені на поверхню, нівелюються еоловими процесами. На локальних знижених ділянках рельєфу вододілів, але в умовах відсутності направленої стоку, формуються подові западини, в яких відкладаються своєрідні подові відклади, як результат деградації (оглеєння та гігроморфізму) первинно-лесового матеріалу. На дефляційній поверхні терас утворюються «степові блюдця» суфозійно-просідного генезису.

В середині середнього неоплейстоцену, після глибокої регресії як ексинського, так і світового океану, пов'язаної з потужним дніпровським зледенінням починається новий – тиренський етап, на протязі якого виділяються чотири трансгресії, що відрізняються від більш давніх

максимальними чисто середземноморськими фазами. У відкритих частинах басейну відсутня солонуватоводна фауна, а солоність карангатського басейну навіть перевищувала солоність сучасного чорноморського басейну майже вдвічі.

Для азовської частини басейну допускається деяке опріснення води в порівнянні з Чорним морем, обумовлене впливом Дону і Кубані [6].

На досліджувальній площі шельфу розвинені відклади усіх чотирьох фаз лиманного і морського генезису. Всі вони пов'язані з потеплінням клімату, але площа морського басейну значно скорочується в результаті епейрогенічних підняттяв або абляцій води материковим заледенінням. В регресивні фази тиренського етапу на прибережній суші і на шельфі, який осушався в цей час, проходило формування врізів річкових долин, сучасних балок. В трансгресивні фази відбувалося заповнення цього рельєфу (алювієм або лесоподібними суглинками) глибоко врізаного в розмиту поверхню дочетвертичних відкладів. Морські умови зберігалися лише в найбільш занурених частинах басейну. Карангатський басейн в максимальний момент трансгресії був близький по своїх контурах сучасному, доказом чого є наявність терас, у відкладах яких зустрінутий комплекс карангатської фауни. Водами останнього в азово-чорноморській області трансгресивного пізньоплейстоценового басейну – сурозького, затоплюється гирлова частина Дніпра.

Початок каспійсько-чорноморського етапу розвитку цього басейну характеризується регресивною фазою – замкнутим солонуватоводним новоевксинським басейном з фауною виключно каспійського типу. В цей час Азовське і Чорне моря перетворилися в гігантські проточні озера [3]. Морські умови зберігалися лише в центральній частині акваторії, в ряді частин шельфу існували лимани, де накопичувалися лиманно-алювіальні, озерно-алювіальні відклади, де утворювалися глини, які несуть сліди сірководневого зараження, що свідчать про застійні малорухливі умови осадконакопичення.

В зв'язку з потеплінням клімату, початком танення льодовиків і притоком таких вод рівень новоевксинського басейну почав підійматися і досяг середини

шельфу. В самому кінці неоплейстоцену вказаний басейн почав регресувати, але евстатична трансгресія середземноморського басейну призвела до підняття його рівня і почався приток солоних вод.

З цього моменту починається азово-чорноморська трансгресія, що являється частиною післяльодовикової трансгресії світового океану і продовжується до наших днів [4, 5, 6].

Древньоазовський час характеризується тектонічними опусканнями азово-чорноморської западини та прилеглих до западини ділянок суші, зокрема в районі середземноморських проток. В результаті води Середземного моря осолонюють новоевксинський басейн і поступово витісняють опріснену фауну. Морські умови зберігаються не тільки в межах попереднього басейну, а затопляють заболочені ділянки суші, а пізніше заливають полого похилу алювіальну рівнину і заболочені озерні. В цей час на місці Дніпровського жалопа утворюється величезний Дніпровський лиман, який пізніше перетворюється у відкриту морську затоку, хоча і сильно опрісню. Басейн характеризується повним пануванням помірностенногалінної середньоземноморської фауни з переважанням мідієвого біоценоза.

Наступною регресією відклади були майже розмиті. Так, по мірі опускання води древньоазовського морського басейну розмивали найбільш знижені ділянки, що призвело до формування кіс, островів (наприклад Бірючого) [1].

В новоазовський час продовжується тектонічне опускання дна басейну. Як і раніше значно швидко занурюються ділянки центральної частини шельфу і повільно прибережні. Під час цієї трансгресії рівень басейну перевищував теперішній (\approx на 1,5 м). Про це свідчать «кімерійські» тераси, які знаходяться на відмітці +1 м. У подальшому, приблизно 500 років тому, відбулася незначна регресія [6] приблизно до відмітки -1 м, після чого рівень басейну знову піднявся до теперішніх відміток -0,4 м. Формується сучасна берегова лінія басейну, лимани відшнуровалися від моря пересипами та обернулися фактично у замкнені озера (Джарилгацьке, Тендрівське, Ягорлицьке), які стали

функціювати у власному режимі, чітко вимальовуються акумулятивні форми рельєфи-коси (Арабатська).

Піщані поверхні I-III надзаплавних терас активно дефляційно розвіюються, з утворенням масштабних акумулятивних еолових арен (Олешківська, Чалбаська та інші). В контурах озер формуються лімнічні осадки, а в відносно вироблених днищах сучасних балок відкладаються малопотужні пролювіально-делювіальні відклади. Під дією абразії, частково гравітаційних процесів, динамічно трансформуються кліфи-урвища правого берега Дніпровського лиману. Скульптурно окреслюється під впливом новітньої ерозії і денудації борти балок, подів. Техногенно змінюються первинні природні ландшафти.

Виникнення сучасного Сиваша пов'язується у часі теж з голоценом. На його місці у пізньому неоплейстоцені існувала низинна малорозчленована рівнина, складена, переважно, субаеральними відкладами. На фоні поступового прогинання цієї області під впливом зміщення осьової лінії Причорноморської западини на північ, тут з початку голоцену почали формуватись окремі накладені і успадковані по палеонизинах та подах водойми. На заході (до о. Руський) утворилось велике солоне озеро, східніше – система переважно прісноводних озер та боліт, а за Чонгарським півостровом – існувала затока Азовського моря, які згодом сполучились між собою. Вік 8-и метрової товщі мулистих осадів Сиваша оцінюється в 2,6 тис. років (1,5-3 мм/рік, [6]). З початком формування валу – Арабатської стрілки, уже в історичну епоху (1100-1200 р.н.е.), вздовж ланцюжка реліктових островів (складених субаеральними відкладами) водообмін між Азовським морем та басейном Сиваша значно скоротився. В результаті цього солоність його почала інтенсивно зростати, і тут відкладаються сірі і темно-сірі мули уже лагунно-лиманного генезису.

Аналізуючи вище викладений матеріал ми доходимо висновку, що мікро- та макроструктурні елементи рельєфу Херсонської області формувалися в умовах інтенсивних тектонічних рухів, пов'язаних геологічним розвитком Азово-Чорноморського басейну.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ ТА ЛІТЕРАТУРА:

1. Північно-Західне Приазов'я: геологія, геоморфологія, геолого-геоморфологічні процеси, геоекологічний стан: монографія / Л.М. Даценко, В.В. Молодиченко, О.В. Непша та ін. – Мелітополь: Вид-во МДПУ імені Б. Хмельницького, 2014. – 308 с.
2. Азовское море в конце XX – начале XXI веков: геоморфология, осадконакопление, пелагические сообщества / [отв. ред. Г. Г. Матишов]. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. – 295 с.
3. Тюленева Н. В. Умови осадко накопичення в межах північно-зхідного шельфу Чорного моря в голоцені: дис.: ... канд. геол. наук: 04.00.10 / Тюленева Наталія Володимирівна. – Одеса, 2011. – 184 с.
4. Федоров П. В. Средиземноморские трансгрессии в геологической истории Черного моря / Федоров П. В. // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. – 1983. – Т. 58; Вып. 6. – Отд. геология. – С. 120–126.
5. Актуальные проблемы лиманов северно-западного Причерноморья: Коллективная монография / [под. ред. Ю. С. Тучковенко, Е. Д. Голченко]. – Одесса: Изд-во ТЭС, 2012. – 224 с., ил. 79, табл. 38, библи. 148.
6. Кирикэ Л. Ф. Лиманы Причерноморья за последние 20 тыс. лет / Л. Ф. Кирикэ. – Кишинэу: Изд-во Тираспольский гос. ун-т., 1995. – 167 с.
7. Ryan W. Catastrophic flooding of the Black Sea / Ryan W., Major C., Lericolais G. [et. al.] // Annu. Rew. Earth Planet. Sci. – 2003. – № 31. – P. 525–554.