

УДК 550.834.05:551.24

DOI: <http://doi.org/10.17721/1728-2713.100.06>

С. Стовба, д-р геол. наук, голов. наук. співроб., проф.,
E-mail: stovbas@gmail.com,
Інститут геофізики імені С.І. Субботіна НАН України,
просп. Акад. Палладіна, 32, м. Київ, 03142, Україна;
Інститут геологічних наук Польської академії наук, м. Краків, Польща;
П. Фенота, нач. від.,
E-mail: ppreview6@gmail.com,
АТ "Укргазвидобування", вул. Кудрявська, 26/28, м. Київ, 04053, Україна;
А. Тищенко, канд. геол. наук, доц.,
E-mail: aptyshchenko@gmail.com,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна;
АТ "Укргазвидобування", вул. Кудрявська, 26/28, м. Київ, 04053, Україна;
Д. Венгрович, канд. фіз.-мат. наук,
E-mail: vengrovich@gmail.com,
Інститут геофізики імені С.І. Субботіна НАН України,
просп. Акад. Палладіна, 32, м. Київ, 03142, Україна;
О. Хрящевська, канд. геол.-мінералог. наук, заст. голов. геолога,
E-mail: chevska2016@gmail.com,
ТОВ СПК-ГЕО, Київ, Україна

КРЕЙДОВИЙ РИФТОГЕНЕЗ У ГЕОЛОГІЧНІЙ ІСТОРІЇ УКРАЇНСЬКОГО СЕКТОРУ ЧОРНОГО МОРЯ

(Представлено членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. С.А. Виживою)

У межах українського сектору Чорного моря альб-сеноманські рифтові розломи утворили три великих за розмірами рифтових басейнів, кожний з яких складається із системи грабенів та напівграбенів. Один із субширотних рифтових басейнів займає сучасні Каркінітський прогин, Крилівсько-Зміїну зону підняття, вал Губкіна та Сулинську депресію на Одеському шельфі. Другий субширотний басейн займає сучасні підняття Тетяєва, прогин Сорокіна, підводне продовження кримських складок та, вочевидь, Кримські гори. Третій рифтовий басейн простягався з північного заходу на південний схід та охоплював Евксинський грабен, вал Андрусова, Східночорноморський басейн та вал Шатського. Найбільша глибина залягання підшви рифтового комплексу спостерігається в центральній частині Західночорноморського басейну, де вона становить 15,5–16,5 км. У Східночорноморському басейні максимальна глибина її залягання становить 12,5–13,5 км. Найменші глибини залягання підшви рифтового комплексу характерні для Каламітського валу та підводного продовження Гірського Криму. Під час кайнозойських фаз стиснення практично всі рифтові (напів)грабени зазнали інтенсивних складчастих деформацій та вертикальних рухів від декількох сотень метрів до 4–5 км. Більшість рифтових розломів при цьому зазнали часткової або повної інверсії.

Ключові слова: Чорне море, Одеський шельф, Західночорноморський басейн, Східночорноморський басейн, вал Андрусова, рифтогенез, рифтові структури.

Вступ. Одним із ключових сегментів Паратетису є Чорне море, яке сформувалося на південній окраїні Євразії (рис. 1). Більшість сучасних геодинамічних моделей засновано на уявленні, що цей глибоководний морський басейн утворився в результаті активного рифтогенезу в задугувій тектонічній обстановці (Letouzey et al., 1977; Zonenshain, Le Pichon, 1986; Görür, 1988; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Spadini et al., 1996; Starostenko et al., 2004; Schellart, 2010; Munteanu et al., 2011; Nikishin et al., 2012; Graham et al., 2013; Stephenson et al., 2015; Okay et al., 2015; Nikishin et al., 2015a, 2015b; Munteanu et al., 2018; Monteleone et al., 2019). Вважається, що основна стадія цього рифтогенезу відбулася в крейді (наприклад, Okay et al., 1994; Nikishin et al., 2015a, 2015b; Stovba et al., 2020), хоча в багатьох моделях обґрунтовується прояв рифтогенезу і в палеогені (наприклад, Munteanu et al., 2011, 2018; Monteleone et al., 2019). Не виключено також, що рифтові процеси проявились на місці Чорного моря в кінці палеозою та в триасі-юрі (Zonenshain, Le Pichon, 1986; Stovba et al., 2020; Stephenson, Stovba, 2022).

Задугувий рифтогенез зазвичай розглядається як основний етап зародження та формування чорноморського басейну, який привів до суттєвого стоншення земної кори та супутнього опускання її поверхні перед структурними змінами в будові басейну під час кайнозойської

інверсії. Опубліковані геодинамічні моделі загалом підтверджуються геофізичними дослідженнями та узгоджуються з даними стосовно геодинамічних процесів, що відбувались на південній окраїні Євразії у пізньому палеозої та мезозої. Проте в наукових колах триває активна дискусія щодо особливостей та часу прояву рифтових процесів у різних частинах Чорного моря.

Ця робота присвячена розгляду нових даних стосовно впливу крейдових рифтових процесів на тектонічну будову українського сектору Чорного моря, який займає приблизно четверту частину від всієї площі моря (рис. 1). У процесі виконання досліджень проведено сейсмостратиграфічну інтерпретацію сейсмічних профілів загальною довжиною понад 30 000 км (Stovba et al., 2020) з використанням даних буріння більше 40 свердловин, пробурених у межах Одеського та Прикерченського шельфів (рис. 2), інформації стосовно результатів вивчення зразків гірських порід, драгованих з морського дна вздовж континентального схилу (рис. 2) та існуючих відомостей стосовно геологічної будови Кримського півострову (Геология СССР, 1969; Тектоника Украины, 1988; Попадюк та ін., 2013, 2015a), північно-західного (Одеського) та Прикерченського шельфів (Letouzey et al., 1977; Геология шельфа УССР, 1984, 1985, 1986, 1987; Тектоника Украины, 1988; Khriachtchevskaia et al., 2009a; Stovba et al., 2009).

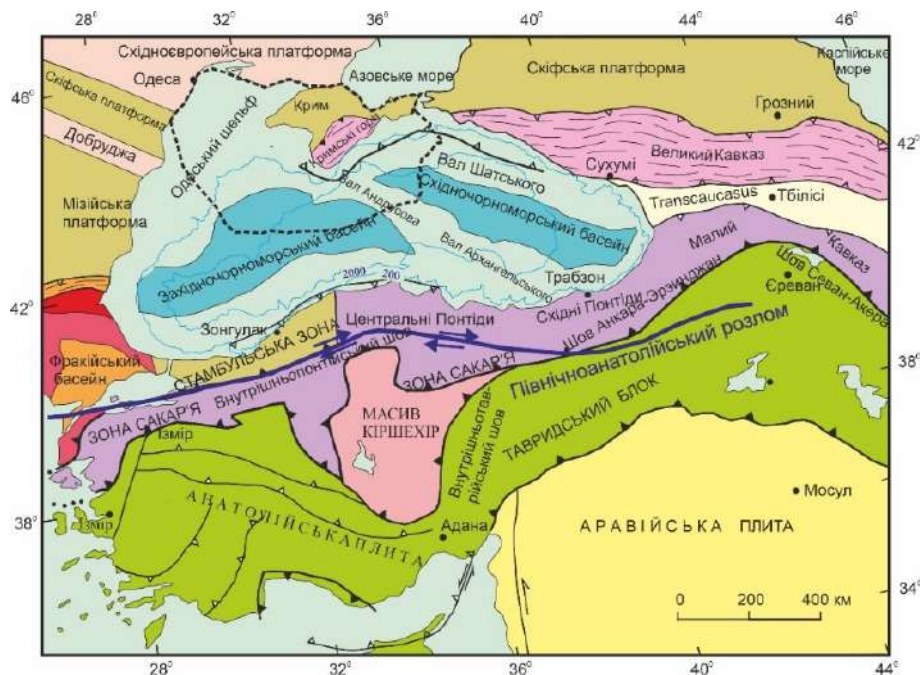


Рис. 1. Тектонічна карта Чорного моря та прилеглих регіонів (за Okay, Tüysüz, 1999; Stephenson, Schellart, 2010).
Умовні позначення: чорна пунктирна лінія обмежує район досліджень

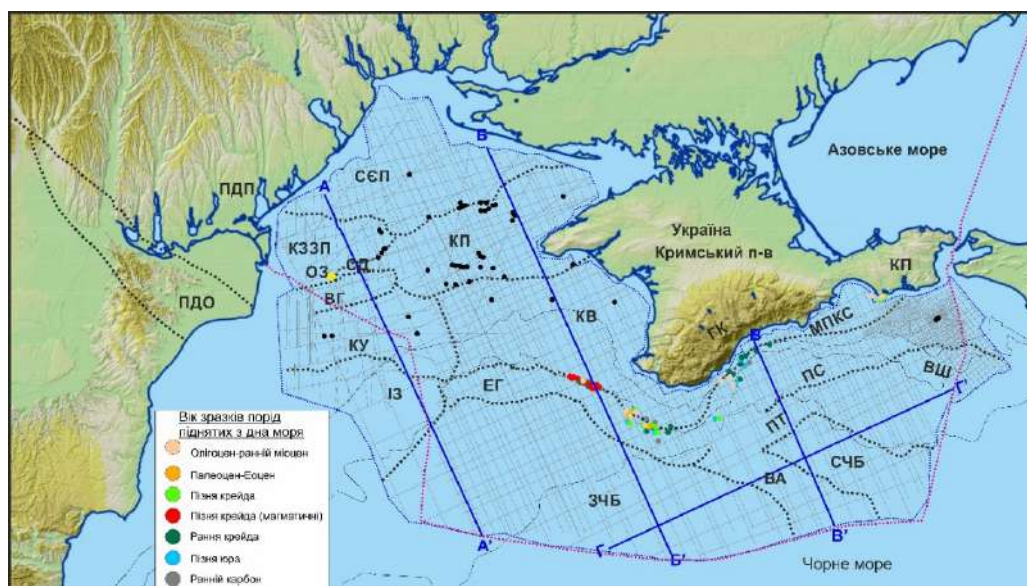


Рис. 2. Фізико-географічна карта ділянки досліджень.

Умовні позначення: границя Українського сектору Чорного та Азовського морів (червона переривчаста лінія), контури регіональних тектонічних елементів (чорні переривисті лінії), місцезонавання ключових морських свердловин (чорні крапки), розташування сейсмічних профілів, місцезонавання та вік зразків гірських порід піднятих з дна Чорного моря зі змінами віку деяких зразків, обгрунтованими в роботах (*Stovba et al., 2017a, 2020*). Границя сейсмічних досліджень показана синьою переривчастою лінією. Сейсмічні профілі Western Greysphysical, НАК "Нафтогаз України", ДГП "Одесморгео", які були задіяні в інтерпретації, показані сірими лініями. Проінтерпретовані сейсмічні профілі на рис. 4-7 показані жирними синіми лініями.

Скорочення назв тектонічних елементів: ВА – вал Андрусова; ВГ – вал Губкіна; ВШ – вал Шатського; ГК – Гірський Крим (Кримські гори); ЕГ – Евксинський грабен; ЗЧБ – Західночорноморський басейн; ІЗ – Істрійська западина; КЗЗП – Крилівсько-Зміїна зона підняття; КВ – Каламітський вал; КП – Каркінітський прогин; КУ – Крайовий уступ; МПКС – морське продовження кримських складок; ОЗ – острів Зміїний (показаний жовтим кольором); СЄП – Східноєвропейська платформа; СП – Сулінський прогин; ПС – прогин Сорочки; ПДП – Переддобруджинський прогин; ПТ – підняття Тетяєва; СЧБ – Східночорноморський басейн. Сverdloviна Морська-1 знаходиться на острові Зміїний

Загальні характеристики будови та особливостей формування альб-сеноманського рифтового комплексу. На карті ізохрон підшви альб-сеноманського рифтового комплексу (рис. 3а) знаходять відображення всі відомі на сьогодні структурно-тектонічні елементи, які формувались починаючи з кінця ранньої

крейди під впливом тектонічних процесів, зумовлених рифтогенезом, пострифтовим (термічним) зануренням та кайнозойськими фазами складчастості.

На північно-західному шельфі від підшови альбо-сеноманського комплексу розпінтаються досить впевнено, за винятком тих ділянок, де ці відклади не

формувались або були розмиті під час пізніших висхідних рухів. На деяких ділянках глибоководної частини моря, особливо в Західночорноморській западині та прогині Сорокіна, кореляцію відбиттів від підшови синрифтового комплексу можна виконати лише умовно. Тому структурні побудови хоча і добре відображають основні

особливості рельєфу підшови рифтового комплексу (рис. 3а), але похибки у визначенні глибини залягання цієї поверхні та товщин рифтового комплексу за відсутності достовірних швидкісних моделей середовища можуть досягати 1–1,5 км.

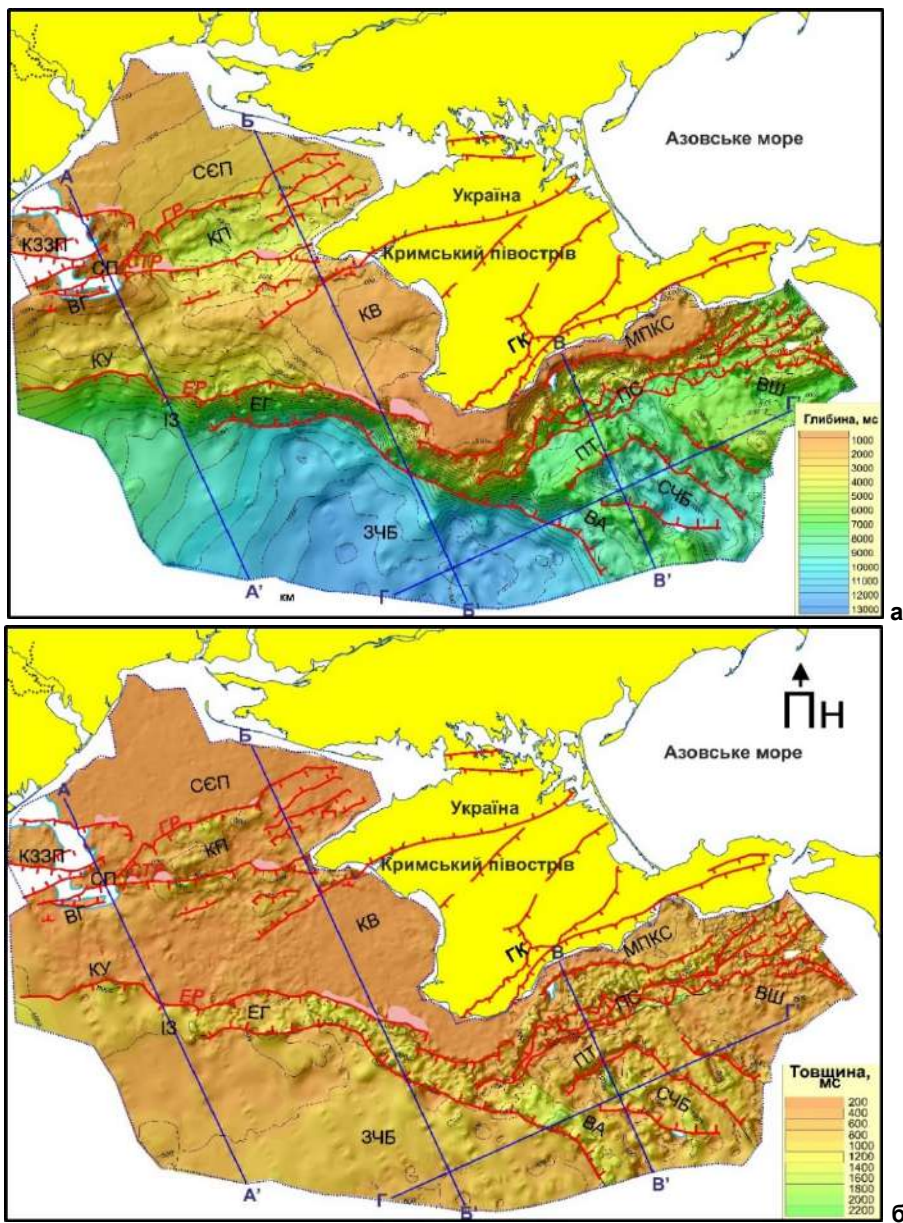


Рис. 3. Карта ізохрон (ліній рівних значень подвійного часу пробігу сейсмічних хвиль до цільової поверхні) підшови синрифтових відкладів крейди (а) та карта ізохор (товщин у часовому вимірі) синрифтових відкладів крейди (б) на території досліджень

Умовні позначення: рожевим кольором позначено ділянки, де осадконапичення рифтових відкладів не відбувалось.

На окремих ділянках рифтові відклади формувались, але були розмиті під час кайнозойських фаз стиснення. Профілі, що демонструються на рис. 4–7, показані синіми жирними лініями. Крейдові розломи, що сформували систему рифтових грабенів та напівграбенів, показані червоними лініями. Розташування рифтових розломів у межах Кримського півострова запозичені з робіт (Stovba et al., 2017a, 2017b). Скорочені назви розломів: ГР – Голіцинський, СТР – Сулінсько-Тарханкутський, ЕР – Евксинський. Інші позначення та скорочення – див. рис. 2

Найбільша глибина залягання підшови рифтового комплексу спостерігається в центральній частині Західночорноморського басейну (ЗЧБ), де вона становить 15,5–16,5 км (12,0 с). У Східночорноморському басейні (СЧБ) максимальна глибина її залягання становить 12,5–13,5 км (~10,0 с). Найменші глибини залягання

підшови рифтового комплексу характерні для Каламітського валу та підводного продовження Гірського Криму. На багатьох ділянках континентального схилу породи рифтового комплексу виходять на поверхню морського дна (рис. 5, 6). Окрім сейсмічних матеріалів про це свідчать дані відбору зразків порід з дна моря (рис. 2).

Особливості хвильового поля, яке відображає внутрішню будову рифтового комплексу, вказують на те, що цей комплекс був сформований в умовах сильно розчленованого рельєфу та постійних зміщень блоків земної кори. Альб-сеноманська товща залягає з кутовим неузгодженням на більш давніх породах та характери-

зується різкою зміною літофаціального складу порід як по площі, так і з глибиною, наявністю великої кількості кутових неузгоджень між окремими стратонами рифтового комплексу, значними перепадами потужності поблизу рифтових скидів, які формувались одночасно з осадконакопиченням (рис. 4–7).

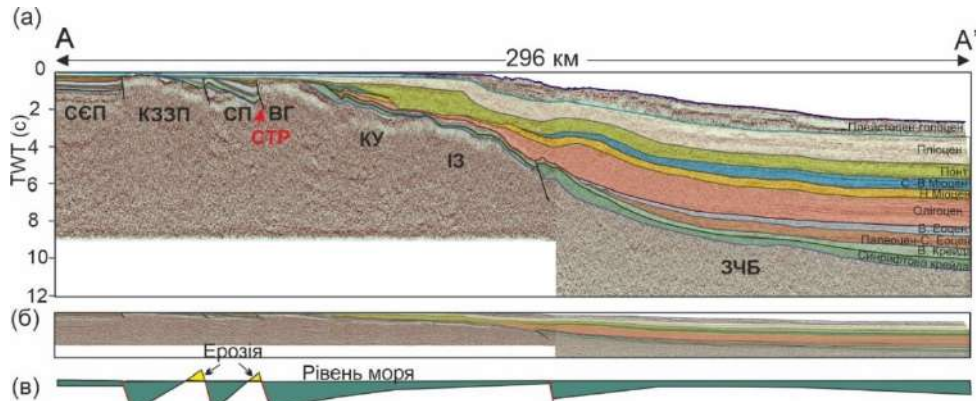


Рис. 4. Проінтерпретований сейсмічний профіль А-А' (а); той же профіль з вертикальним масштабом, зменшеним у 5 разів (б); спрощена палеотектонічна реконструкція вздовж профілю на час прояву крейдового рифтогенезу (в). Розташування профілю показано на рис. 2 і 3.

Скорочення: С.-В. Міоцен – середній та верхній міоцен; Н. Міоцен – нижній міоцен (верхня частина майкопських відкладів); В. Еоцен – верхній еоцен; С. Еоцен – середній еоцен; В. Крейда – верхня крейда. Скороченні назви регіональних тектонічних елементів та розломів – див. рис. 2 і 3

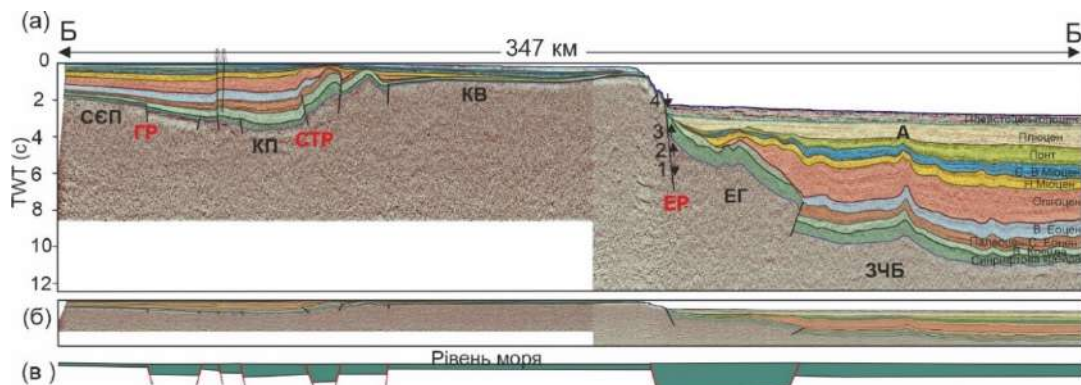


Рис. 5. Проінтерпретований сейсмічний профіль Б-Б'.

Умовні позначення: див. рис. 4 для пояснень; скорочені назви регіональних тектонічних елементів та розломів (червоним кольором) – див. рис. 2 і 3. Чорні стрілки вказують на напрямки рухів висячого крила Евксинського розлому під час: 1 – крейдового рифтогенезу; 2 – еоценового стиснення; 3 – пізньоміоценового стиснення; 4 – пліоцен(?)–плістоценового локального розтягу

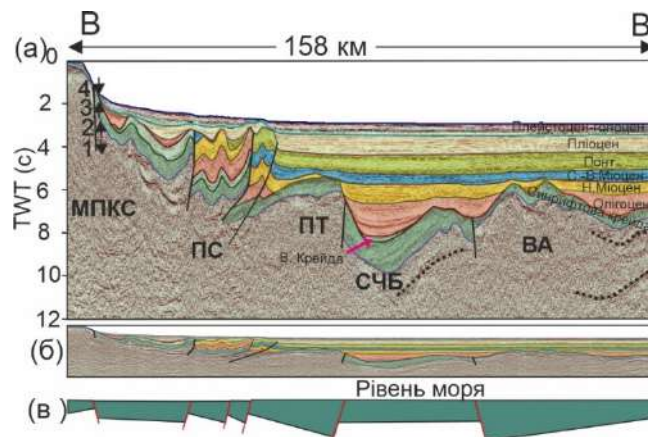


Рис. 6. Проінтерпретований сейсмічний профіль В-В'.

Умовні позначення: див. рис. 4 для пояснень; скорочені назви регіональних тектонічних елементів – див. рис. 2. Чорні стрілки вказують на напрямки рухів МПКС (див. рис. 5)

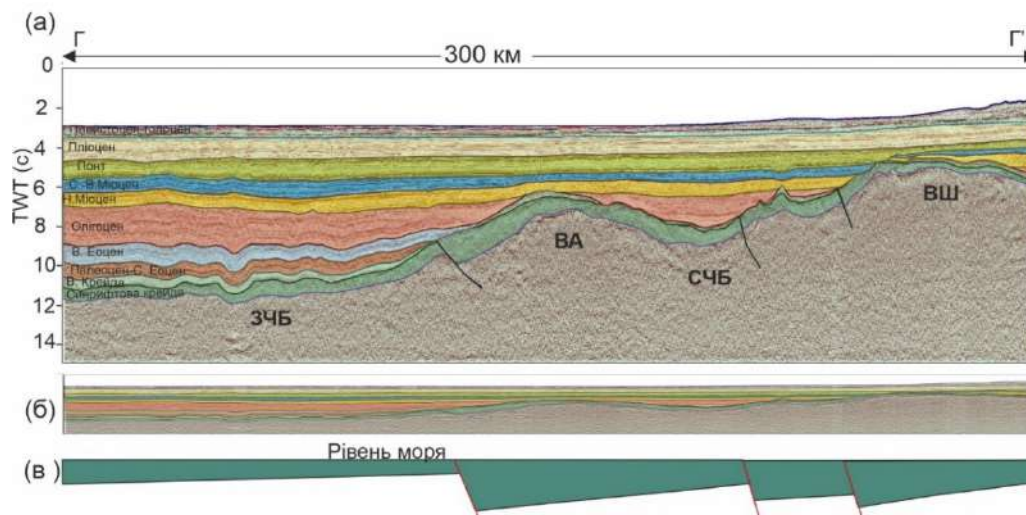


Рис. 7. Проінтерпретований сейсмічний профіль Г-Г'.

Умовні позначення: див. рис. 4 для пояснень; скорочені назви регіональних тектонічних елементів – див. рис. 2

Отже, з інтерпретації сейсмічних даних та схематичних палеорекострукцій випливає, що в альб-сеноманський час на всій території досліджень формувались протяжні системи грабенів та напівграбенів (односторонніх грабенів; рис. 3), відокремлених один від одного скидами з амплітудою від декількох десятків метрів до 1–2 км та більше (рис. 4–7). Формування таких (напів)грабенів є типовим для рифтового етапу формування осадових басейнів, коли інтенсивний розтяг земної кори призводить до крихких деформацій верхньої частини земної кори.

Про те, що розтяг земної кори відбувався в альбський час ранньої крейди та тривав у сеноманський час пізньої крейди, свідчать не тільки сейсмічні матеріали, але й численні дані синрифтового магматизму на північно-західному шельфі, континентальному схилі (рис. 2), Кримському півострові (Геологія шельфа УССР, 1987; Тектоника України, 1988; Nikishin et al., 2012, 2017), а також дані про формування рифтових структур у Гірському Криму (Khriachtchevskaia et al., 2010; Stovba et al., 2013, 2017a, 2017b; Nikishin et al., 2017; Hippolyte et al., 2018), румунській та російській частинах Чорного моря (Zonenshain, Le Pichon, 1986; Dinu et al., 2005; Munteanu et al., 2011).

Для визначення часу рифтогенезу особливе значення мають нові дані стосовно віку порід таврійської серії та "середньоярських" теригенних товщ, які під час кайнозойських фаз стиснення чорноморського регіону були виведені на денну поверхню у Гірському Криму (Попадюк та ін., 2013; Popadyuk et al., 2013a; Stovba et al., 2013, 2017a, 2017b). Альбський вік порід, що складають ці товщі, був встановлений у різних структурно-тектонічних зонах Гірського Криму за результатами вивчення форамініфер (Popadyuk et al., 2013a). Розподіл літофацій по площі і з глибиною вказують на те, що теригенні породи, які раніше належали до верхньотріасових-нижньоярських (фліш таврійської серії) та середньоярських, відкладались у альбський час ранньої крейди у типово рифтових умовах осадконакопичення (Попадюк та ін., 2013; Stovba et al., 2013, 2017a, 2017b). Те, що у центральній та східній частинах Кримських гір породи таврійської серії мають вік не давніший, ніж рання крейда, підтверджується в тому числі палеонтологічними даними інших дослідників (Sheremet et al., 2016a).

Сейсмічні дані дозволяють вивчити загальні риси будови доальбських дорифтових відкладів на окремих

ділянках Каркінітського прогину, валів Андрусова та Шатського. На таких ділянках товщі, що залягають безпосередньо під альб-сеноманським комплексом порід, відображаються у хвильовому полі сейсмічних розрізів поодинокими відбиттями або пакетом відбиттів, які є практично паралельними до підшви рифтового комплексу. Винятком є ділянки поблизу лежачих крил напівграбенів, які зазнали підняття вище рівня моря та ерозії під час їх формування. На таких ділянках безпосередньо під підшвою рифтового комплексу на сейсмічних розрізах спостерігаються неузгодження типу ерозійного зрізу та зменшення потужності дорифтових товщ у сторону піднятих крил (напів)грабенів. Такий характер відображення у хвильовому полі верхньої частини дорифтових відкладів свідчить про те, що до початку розтягу земної кори вони формувались у спокійних тектонічних умовах.

Сейсмічні та геологічні дані свідчать про те, що тектонічні процеси, які були зумовлені розтягом земної кори, припинилися в кінці сеноману. Верхньокрейдові та більш молоді відклади, що перебивають альб-сеноманський рифтовий комплекс, мають властивості, характерні вже для пострифтового (термічного) занурення осадових басейнів (рис. 4–7). Не виключено, що на обмежених ділянках моря тектонічна активність проявлялась ще в туронський час пізньої крейди. Про це свідчать знахідки вулканічних порід цього віку на півдні Криму та на Керченському півострові (Nikishin et al., 2003). Однак фактичних даних для більш точного визначення часу припинення рифтових процесів у пізній крейді ще недостатньо.

Загалом у межах досліджуваної частини Чорного моря під час альбського рифтогенезу були сформовані дві системи головних корових скидів. Одна з них орієнтована субшироотно, а друга простягається у південно-східному напрямку. Корові скиди субшироотно простягання були сформовані в межах північно-західного шельфу та на півночі східної частини моря субпаралельно сучасній береговій лінії Кримського півострова. Вздовж північної окраїни Західночорноморського басейну та в глибоководній частині Східночорноморського басейну сформувались корові скиди південно-східного простягання (рис. 3). Ці розломи та пов'язані з їх формуванням локальні рифтові грабени мали вирішальний вплив на всю подальшу геологічну еволюцію Чорноморського регіону.

Рифтові структури північно-західного (Одеського) шельфу. Каркінітський прогин та Каламітський вал. Значну частину північно-західного шельфу займає Каркінітський прогин (рис. 2–5). Утворення цього прогину зумовлене формуванням субширотної системи протяжних грабенів та напівграбенів під час розтягу земної кори. (Напів)грабени були відділені один від одного скидами переважно південного падіння з амплітудою до 2 км і більше (рис. 3). Сучасна глибина залягання піддоши синрифтових покладів у прогині досягає 8–9 км, а максимальна товщина синрифтових порід, які заповнюють (напів)грабени, становить 1–2 км.

Під час розломоутворення підняті частини деяких напівграбенів залишалися над рівнем моря і зазнавали ерозії протягом усього часу рифтогенезу, як це зафіксовано, наприклад, поблизу Голіцинського та Сулінсько-Тарханкутського розломів (рис. 3, 4в). Осадконакопичення на піднятих крилах більшості із цих напівграбенів почалось тільки після їх занурення нижче рівня моря під час пізньокрейдової пострифтової фази занурення Каркінітського прогину. Ділянки напівграбенів, які формувались поблизу опущених (висячих) крил рифтових скидів, заповнювались відкладами, які в напрямку піднятих частин напівграбенів поступово зменшувались у потужності аж до повного їх виклинювання. Такий характер осадконакопичення призвів до того, що в межах досліджуваної території рифтовий комплекс поширений не повсюдно. Навіть у найзануреніших частинах Каркінітського прогину є ділянки, де рифтовий комплекс або повністю відсутній, або має незначну товщину (рис. 3).

Каркінітський рифт відділений від свого північного борту (південного схилу СЄП) Голіцинським розломом, який має південне падіння та амплітуду до 1–2 км (рис. 3–5). Зчленування Каркінітського крейдового рифту з Каламітським валом, який у першому наближенні можна розглядати як південний борт цього палеорифту, проходить по системі скидів північного падіння (рис. 3а). У східній частині валу рифтовий комплекс має відносно невелику потужність та просту будову, що характерно для бортових частин більшості рифтових басейнів (рис. 9). Каламітський вал та зона шельфу на північ від Голіцинського розлому майже не порушені пострифтовими деформаціями осадового чохла. Подібні особливості є типовими для бортів більшості рифтових басейнів.

У деяких роботах як окремих тектонічних елементів північно-західного шельфу виділяється грабен Штормовий (Robinson, Kerusov, 1997; Dinu et al., 2005), обмежений з півночі Сулінсько-Тарханкутським розломом південного падіння з амплітудою від 1 до 2 км. Однак інтерпретація сейсмічних даних та проведені тектонічні палеорекострукції показали, що цей (напів)грабен сформувався вздовж Сулінсько-Тарханкутського розлому і розташований в осьовій частині Каркінітського палеорифту (рис. 3). Тому грабен Штормовий не може розглядатись як окремий тектонічний елемент Одеського шельфу.

Деякі кайнозойські фази регіонального стиснення спричинили інверсійні рухи вздовж площин рифтових скидів. Найінтенсивніші деформації синрифтових та пострифтових товщ, які супроводжувались формуванням антиклінальних складок на північно-західному шельфі, відбулись уздовж крайових розломів рифту та Сулінсько-Тарханкутського розлому (рис. 3а, 5). Більш детально механізм формування цих локальних структур вже розглядався в роботах (Robinson, Kerusov, 1997; Khriachtchevskaia et al., 2010).

Вал Губкіна, Сулінський прогин та Кілійсько-Зміїна зона підняття. Ці тектонічні елементи розташовані на захід від Каркінітського прогину (рис. 2, 3). Сейсмічні зображення крейдового рифтового комплексу (рис. 4а) та палеотектонічні реконструкції на кінець рифтової стадії (рис. 4в) вказують на те, що в альб-сеноманський час на місці сучасних підняттях були сформовані грабени та напівграбени (рис. 4в, 3). Ці структури розтягу входили складовою частиною в єдиний Каркінітсько-Губкінський рифтовий басейн (рис. 3). Під час кайнозойських фаз регіонального стиснення напівграбени були інвертовані, а на їх місці утворилась складчаста система валу Губкіна та Кілійсько-Зміїної зони підняття (Khriachtchevskaia et al., 2010). Амплітуда вертикального зміщення осадової товщі вздовж площин первинно нормальних рифтових скидів на окремих ділянках перевищувала 3 км. Значна частина рифтових та пострифтових порід у склепіннях сформованих складок довгий час перебувала вище рівня моря і була розмита. На деяких ділянках рифтовий осадовий чохол був повністю еродований, і дорифтові мезозой-палеозойські товщі залягають безпосередньо під тонким шаром міоцен-пліоценових відкладів (рис. 4). Цей факт підтверджується даними буріння свердловини Морська-1, яка на острові Зміїний розкрила породи силуру та девону (Геологія шельфа УРСР, 1986). Ці породи в морській акваторії поблизу берегової лінії острова перекриті тонким шаром неогенових відкладів.

Крайовий уступ. Під час рифтогенезу Крайовий уступ був піднятим крилом протяжного напівграбена, який формувався вздовж Сулінсько-Тарханкутського розлому на місці сучасного валу Губкіна (рис. 3, 4в). Про це свідчать закономірне збільшення товщини синрифтових відкладів з Крайового уступу в напрямку склепінної частини валу Губкіна, а також типовий для напівграбенів характер напластування альб-сеноманських відкладів (рис. 4). Отже, Крайовий уступ до початку кайнозойських інверсійних рухів являв собою західне продовження Каламітського валу і разом з ним формував південний борт єдиного Каркінітсько-Губкінського рифтового басейну.

Рифтові структури глибоководної частини моря. У межах сучасного континентального схилу, на півночі глибоководної частини Чорного моря та у всій східній частині площі досліджень під час альб-сеноманського рифтогенезу сформувались витягнуті у субширотному та південно-східному напрямках системи грабенів та напівграбенів, відокремлених один від одного розломами з амплітудою від декілька сотень метрів до 2–3 км і більше (рис. 3). Товщина синрифтових відкладів у (напів)грабенах становить від 1 до 3 км, що порівнянно з потужностями синрифтового комплексу у Каркінітсько-Губкінському рифтовому басейні (рис. 3б, 4–7).

Евксинський грабен. Цей рифтовий грабен розташований на півночі сучасної Західночорноморської западини (рис. 3б, 5). Його ширина змінюється від 15 до 35 км. Грабен відокремлюється від Каламітського валу та Крайового уступу однойменним розломом південного падіння. Ці тектонічні елементи можуть разом розглядатись як північний борт Евксинського палеорифтового басейну. Вертикальна амплітуда Евксинського розлому на час рифтової фази досягала 2 км і більше. Розлом простежується до берегової лінії крайньої західної частини Кримського півострова (рис. 5, 9б, 10). Далі на схід у межах суходолу він, імовірно, є складовою частиною крейдових рифтових розломів, які формувалися на місці

сучасного Гірського Криму (рис. 3) (Stovba et al., 2013, 2017a, 2017b). Скид північного падіння, який в альбі-сеномані відділяв Евксинський грабен від основної частини сучасної Західночорноморської западини, у східній частині мав амплітуду від перших сотень метрів до 1,5–2 км (рис. 3, 5). У західному напрямку його амплітуда поступово зменшувалась до повного затухання (рис. 3, 4). На південь від південно-західного краю Кримського півострова це тектонічне порушення розгалужується на декілька розломів, які у східній частині моря входять до складу двох основних систем рифтових структур субширотного та південно-східного простягання (рис. 3).

Прогин Сорокіна, вал Тетяєва та морське продовження Кримських складок. Протяжні субширотні (напів)грабени, які в альбі-сеноманський час формувались унаслідок розтягу земної кори на місці прогину Сорокіна, валу Тетяєва та морського продовження Кримських складок, відокремлювались один від одного високоамплітудними скидами північного падіння (рис. 6в). У той же час морське продовження Кримських складок відокремлювалось від сучасного Гірського Криму скидом південного падіння (рис. 6в). Згідно з останніми даними польових досліджень на території Гірського Криму під час крейдового рифтогенезу також формувались в основному субширотно орієнтовані (напів)грабени, які були складовими елементами північної частини більш широкого рифтового басейну. Головні рифтові розломи в межах Гірського Криму мають переважно південне падіння (рис. 3). Ширина крейдового рифтового басейну із врахуванням його суходільної та морської частин Гірського Криму, прогину Сорокіна та валу Тетяєва сягає від 60 до 120 км, а ширина частини субширотного рифтового басейну, яка нині прихована водами Чорного моря, варіює від 50 до 80 км (рис. 3).

Східночорноморська западина, вали Андрусова та Шатського. Під час ранньокрейдowego рифтогенезу в області сучасних валу Андрусова, Східночорноморської западини та валу Шатського сформувались дві протяжні грабеноподібні структури, які відділялися одна від одної коровими розломами південно-східного простягання та вертикальною амплітудою 1–2 км і більше (рис. 3б, 7). В області валу Андрусова формувався грабен, а в області валу Шатського напівграбен з опущеним західним крилом (рис. 3б, 7). У крайній східній частині підняте крило валу Шатського відокремлюється від прикавказької частини Чорного моря (Туапсинського прогину) коровим розломом північно-східного падіння (рис. 3б).

Найінтенсивніші низхідні рухи в області валу Андрусова відбулись уздовж розлому, який на рівні крейдових рифтових відкладів відділяє цей вал від Західночорноморської западини (рис. 3б, 7). Східна частина Західночорноморської западини, яка межує із сучасним валом Андрусова, в альбі-сеноманський час являла собою підняте крило цього розлому (рис. 3б, 7в).

У тій частині Західночорноморської западини, яка покрита сейсмічною зйомкою, крупноамплітудних рифтових розломів не зафіксовано (рис. 3а). Винятком є описані вище розломи, які привели до формування Евксинського грабена на півночі та грабена на місці сучасного валу Андрусова на сході. Горбистий характер підшови синрифтового комплексу та деякі характеристики хвильового поля дозволяють припустити прояв розривної тектоніки у Західночорноморській западині під час альбі-сеноманського розтягу земної кори. Не виключено, що частина западини, яка розташована в

українському секторі моря, на рифтовому етапі була піднятим крилом значних за розміром напівграбенів, опущені крила яких знаходяться в румунських, болгарських та турецьких водах Чорного моря.

Під час кайнозойських фаз стиснення практично всі рифтові (напів)грабени зазнали інтенсивних складчастих деформацій та вертикальних рухів від декількох сотень метрів до 4–5 км завдяки витисканню блоків земної кори між коровими скидами, які обмежували ці рифтові структури (рис. 4–7). Більшість рифтових розломів зазнали при цьому часткової або повної інверсії. Деякі з них навіть на рівні рифтових відкладів перетворились у підкиди та насуви. Тому на структурній карті системи грабенів, які зазнали інверсії, мають вигляд складчастих систем субширотного та південно-східного простягання (рис. 3а). Альбі-сеноманський рифтовий комплекс на тривалий час виводився на денну поверхню в межах західної частини Каркінітсько-Губкінського рифту, північної частини Евксинського грабена, Гірського Криму та його морського продовження, валів Андрусова, Тетяєва, Шатського та навіть Східночорноморської западини. Внаслідок цього альбі-сеноманські відклади цих геологічних споруд були частково, а на значній площі Кілійсько-Зміїної зони підняті та Гірського Криму навіть повністю розмиті (рис. 3–7). Тому сучасна товщина синрифтового комплексу (рис. 3б) на багатьох ділянках є меншою, ніж у кінці рифтогенезу.

Більшість сучасних тектоно-геодинамічних моделей засновані на уявленні про те, що вали Андрусова і Шатського є стабільними і протяжними піднятими блоками, які утворилися ще під час рифтогенезу (наприклад, Görür, 1988; Nikishin et al., 2015a, 2015b; Tari et al., 2015). Водночас вал Андрусова розвивався як континентальна країна Західночорноморського та Східночорноморського (суб)океанічних басейнів і здійснювався в північній глибоководній зоні між цими басейнами до кінця олігоцену–раннього міоцену, а потім вже не впливав на осадконакопичення в цих двох басейнах, які повністю перетворилися в єдиний глибоководний басейн. Вал Шатського також розглядається як рифтова країна Східночорноморського (суб)океанічного басейну, який розкрився в результаті спредінгу океанічної кори між цим валом і валом Андрусова. Однак наші результати свідчать про те, що вали Андрусова та Шатського являли собою занурені частини великого за розміром крейдового рифтового басейну. Тільки в кінці еоцену вони були інвертовані під дією регіонального стиснення і перетворились у крупні позитивні структури.

Висновки.

1. У межах українського сектору Чорного моря альбі-сеноманські рифтові розломи утворили три великих за розмірами рифтових басейнів, кожний з яких складався із системи грабенів та напівграбенів.

2. Один із субширотних рифтових басейнів займав сучасні Каркінітський прогин, Крилівсько–Зміїну зону підняття, вал Губкіна та Сулинську депресію на Одеському шельфі. Другий субширотний басейн займав сучасні підняття Тетяєва, прогин Сорокіна, підводне продовження кримських складок та, вочевидь, Кримські гори. Третій рифтовий басейн простягався з північного заходу на південний схід та охоплював Евксинський грабен, вал Андрусова, Східночорноморський басейн та вал Шатського.

3. Найбільша глибина залягання підшови рифтового комплексу спостерігається в центральній частині

Західночорноморського басейну, де вона становить 15,5–16,5 км (12,0 с). У Східночорноморському басейні максимальна глибина її залягання становить 12,5–13,5 км (~10,0 с). Найменші глибини залягання підосви рифтового комплексу характерні для Каламітського валу та підводного продовження Гірського Криму.

4. Під час кайнозойських фаз стиснення практично всі рифтові (напів)грабени зазнали інтенсивних складчастих деформацій та вертикальних рухів від декількох сотень метрів до 4–5 км. Водночас більшість рифтових розломів зазнали часткової або повної інверсії.

Список використаних джерел

- Геология СССР. (1969). Т. VIII. Крым. Часть 1. Геологическое описание и карта. М.: Недра, 576 с.
- Геология шельфа УССР (шельф и побережье Черного моря). (1984). Стратиграфия. Ред. Т.В. Астахова, С.В. Горбач, Е.Ю. Краева. Киев: Наук. думка, 184 с.
- Геология шельфа УССР. (1985). Литология. Ред. Е.Ф. Шнюков. Киев: Наук. думка, 189 с.
- Геология шельфа УССР. (1986). Нефтегазоносность. Ред. Л.Т. Богаец, Г.К. Бондарчук, И.В. Лесков. Киев: Наук. думка, 152 с.
- Геология шельфа УССР. (1987). Тектоника. Ред. Е.Ф. Шнюков. Киев: Наук. думка, 152 с.
- Иванников, А.В., Иноземцев, Ю.И., Ступина, Л.В. (1999). Стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений континентального склона Черного моря. В кн.: Геология и полезные ископаемые Черного моря. Киев: Наук. думка, с. 253–262.
- Иванников, А.В., Ступина, Л.В. (2003). Стратиграфия глубоководных отложений континентального склона Крыма по результатам 57-го рейса НИС "Профессор Водяницкий". *Геологический журнал*, 1, 40–41.
- Попадюк, І.В., Стомба, С.М., Хрящевська, О.І. (2013). Нова геологічна карта Гірського Криму масштабу 1:200000 та її статиграфічне підґрунтя. *Матеріали міжнародної наукової конференції "Стратиграфія осадових відкладів верхнього протерозою і фанерозою"*. Київ: Інститут геологічних наук НАН України, 117–118.
- Попадюк, І.В., Стомба, С.М., Хрящевська, О.І. (2015а). Нова геологічна карта кримських гір масштабу 1:200000. *Матеріали міжнародної наукової конференції "Фундаментальне значення і прикладна роль геологічної освіти і науки"*. Львів: Львівський нац. ун-т ім. І.Франка, 175–178.
- Тектоника Украины. (1988). Ред. С.С. Круглов, А.К. Ципко. Москва: Недра, 254 с.
- Dinu, C., Wong, H.K., Tambrea, D., Matenco, L. (2005). Stratigraphic and structural characteristics of the Romanian Black Sea shelf. *Tectonophysics*, 410, 417–435.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., Xuan Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea area. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 30 (117–118), 197–324.
- Görür, N. (1988). Timing of opening of the Black Sea basin. *Tectonophysics*, 147, 247–262.
- Graham, R., Kaymakci, N., Horn, B.W. (2013). The Black Sea: something different? *GEO EXPRO*, 10, 58–62.
- Hippolyte, J.C., Murovskaya, A., Volfman, Yu., Yegorova, T., Gintov, O. (2018). Age and geodynamic evolution of the Black Sea Basin: Tectonic evidences of rifting in Crimea. *Marine and Petroleum Geology*, 93, 298–314.
- Khriachtchevskaia, O.I., Stovba, S.M., Popadyuk, I.V. (2009a). Hydrocarbon prospects in the Western Black Sea of Ukraine. *Leading Edge*, 29, 9, 1024–1029. <https://doi.org/10.1190/1.3236371>.
- Khriachtchevskaia, O.I., Stovba, S.M., Stephenson, R.A. (2010). Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis. In: R.A. Stephenson (Ed.) *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Special Publications, 340. London: Geological Society, 137–157. <http://dx.doi.org/10.1144/SP340.8>.
- Letouzey, J., Bijou-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Krischev, K., Montadert, L., Sungurlu, O. (1977). The Black Sea: a marginal basin: geophysical and geological data. In: B. Bijou-Duval, L. Montadert (Eds.) *Structural History of the Mediterranean Basins*. Editions Technip, Paris, 363–376.
- Monteleone, V., Minshall, T.A., Marin-Moreno, H. (2019). Spatial and temporal evolution of rifting and continental breakup in the Eastern Black Sea Basin revealed by long-offset seismic reflection data. *Tectonics*, 38.
- Munteanu, I., Diviacco, P., Sauli, C., Dinu, C., Burca, M., Panin, N., Brancatelli, G. (2018). New Insights into the Black Sea Basin, in the Light of the Reprocessing of Vintage Regional Seismic Data. In: C.W. Finkl, C. Makowski (Eds.) *Diversity in Coastal Marine Sciences*, 91–114. DOI: 10.1007/978-3-319-57577-3_6.
- Munteanu, I., Matenco, L., Dinu, C., Cloetingh, S. (2011). Kinematics of back-arc inversion of the Western Black Sea Basin. *Tectonics*, 30 (5), 1–21. <http://dx.doi.org/10.1029/2011TC002865>.
- Nikishin, A.M., Korotaev, M.V., Ershov, A.V., Brunet, M.-F. (2003). The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modelling. *Sedimentary Geology*, 156, 149–168.
- Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirer, A., Amelin, N., Petrov, E. (2015a). The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 638–655.
- Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Wannier, M., Demirer, A., Amelin, N., Petrov, E. (2015b). The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 656–670.
- Nikishin, A.M., Wannier, M., Alekseev, A.S., Almendiger, O.A., Fokin, P.A., Gabdullin, R.R., Khudoley, A.K., Kopayevich, L.F., Mityukov, A.V., Petrov, E.I., Rubtsova, E.V. (2017). Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. In: M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia (Eds.) *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geological Society, London Special Publications, 428, 241–264. <http://doi.org/10.1144/SP428.1>.
- Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Bolotov, S.N., Fokin, P.A. (2012). Late Palaeozoic to Cenozoic evolution of the Black Sea – Southern Eastern Europe region: a view from the Russian platform. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 571–634. <http://doi.org/10.3906/yer-1005-22>.
- Okay, A.I., Nikishin, A.M. (2015). Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *International Geology Review*, 57 (5–8), 1–26. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2015.1010609>.
- Okay, A.I., Sengör, A.M.C., Görür, N. (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea: its effects on the surrounding regions. *Geology*, 22, 267–270.
- Okay, A.I., Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. In: The Mediterranean Basins, Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London Special Publications, 156, 475–515.
- Popadyuk, I.V., Stovba, S.M., Khriachtchevskaia, O.I. (2013a). The new geological map of the Crimea mountains by SPK – Geoservice as a new approach to understanding the Black Sea region. *Abstracts of Darius Programme, Eastern Black Sea – Caucasus Workshop, 24–25 June, Tbilisi, Georgia*, 48–50.
- Robinson, A.G., Kerasov, E. (1997). Stratigraphic and structural development of the Gulf of Odessa, Ukrainian Black Sea, implications for petroleum exploration. In: A.G. Robinson (Ed.) *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. OK, Tulsa: Amer. Assoc. Petr. Geol., Memoir, 68, 369–380.
- Robinson, A.G., Rudat, J.H., Banks, C.J., Wiles, R.L.F. (1996). Petroleum Geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 13, 195–223.
- Sheremet, Y., Sosson, M., Muller, C., Gintov, O., Murovskaya, A., Yegorova, T. (2016a). Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea Peninsula: some insights from new dating and structural data. In: M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia (Eds.) *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geological Society, London Special Publications, 428–1, 265–305. <http://doi.org/10.1144/SP428.14>.
- Spadini, G., Robinson, A., Cloetingh, S. (1996). Western versus Eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithosphere controls on basin formation. *Tectonophysics*, 266, 139–154.
- Starostenko, V., Buryanov, V., Makarenko, I., Rusakov, O., Stephenson, R., Nikishin, A., Georgiev, G., Gerasimov, M., Dimitriu, R., Legostaeva, O., Pchelarov, V., Sava, C. (2004). Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea basin. *Tectonophysics*, 381, 211–233.
- Stephenson, R., Schellart, W.P. (2010). The Black Sea back-arc basin: insights to its origin from geodynamic models of modern analogues. In: M. Sosson, N. Kaymakci, R.A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (Eds.) *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Geological Society London, Special Publication, 340, 11–21. <http://dx.doi.org/10.1144/SP340.2>.
- Stephenson, R., Stovba, S. (2022). Review of the main Black Sea rifting phase in the Cretaceous and implications for the evolution of the Black Sea lithosphere. *Journal of Geodynamics*, 149, 101891.
- Stovba, S.M., Khriachtchevskaia, O.I., Popadyuk, I.V. (2009). Hydrocarbon Bearing Area in the Eastern Part of the Ukrainian Black Sea. *The Leading Edge*, 29 (9), 1042–1045.
- Stovba, S.M., Khriachtchevskaia, O.I., Popadyuk, I.V. (2013). Crimea and Ukrainian Eastern Black Sea basin as an inverted Early Cretaceous rift system. *Abstracts of Darius Programme, Eastern Black Sea – Caucasus Workshop, 24–25 June, Tbilisi, Georgia*, 65–67.
- Stovba, S.M., Popadyuk, I.V., Fenota, P.O., Khriachtchevskaia, O.I. (2020). Geological structure and tectonic evolution of the Ukrainian sector of the Black Sea. *Geophysical Journal*, 5, 42, 53–106. DOI:10.24028/gzh.0203-3100.v42i5.2020.215072.
- Stovba, S.M., Popadyuk, I.V., Khriachtchevskaia, O.I., Fenota, P.O. (2017a). The Ukrainian Sector of the Black Sea and Crimea: the Atlas of Subcrop Maps and Palaeogeographical Reconstructions. *Abstracts of EAGE conference Geoinformatics, Kyiv*, 20–24. DOI: 10.3997/2214-4609.201701799.
- Stovba, S.M., Popadyuk, I.V., Khriachtchevskaia, O.I., Fenota, P.O. (2017b). Crimea and Ukrainian Black Sea: the origin, tectonics and evolution. *Abstracts of EAGE conference Geoinformatics, Kyiv*, 577–581. DOI:10.3997/2214-4609.201701798.
- Tari, G., Fallah, M., Kosi, W., Schleider, Z., Turi, V., Krezsek, C. (2015). Regional Rift Structure of the Western Black Sea Basin: Map-View Kinematics. In: *Petroleum Systems in "Rift" Basins*, 372–395. DOI: 10.5724/gcs.15.34.0372.

Zonenshain, L.P., Le Pichon, X. (1986). Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123, 181–211.

References

- Dinu, C., Wong, H.K., Tambrea, D., Matenco, L. (2005). Stratigraphic and structural characteristics of the Romanian Black Sea shelf. *Tectonophysics*, 410, 417–435.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., Xuan Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea area. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 30 (117–118), 197–324.
- Geology of shelf of UkrSSR (the shelf and the Black Sea coast). (1984). Stratigraphy. T.V. Astakhova, S.V. Gorbac, E.Yu. Kraeva (Eds.). Kiev: Naukova dumka, 184 p. [in Russian]
- Geology of shelf of UkrSSR. (1985). Lithology. V.I. Melnik (Ed.). Kiev: Naukova dumka, 189 p. [in Russian]
- Geology of shelf of UkrSSR. (1986). Oil-and-gas. A.T. Bogaets, G.K. Bondarchuk, I.V. Leskov (Eds.). Kiev: Naukova dumka, 152 p. [in Russian]
- Geology of shelf of UkrSSR. (1987). Tectonics. E.F. Shnyukov (Ed.). Kiev: Naukova dumka, 152 p. [in Russian]
- Geology of USSR. (1969) Vol. VIII. The Crimea. Part 1. Geological Description and a map. M.V. Muratov (Ed.). Moscow: Nedra, 576 p. [in Russian]
- Görür, N. (1988). Timing of opening of the Black Sea basin. *Tectonophysics*, 147, 247–262.
- Graham, R., Kaymakci, N., Horn, B.W. (2013). The Black Sea: something different? *GEO EXPRO*, 10, 58–62.
- Hippolyte, J.C., Murovskaya, A., Volfman, Yu., Yegorova, T., Gintov, O. (2018). Age and geodynamic evolution of the Black Sea Basin: Tectonic evidences of rifting in Crimea. *Marine and Petroleum Geology*, 93, 298–314.
- Ivannikov, A.V., Inozemtsev, Yu.I., Stupina, L.V. (1999). Stratigraphy of the Mesozoic and Cenozoic sediments of the continental slope of the Black Sea. In: *Geology and Minerals of the Black Sea*. Kiev: Naukova dumka, 253–262. [in Russian]
- Ivannikov, A.V., Stupina, L.V. (2003). Stratigraphy of deep-sea sediments of the continental slope of Crimea based on the results of the 57th cruise of the scientific research institute "Professor Vodyanitsky". *Geological journal*, 1, 40–41. [in Russian]
- Khriachtchevskaia, O.I., Stovba, S.M., Popadyuk, I.V. (2009a). Hydrocarbon prospects in the Western Black Sea of Ukraine. *Leading Edge*, 29, 9, 1024–1029. <http://doi.org/10.1190/1.3236371>.
- Khriachtchevskaia, O.I., Stovba, S.M., Stephenson, R.A. (2010). Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis. In: R.A. Stephenson (Ed.) *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Special Publications, 340. London: Geological Society, 137–157. <http://dx.doi.org/10.1144/SP340.8>.
- Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Krischev, K., Montadert, L., Sungurlu, O. (1977). The Black Sea: a marginal basin: geophysical and geological data. In: B. Biju-Duval, L. Montadert (Eds.) *Structural History of the Mediterranean Basins*. Editions Technip, Paris, 363–376.
- Monteleone, V., Minshall, T.A., Marin-Moreno, H. (2019). Spatial and temporal evolution of rifting and continental breakup in the Eastern Black Sea Basin revealed by long-offset seismic reflection data. *Tectonics*, 38.
- Munteanu, I., Diviacco, P., Sauli, C., Dinu, C., Burca, M., Panin, N., Brancatelli, G. (2018). New Insights into the Black Sea Basin, in the Light of the Reprocessing of Vintage Regional Seismic Data. In: C.W. Finkl, C. Makowski (Eds.) *Diversity in Coastal Marine Sciences*, 91–114. DOI 10.1007/978-3-319-57577-3_6
- Munteanu, I., Matenco, L., Dinu, C., Cloetingh, S. (2011). Kinematics of back-arc inversion of the Western Black Sea Basin. *Tectonics*, 30 (5), 1–21. <http://dx.doi.org/10.1029/2011TC002865>
- Nikishin, A.M., Korotaev, M.V., Ershov, A.V., Brunet, M.-F. (2003). The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modelling. *Sedimentary Geology*, 156, 149–168.
- Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirel, A., Amelin, N., Petrov, E. (2015a). The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 638–655.
- Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Wannier, M., Demirel, A., Amelin, N., Petrov, E. (2015b). The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 656–670.
- Nikishin, A.M., Wannier, M., Alekseev, A.S., Almendiger, O.A., Fokin, P.A., Gabdullin, R.R., Khudoley, K.K., Kopaevich, L.F., Mityukov, A.V., Petrov, E.I., Rubtsova, E.V. (2017). Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. In: M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia (Eds.) *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geological Society, London Special Publications, 428, 241–264. <http://doi.org/10.1144/SP428.1>
- Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Bolotov, S.N., Fokin, P.A. (2012). Late Palaeozoic to Cenozoic evolution of the Black Sea – Southern Eastern Europe region: a view from the Russian platform. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 571–634. <http://doi.org/10.3906/yer-1005-22>.
- Okay, A.I., Nikishin, A.M. (2015). Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *International Geology Review*, 57 (5–8), 1–26. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2015.1010609>.
- Okay, A.I., Şengör, A.M.C., Görür, N. (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea: its effects on the surrounding regions. *Geology*, 22, 267–270.
- Okay, A.I., Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. In: The Mediterranean Basins, Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London Special Publications, 156, 475–515.
- Popadyuk, I.V., Stovba, S.M., Khriachtchevskaia, O.I. (2013a). The new geological map of the Crimea mountains by SPK – Geoservice as a new approach to understanding the Black Sea region. *Abstracts of Darius Programme, Eastern Black Sea – Caucasus Workshop, 24–25 June, Tbilisi, Georgia*, 48–50.
- Popadyuk, I.V., Stovba, S.M., Khriachtchevskaia, O.I. (2013b). The new geological map of the Crimea Mountains, scale 1: 200000, and its stratigraphic background. *Materials of the international scientific conference "Stratigraphy of sedimentary formations of the Upper Proterozoic and Phanerozoic"*, Kyiv, 117–118. [in Ukrainian]
- Popadyuk, I.V., Stovba, S.M., Khriachtchevskaia, O.I. (2015a). The new geological map of the Crimean Mountains of scale 1: 200000. *Materials of the international conference "Fundamental significance and applied role of geological education and science"*. Lviv: Lviv National University by I. Franka, 175–178. [in Ukrainian]
- Robinson, A.G., Kersov, E. (1997). Stratigraphic and structural development of the Gulf of Odessa, Ukrainian Black Sea, implications for petroleum exploration. In: A.G. Robinson (Ed.) *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. OK, Tulsa: Amer. Assoc. Petr. Geol., Memoir, 68, 369–380.
- Robinson, A.G., Rudat, J.H., Banks, C.J., Wiles, R.L.F. (1996). Petroleum Geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 13, 195–223.
- Sheremet, Y., Sosson, M., Muller, C., Gintov, O., Murovskaya, A., Yegorova, T. (2016a). Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea Peninsula: some insights from new dating and structural data. In: M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia (Eds.) *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geological Society, London Special Publications, 428–1, 265–305. <http://doi.org/10.1144/SP428.14>
- Spadini, G., Robinson, A., Cloetingh, S. (1996). Western versus Eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithosphere controls on basin formation. *Tectonophysics*, 266, 139–154.
- Starostenko, V., Buryanov, V., Makarenko, I., Rusakov, O., Stephenson, R., Nikishin, A., Georgiev, G., Gerasimov, M., Dimitriu, R., Legostaeva, O., Pchelarov, V., Sava, C. (2004). Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea basin. *Tectonophysics*, 381, 211–233.
- Stephenson, R., Schellart, W.P. (2010). The Black Sea back-arc basin: insights to its origin from geodynamic models of modern analogues. In: M. Sosson, N. Kaymakci, R.A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (Eds.) *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Geological Society London, Special Publication, 340, 11–21. <http://dx.doi.org/10.1144/SP340.2>.
- Stephenson, R., Stovba, S. (2022). Review of the main Black Sea rifting phase in the Cretaceous and implications for the evolution of the Black Sea lithosphere. *Journal of Geodynamics*, 149, 101891.
- Stovba, S.M., Khriachtchevskaia, O.I., Popadyuk, I.V. (2009). Hydrocarbon Bearing Area in the Eastern Part of the Ukrainian Black Sea. *The Leading Edge*, 29 (9), 1042–1045.
- Stovba, S.M., Khriachtchevskaia, O.I., Popadyuk, I.V. (2013). Crimea and Ukrainian Eastern Black Sea basin as an inverted Early Cretaceous rift system. *Abstracts of Darius Programme, Eastern Black Sea – Caucasus Workshop, 24–25 June, Tbilisi, Georgia*, 65–67.
- Stovba, S.M., Popadyuk, I.V., Fenota, P.O., Khriachtchevskaia, O.I. (2020). Geological structure and tectonic evolution of the Ukrainian sector of the Black Sea. *Geophysical journal*, 5, 42, 53–106. DOI:10.24028/gzh.0203-3100.v42i5.2020.215072
- Stovba, S.M., Popadyuk, I.V., Khriachtchevskaia, O.I., Fenota, P.O. (2017a). The Ukrainian Sector of the Black Sea and Crimea: the Atlas of Subcrop Maps and Palaeogeographical Reconstructions. *Abstracts of EAGE conference Geoinformatics, Kyiv*, 20–24. DOI: 10.3997/2214-4609.201701799
- Stovba, S.M., Popadyuk, I.V., Khriachtchevskaia, O.I., Fenota, P.O. (2017b). Crimea and Ukrainian Black Sea: the origin, tectonics and evolution. *Abstracts of EAGE conference Geoinformatics, Kyiv*, 577–581. DOI: 10.3997/2214-4609.201701798
- Tari, G., Fallah, M., Kosi, W., Schleder, Z., Turi, V., Krezsek, C. (2015). Regional Rift Structure of the Western Black Sea Basin: Map-View Kinematics. In: *Petroleum Systems in "Rift" Basins*, 372–395. DOI: 10.5724/gcs.15.34.0372
- Tectonics of Ukraine. (1988). S.S. Kruglov, A.K. Tsytko (Eds.). Moscow: Nedra, 254 p. [in Russian]
- Zonenshain, L.P., Le Pichon, X. (1986). Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123, 181–211.

Надійшла до редколегії 14.02.23

S. Stovba, Dr.Sci. (Geol.), Prof.,
E-mail: stovbasm@gmail.com;
S.I. Subbotin Institute of Geophysics of NAS of Ukraine,
32 Palladin Ave., Kyiv, 03142, Ukraine;
Institute of Geological Sciences of the Polish Academy of Sciences, Krakow, Poland;
P. Fenota,
E-mail: ppreview6@gmail.com;
JSC UkrGasVydobuvannya, 26/28, Kudryavska str., Kyiv, 04053, Ukraine;
A. Tyshchenko, PhD (Geol.), Associate Prof.,
E-mail: aptyshchenko@gmail.com;
Taras Shevchenko National University of Kyiv,
Institute of Geology, 90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine;
JSC UkrGasVydobuvannya, 26/28 Kudryavska Str., Kyiv, 04053, Ukraine;
D. Vengrovich, PhD (Phys.-Math.),
E-mail: vengrovich@gmail.com;
S.I. Subbotin Institute of Geophysics of NAS of Ukraine,
32 Palladin Ave., Kyiv, 03142, Ukraine;
O. Khriashchevska, PhD (Geol.),
E-mail: chevaska2016@gmail.com;
SPK-GEO LLC, Kyiv, Ukraine

CRETACEOUS RIFTING IN THE GEOLOGICAL HISTORY OF THE UKRAINIAN SECTOR OF THE BLACK SEA

Within the Ukrainian sector of the Black Sea, the Albian-Cenomanian rift faults formed three large rift basins, which consisted of a system of grabens and half-grabens. One of the sublatitude rift basins occupied the modern Karkinit Trough, Krylov-Zmiiny Uplift, Gubkin Ridge and the Sulina Depression on the Odesa Shelf. The second sublatitude basin occupied the modern Tetyaev High, Sorokin Trough, Marine Continuation of the Crimean Folds and, apparently, the Crimean Mountains. The third rift basin extended from the northwest to the southeast and encompassed the Euxinian Graben, Andrusov Ridge, Eastern Black Sea Basin, and Shatskiy High. The greatest depth of the base of the rift sequence is observed in the central part of the Western Black Sea Basin, where it is 15.5–16.5 km. In the Eastern Black Sea basin, the maximum depth is 12.5–13.5 km. The shallowest depths of the base of the rift sequence are characteristic of the Kalamit Swell and the Marine Continuation of the Crimean Folds. During the Cenozoic phases of compression, almost all rift (half)grabens underwent intense folding and vertical movements from several hundreds of meters to 4–5 km. At the same time, most of the rift faults underwent partial or complete inversion.

Keywords: Black Sea, Odesa Shelf, Western Black Sea Basin, Eastern Black Sea Basin, Andrusov Ridge, rifting, rift structures.