

Сезонні зміни положення верхньої межі сірководневої зони Чорного моря у зв'язку з характером розвитку динамічних процесів

Р.Р. Белевич, О.Р. Андріанова, М.І. Скіпа, 2022

ДУ «Відділення гідроакустики Інституту геофізики НАН України», Одеса, Україна
Надійшла 27 вересня 2021 р.

Положення та сезонні коливання глибини залягання максимального градієнту солоності води в Чорному морі у верхньому 150 метровому шарі (галоклину), що інтерпретується як верхня межа шару сірководня в морі, оцінено на основі аналізу кліматичних матеріалів про вертикальний розподіл солоності за період 1903—1982 років. Побудовано сезонні карти глибини залягання цієї межі на акваторії моря та виділено екстремуми (осі максимуму та мінімуму), за якими оцінено особливості динамічних процесів у Чорному морі за положенням осей зон конвергенцій та дивергенцій і значень їх в полі розглянутої характеристики. Аналогічно було побудовано на цій же глибині карти температури та солоності води в ізолініях з виділенням на них осей екстремумів, що відповідають положенням осей зон вергенцій. Таким чином, отримано уявлення, де в конкретному сезоні та районі слід очікувати положення верхньої межі шару сірководня.

Для порівняння з сучасними гідрофізичними умовами в Чорному морі аналізувалися фактичні матеріали окремих зйомок, виконаних тричі в 2016, 2017 і 2019 роках у теплий період на зональному розрізі у відкритій частині моря. Глибина верхньої межі сірководневої зони відповідно становила 55, 56 та 54 м, тоді як за кліматичними даними — 62 м. Це може свідчити, що протікають зміни, зумовлені потеплінням клімату.

Ключові слова: Чорне море, температура, солоність, вертикальний розподіл, екстремуми, сірководень, дивергенція, конвергенція, сезонні коливання.

Вступ. Чорне море — внутрішній басейн Атлантичного океану, що глибоко вторгся в материкову сушу (його розміри із заходу на схід 1150 км, з півночі на південь 580 км з найменшою шириною — 263 км). Кримський півострів з півночі та південне узбережжя моря, що виступає, ділять його на західну і східну частини. Сильна стратифікація є однією з причин унікальної гідрохімічної структури вод Чорного моря: існування верхнього аеробного (насиченого киснем) шару (до глибин 125—225 м), в якому зосереджена вся біологічна продуктивність, і нижнього анаеробного шару — зони високих концентрацій сірководню, який викликає, фактично, відсутність життя всіх нижчих глибинах [Скопінцев, 1975]. По всьому периметру моря в нього впадає ряд великих річок, що істотно впливають

на водний баланс басейну. На південному заході через протоку Босфор, що з'єднує Чорне море з Мармуровим, придонним потоком надходять високосолені мармуроморські води середземноморського походження, а поверхневим потоком витікають низькосолені чорноморські води. Актуальність дослідження чорноморської термохалінної вертикальної структури викликана інформацією про початок будівництва Туреччиною нового штучного водного шляхопроводу (каналу «Стамбул») для проходу морських торгових суден із Чорного моря до Мармурового. За проектом канал «Стамбул» буде розташований за кілька десятків кілометрів на захід від протоки Босфор та його протяжність становитиме 63 км. У зв'язку з цим проектом виникає необхідність оцінити можливі змі-

ни в термохалінному режимі поверхневих вод моря, які в першу чергу заповняють канал та будуть витікати із нього, впливаючи на розташування межі сірководневої зони. Штучний канал не буде таким глибоким, як протока Босфор, глибини в якому коливаються від 50 до 90 м (зі значеннями на кінцях протоки у південній частині близько 55 м, а північній близько 77 м). У каналі, що будується, максимальні глибини не будуть перевищувати 30—35 м й тому в ньому може не з'явитися зустрічний придонний потік високосолених вод середземноморського походження. Можна припустити, що цей зустрічний потік проявиться як компенсаційний збільшенням об'єму високосолених вод, що втікають придонним шаром через протоку Босфор у Чорне море. Звісно ж, обсяг стоку розпріснених вод чорноморського походження в Мармурове море через штучний канал не перевищуватиме існуючий.

Узагальнюючі відомості величини витрат вод верхньої та нижньої босфорської течії за даними 27 авторів наведені в монографії «Океанографія Чорного моря» (Т.2.2.1 с. 33-34) [Іванов, Білокопитов, 2011]. На підставі багаторазово проведених теоретичних розрахунків, математичного моделювання та інших непрямих порівнянь і оцінок обчислено, що щорічно з нижньою босфорською течією до Чорного моря з Мармурового вноситься в середньому на рік 184 км^3 води з температурою від 6 до $15 \text{ }^\circ\text{C}$ та солоністю від 34 до 38 ‰, а верхньою босфорською течією щорічно в Мармурове море виноситься в середньому 384 км^3 води з температурою від 6 до $24 \text{ }^\circ\text{C}$ та солоністю від 17,5 до 18,3 ‰.

С.Г. Богуславський [Богуславський та ін., 2006] у своїх останніх дослідженнях (з посиланням на останні турецькі роботи) за розрахунками обсягів мас води, що виносяться верхньою босфорською течією в Мармурове море, використовує як середні величини значення рівне 600 км^3 на рік, а нижнім босфорським течією в Чорне море — 300 км^3 на рік.

На підставі аналізу та узагальнення фактичних вимірів біля північного входу в про-

току Босфор протягом 4 місяців з жовтня 2008 по січень 2009 р. американськими та турецькими дослідниками у 2011 р. [Jarosz et al., 2011] були отримані нові відомості про швидкість верхнього та нижнього течій, які за розрахунках середніх витрат склали, 400 і 300 км^3 на рік відповідно. Такі відмінності у відомостях про витрати вод верхньої та нижньої течій у протоці Босфор пояснюються їхньою суттєвою залежністю від характеру розвитку атмосферних процесів над морем [Jarosz et al., 2011; Falina та ін., 2017]. Особливо це характерно для верхньої босфорської течії, тонкий шар якої та рідкий ґрунт під нею впливають на мінливість навіть при слабких вітрах. Відомі випадки, коли при проходженні над протокою фронтальних штормових обурень з південними вітрами зі швидкістю до 80 км/год (зазвичай в осінньо-зимовий період) відбувається повне витіснення чорноморських вод із протоки назад у Чорне море, а вся протока виявляється заповненою мармуроморською водою. Це явище одержало назву «Ogkoz» а його типова тривалість становить 2—3 дні.

Водний баланс та гідрохімічні особливості. Чорне море має позитивний прісний водний баланс, тобто кількість води, що надходить до нього з річками та опадами, більша за кількість води, що втрачається в результаті випаровування з його поверхні [Горячкін, Іванов, 2006; Іванов, Білокопитов, 2011]. Тому рівень Чорного моря, як показано низкою дослідників [Зубов, 1956; Богданова, 1972; Горячкін, Іванов, 2006], виявляється трохи вище за рівень Мармурового моря (у середньому за рік різниця на кінцях протоки Босфор становить 42—44 см). При цьому слід мати на увазі, що сам рівень Чорного моря має ще й сезонний хід, пов'язаний з паводком та межею на річках (травень—червень і жовтень—листопад відповідно) а його амплітуда становить 20—30 см. Природно, що надлишок прісної води на поверхні Чорного моря повинен призводити до його відтоку, що відбувається в морі через протоку Босфор. Зауважимо, що поверхнева водна маса Чорного моря, як зазначено у роботах

[Суховій, 1986; Титов, 2003], крім значного розпресняючого впливу річкових вод, відчуває на собі суттєві внутрішньорічні (сезонні) та міжрічні атмосферні впливи (зміни температури та вітро-хвильове перемішування), властиві помірним широтам північної півкулі. По суті, щороку в осінньо-зимовий період внаслідок охолодження вод під впливом їх конвективного перемішування, виявляється оновленням верхній шар води товщиною 60 м, а при розвитку штормових умов — навіть до 80 м. В осінньо-зимову пору року конвекція руйнує верхню межу зони сірководневого зараження, що піднялася влітку вище горизонтів 60—80 м, а сірководень, що міститься у воді, заміщується при цьому атмосферним киснем. Цей процес докладно описаний у роботі [Полонський, Попов, 2011], з наведеними розрахунками, які свідчать, що взимку в роки з типовими кліматичними умовами над Чорним морем обсяг сформованих холодних вод, що формуються, становить $25\,000\text{ км}^3$, а його коливання в залежності від суворості зимових умов перебувають у межах 10 %. За нашими оцінками, якщо цей обсяг вод поділити на всю площу моря, то виявиться, що в Чорному морі щороку оновлюється верхній шар води товщиною близько 60 м (59,1 м). При цьому утворюється вода, збагачена та насичена атмосферним киснем, перемішана та добре охолоджена осінньо-зимовою конвекцією. Автори [Полонський, Попов, 2011] показали, що у міжсезоння може відбуватися часткове оновлення проміжних вод та їх обсяг при цьому зменшується. У суворі зими відбувається їх повне та повсюдне оновлення, а обсяги збільшуються. На шельфі формується від 16 до 26 % всіх вод холодного проміжного шару Чорного моря. Причому максимальна кількість формується на шельфі в дуже холодні зими. Аналогічно в роботі [Суховій, 1986] природа такої ситуації пов'язується з періодичним проникненням узимку на північну половину Чорного моря холодних мас повітря, зобов'язаних своїм походженням розповсюдженню сюди відрогів арктичного або сибірсько-

го (середньоазіатського) антициклонів. Взимку температура верхнього розпрісного шару води в Чорному морі на сході та в його відкритій частині опускається до $6\text{--}7\text{ }^\circ\text{C}$, а на північно-західному мілководді вона може знижуватися до $3\text{ }^\circ\text{C}$ і навіть до $-0,5\text{ }^\circ\text{C}$. Конвективне перемішування взимку у відкритій частині моря охоплює шар 50—60 м, а прибережній зоні північно-західного мілководдя досягає 75—80 м [Суховій, 1986]. Нижче шару конвекції температура води починає плавно підвищуватися до $8,6\text{--}8,8\text{ }^\circ\text{C}$ на глибині 200 м, а з глибиною підвищення ще слабше, так що на глибині 1000 м значення досягають $9,0\text{ }^\circ\text{C}$, після чого до дна значення її майже не змінюються. У літній сезон вода на поверхні прогривається до $24\text{--}25\text{ }^\circ\text{C}$, а в північно-західній частині — до $23\text{--}24\text{ }^\circ\text{C}$. Вітро-хвильове перемішування влітку зазвичай досягає глибини 15—20 м. Тут зазвичай розташовується й шар стрибка температури.

Солоність води верхнього шару моря також схильна до сезонних коливань завдяки все тим самим факторам взаємодії моря і атмосфери, а також стоку річок. Вона збільшується на поверхні моря до 18,15 ‰, а на межі шару конвекції досягає значень 19,60—19,95 ‰. Відразу нижче шару конвекції, який у відкритій частині моря спостерігається вже на 70—80 м, а в прибережних районах на горизонтах 100—120 м, солоність підвищується до 20,0 ‰. За даними аналізу вертикального розподілу максимальної солоності в центрах куполів високої солоності відкритого моря [Белевич та ін., 2011] було звернено увагу на різкий перепад (градієнт) солоності між поверхнею моря та глибиною 400 м (1 ‰ на 100 м) та слабку зміну у глибоководній частині між 400 м та 2000 м (0,03 ‰ на 100 м). У літній період року завдяки весняно-літньому паводку солоність води у шарі вітро-хвильового перемішування у відкритих районах моря становить 17,5—17,7 ‰. Нижче шару перемішування значення та зростання її в діяльному шарі аналогічні зимовим, те ж спостерігається й у всій нижній товщі вод. Значне роз-

пріснення поверхневих вод відзначається лише у північно-західній частині моря, де солоність на поверхні знижується до 14—15 ‰, а в прибережних районах — навіть до 5—10 ‰ [Суховій, 1986].

Вміст кисню у верхньому шарі моря до кордону із зоною сірководневого зараження (50—70 м) становить 5,0—9,0 мл/л та близько до повного насичення. За час спостережень помічено, що межа між цими двома середовищами може бути різко окресленою, або розмитою. У другому випадку при розмитому кордоні виявляється перехідна зона, в якій спостерігається співіснування у невеликих кількостях обох газів: і кисню, і сірководню (H_2S). Кількісний вміст сірководню у водах Чорного моря, за оцінками [Суховій, 1986], з глибиною збільшується від 0,15 мл/л на 150 м до 8,0—10,0 мл/л на 1500 м, а нижче майже не змінюється.

Загальновизнаного пояснення походження сірководню в Чорному морі, згідно [Суховій, 1986], поки що немає. Є лише різні гіпотези. Аналізуючи інформацію про сірководневе зараження вод Чорного моря за літературними джерелами, відзначимо монографію з оцінкою понад 16000 проб води за 1960—1989 роки [Рябінін, Кравець, 1989]. Найбільш сучасна та повна інформація опублікована в роботі [Кравець, 2002], автор якої зібрав та узагальнив за роками, окремими стандартними горизонтами та шарами відомості про понад 25 000 визначень H_2S , що спостерігалися на 4271 станціях у всій товщі вод (150—2200 м) Чорного моря за період з 1924 по 2001 р. У міжрічній мінливості вмісту у воді сірководню на тлі різноманітних хвильових обурень були виявлені коливання з періодом, близьким до періодів сонячної активності (~12 років), показано тенденцію безперервного зрос-

тання концентрації H_2S , яка найбільш активно проявилася в період підвищеного антропогенного преса (з 1976 по 1990 р.) відзначено, що природна складова багаторічної мінливості середньорічного вмісту H_2S в морі в 1976—2001 рр. у 2—3 рази перевищувала антропогенну. Використовуючи наведені в роботі [Кравець, 2002] графіки міжрічного ходу середньорічних величин H_2S на горизонтах 150 м і 2000 м за період з 1924 по 2001 р., були зняті та розраховані необхідні для отримання трендових рівнянь дані та обчислені середньорічні значення на горизонтах 150 та 2000 м у 2020 р. (табл. 1). З аналізу даних табл. 1 слід, що концентрація H_2S за 97 років (1924—2020) на горизонті 150 м зростає майже в 2,5 рази (2,42), а на горизонті 2000 м за цей же час — лише на третину (1,34 рази). Відмінність у концентрації H_2S між приповерхневим та придонним шарами ще істотніше (див. табл. 1).

Головною метою дослідження була оцінка положення глибини залягання верхньої межі сірководневого шару, що інтерпретується як показник інтенсивності процесу сірководневого зараження вод на акваторії Чорного моря.

Матеріали та методи дослідження. Визначення верхньої межі шару сірководневого зараження вод Чорного моря та оцінка її сезонних коливань вирішувалася непрямым шляхом за знаходженням глибини залягання максимуму градієнту солоності у шарі основного галокліну. Для цього використовувалися кліматичні дані про вертикальний розподіл солоності води за сезонами [Статистичні..., 1987], отримані після статистичної обробки даних 53500 батометричних станцій, виконаних у Чорному морі протягом 1903—1982 рр. Для систематизації даних у цьому довідковому

Таблиця 1. Вміст сірководню на горизонтах 150 та 2000 м за період з 1924 по 2020 рр., мл/л

Горизонт, м \ Роки	1924	1946	1968	1990	2001	2020
150	0,153	0,205	0,250	0,318	0,318	0,370
2000	8,82	9,45	10,06	11,00	11,20	11,83

посібнику все море було розбите на 95 квадратів розміром 40×60 миль та всі станції, що потрапили в кожен з них, належали до вузла квадрата, а отримані відомості розглядалися як кліматичні норми.

У діапазоні глибин розташування верхньої межі сірководневого шару [Статистичні..., 1987] горизонти спостережень солоності наведені через 25 м (від 50 до 150 м) з сезонною дискретністю та тільки для 25 і 50 м — з місячною. Тому для характеристики загальної сезонної мінливості для горизонтів 25 і 50 м проводився їх перерахунок.

Обчислення градієнтів солоності аналізованих шарів (25—50, 50—75, 75—100, 100—125 і 125—150 м) у кожному квадраті велося за розрахунковою формулою:

$$\frac{\Delta S_n}{\Delta H_n} = \frac{S_n - S_{n-1}}{H_n - H_{n-1}},$$

де S_n — солоність на горизонті H_n ; S_{n-1} — солоність на горизонті H_{n-1} ; $\Delta S_n/\Delta H_n$ — градієнт солоності (зміна солоності на 1 м глибини).

Практично обчислення градієнта солоності в шарі зводилося до обчислення різниці солоності нижчого горизонту щодо сусіднього вищележачого, поділену на різницю глибин цих горизонтів, а потім визначався максимальний градієнт серед обчислених значень. Одночасно визначалася середня глибина знаходження максимального градієнту як середня глибина шару. В окремих випадках були збіги максимальних значень градієнтів солоності в сусідніх шарах, тоді середньою глибиною максимального градієнта приймалася середня глибина цих шарів. Проведена обробка матеріалів, отриманих зондуючими комплексами з дискретністю в один метр, виконана для порівняння, показала на побудованому графіку характерний сплеск, викликаний присутністю тут максимального градієнта солоності.

Усього в цій статті для чотирьох сезонів року (зими, весни, літа та осені) було обчислено 252 визначення максимального градієнта солоності, тобто за 63 квадратами в кожному сезоні. Неосвітленими виявилися лише квадрати моря на північно-

західному мілководді та деякі прибережні квадрати у західній частині моря.

Карти просторового розподілу глибини залягання верхньої межі сірководневого шару (максимального градієнту солоності) за сезонами року (рис. 1) та аналогічні карти температури та солоності вод на цій глибині (рис. 2, 3) були побудовані за допомогою програми Surfer.

Порівняння кліматичних розрахунків у вигляді сезонних карток з обчисленими за сучасними фактичними даними спостережень проводилося за матеріалами трьох термохалінних зйомок моря, які були люб'язно надані нам працівниками УкрНЦЕМ. Зйомки виконані зондувальним комплексом з дискретністю 1 м навесні 2016 р. (13.05—16.05), влітку 2017 г. (23.08—03.09), влітку 2019 г. (27.07—03.08) в одних й тих же координатах на двох розрізах з 4 станцій: у відкритій частині моря зональний розріз — на широті приблизно 43,4° пн.ш. між 32—36° сх.д. (фактично в циклонічному кругообігу) та в південно-східній частині Чорного моря (в районі Батумі), розріз, що простягається з північного заходу на південний схід (від 42,23° пн.ш. і 39,88° сх.д. до 41,78° пн.ш. і 41,22° сх.д.). У 2018 р. аналізувалися ще сім станцій: три станції були виконані при інспекції буїв Argo (06.01; 14.01 та 01.05), а останні чотири станції, включені до порівняльного аналізу, — восени 2018 р. на локальному розрізі за широтою 43,16° пн.ш. між 31,48 і 30,91° сх.д.

Більш докладні розрахунки просторового становища глибини залягання верхньої межі шару сірководню та її сезонної мінливості вздовж осей виділених зон вергенцій наведені у вигляді зведеної табл. 2, в якій відображено узагальнені відомості про положення (осей) і глибини (в м) зон вергенцій, також оцінених за розподілом температури (див. рис. 2) та солоності води (див. рис. 3) на глибині цієї межі.

Результати досліджень та їх аналіз. Просторовий розподіл глибини залягання верхньої межі шару сірководневого зараження вод за сезонами (див. рис. 1) схожий з типовою картиною полів термохалінних

параметрів у Чорному морі та характером розвитку динамічних процесів. Так, у всі сезони року на них присутні західний та східний циклонічні круговороти (куполи) у відкритих акваторіях моря з добре розвиненою сезонною мінливістю. Автори роботи [Рябінін, Кравець 1989] також роблять висновок, що положення областей з високими середніми концентраціями H_2S приурочено до центрів циклонічних круговобігів (західного, центрального та східного), які визначають внутрішньорічну динаміку розмірів та положення сірководневої зони. У раніше опублікованій роботі [Белевич та ін., 2011] показано важливу роль часу настання весняного паводку на річках північно-західної частини, а також літньо-осіннього паводку на річках Кавказу у формуванні та розвитку особливостей сезонної циркуляції вод моря у процесі вза-

ємодії їх та ОЧТ з периферіями західного та східного циклонічних круговобігів. Цей процес викликає домінування на поверхні відкритих вод моря західного циклону навесні року, а східного — у літньо-осінню пору. Зазначимо, що південно-східна периферія західного циклону притиснута до турецького узбережжя між 31° і 33° сх.д., що особливо яскраво проявляється у весняно-літній час, де воно має північно-східну протяжність (див. рис. 1—3). Фактором, властивим всім чотирьом сезонам року, є більш глибоке залягання верхньої межі шару сірководневого зараження моря на сході та особливо південному сході (100—112 м), ніж на заході (80—90 м) (див. рис. 1—3, табл. 2).

Аналізуючи сезонні карти глибини залягання верхньої межі H_2S шару, можна чітко виділити три зонально розташовані

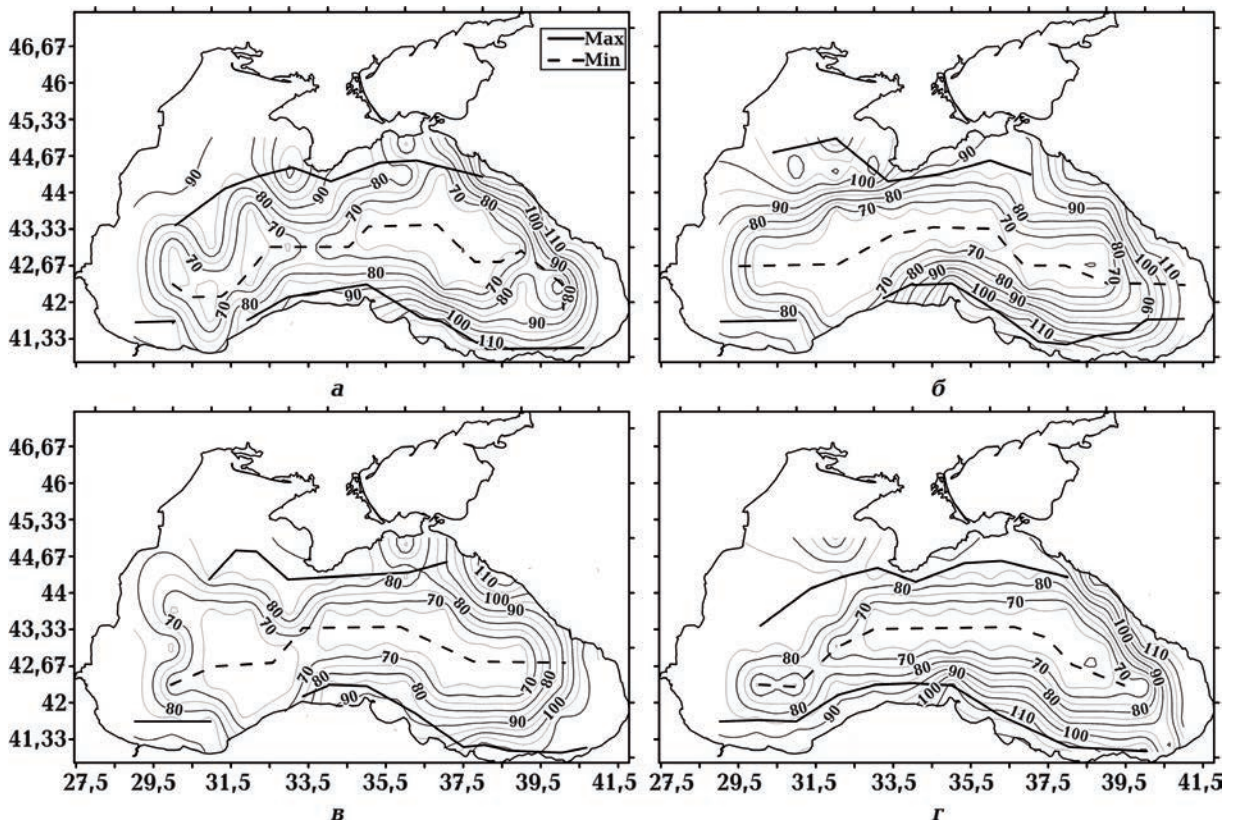


Рис. 1. Карти глибини залягання верхньої межі шару сірководню за сезонами: а — зима; б — весна; в — літо; г — осінь.

Fig. 1. Maps of the depth of the upper boundary the occurrence of the hydrogen sulfide layer by seasons: а — winter, б — spring, в — summer, г — autumn.

зони вергенцій вод: північну та південну конвенгенції та центральну дивергенцію (див. рис. 1, табл. 2, А). Виконані кількісні оцінки середньої глибини залягання верхньої межі шару сірководневого зараження вод Чорного моря (див. рис. 1) показали, що найглибше залягання цього шару спостерігалось навесні — 86,3 м, а найбільш мілке — влітку — 78,8 м; взимку та восени відповідно — 84,0 та 81,3 м. Середні сезонні кліматичні коливання незначні — всього 7,5 м.

За наведеними на рис. 1 сезонними картами можна з характеру розташування центрів виділених зон вергенцій та глибини верхньої межі шару H_2S зробити кілька висновків про сезонну мінливість розвитку динамічних процесів на акваторії Чорного моря. Зональне положення осі північної конвенгенції протягом трьох се-

зонів (літо, осінь, зима) стійко зберігалось в межах $44,25—44,30^\circ$ пн.ш., а навесні змістилося на $44,10^\circ$ пн.ш., тоді як глибини росли від літа (88 м) до весни (97 м). Виразно змінювалося за сезонами положення осей центральної дивергенції та південної конвенгенції, а також відповідних їм глибин (див. табл. 2, А). Руйнування осі південної конвенгенції відзначено взимку, навесні та влітку на ділянці моря між 31 та 33° сх.д. (див. рис. 1), де вона має північно-східну протяжність.

Аналіз сезонних карт розподілу температури води на верхній межі шару H_2S (див. рис. 2) з виділенням на них положення зон вергенцій (осей максимальних та мінімальних значень температури води) дозволив констатувати їх схожість з відомими уявленнями [Белевич та ін., 2011]. По положенню осей зон вергенцій на картах

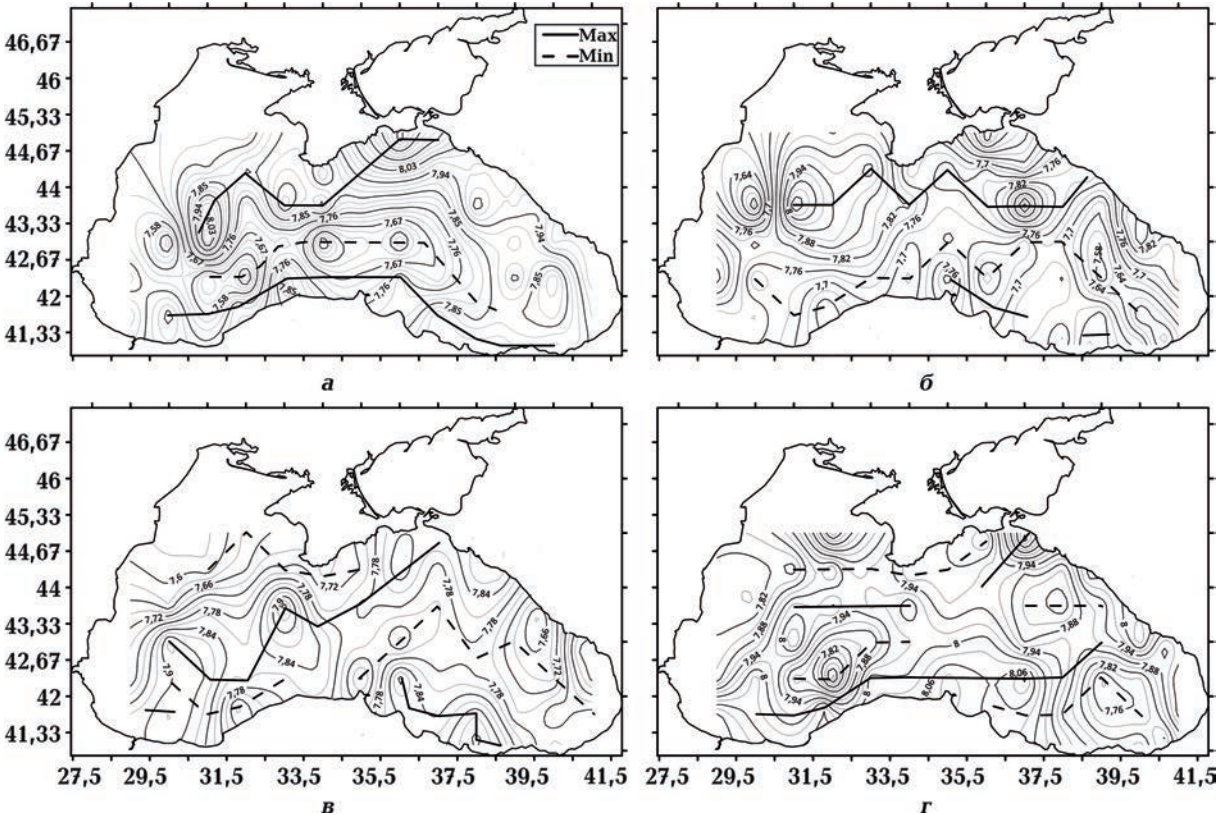


Рис. 2. Карти розподілу температури води на глибині залягання верхньої межі шару сірководню за сезонами: а — зима; б — весна; в — літо; г — осінь.

Fig. 2. Maps of water temperature distribution at the depth of the upper boundary of the hydrogen sulfide layer by seasons: а — winter, б — spring, в — summer, г — autumn.

температури води можна виділити особливості сезонного розвитку динамічних процесів (див. табл. 2, Б). Насамперед, у літньо-осінній період спостерігається їх багаторазова уривчастість або часткове руйнування. Положення осі зони північної конвергенції змістилося на південь на $0,5^\circ$ широти від зими до весни, а в осінній період спостерігається зворотний процес — положення осі зони південної конвергенції приблизно на стільки ж піднімається на північ (див. табл. 2, Б). Активний розвиток у весняно-літній період західного циклону (центру дивергенції в західній частині моря) призвело до руйнування частини зони південної конвергенції, що спостерігалася взимку біля турецького узбережжя (на захід від $35\text{--}36^\circ$ сх.д.). В результаті цього у весняний та літній час до нього впритул наблизилася ось центральної дивергенції, що змінила процес низхідного

руху взимку на висхідний навесні та влітку (див. рис. 2). Поряд із присутністю на картах температури води у всі сезони року трьох основних вергентних зон (північної та південної конвергенції та центральної дивергенції), на літньо-осінніх картах поля температури води з'являються ще дві вергентні зони (див. табл. 2, Б): вкрай північна дивергенція (між 31° і 35° сх.д.) та вкрай південна дивергенція в південно-східній частині моря (між 36° і 40° сх.д.). У полі температури води на осінній карті (див. рис. 2) у відкритій частині моря на широтах $43\text{--}44^\circ$ пн.ш. і довготах $35\text{--}37^\circ$ сх.д. відзначається розрив (відсутність) осей зон північної конвергенції та центральної дивергенції, природа якого не зрозуміла. Аналіз карт розподілу солоності води на акваторії Чорного моря за сезонами на глибині верхньої межі шару H_2S (див. рис. 3) чітко показав присутність чотирьох зон

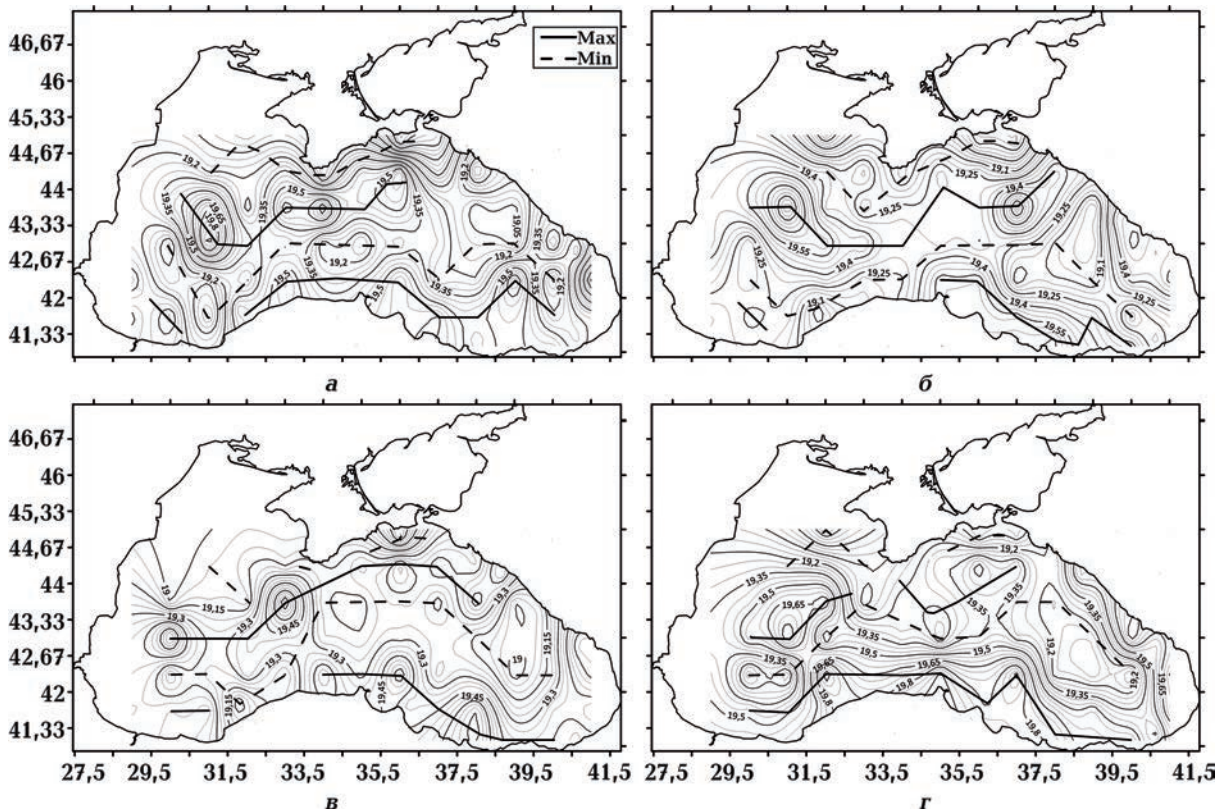


Рис. 3. Карты розподілу солоності води на глибині залягання верхньої межі шару сірководню за сезонами: а — зима; б — весна; в — літо; г — осінь.

Fig. 3. Maps of the salinity distribution at the depth of the upper boundary of the hydrogen sulfide layer by seasons: а — winter, б — spring, в — summer, г — autumn.

Таблиця 2. Осереднені за сезонами положення осей сезонних вергенцій у полях глибини залягання верхньої межі шару сірководню (А), відповідної температури (Б) та солоності води (В), а також значення величин цих характеристик у наданих осях, що наводяться на акваторії Чорного моря

Сезони	Зима		Весна		Літо		Осінь		Середньорічні	
	$H, \text{ м}$	$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$	$H, \text{ м}$	$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$	$H, \text{ м}$	$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$	$H, \text{ м}$	$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$		
<i>А. Сезонні значення глибини залягання верхньої межі шару H_{2S} в осях зон вергенцій та їх широтне положення</i>										
Зона вергенцій	$H, \text{ м}$	$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$	$H, \text{ м}$	$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$	$H, \text{ м}$	$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$	$H, \text{ м}$	$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$	$H, \text{ м}$	$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$
Північна конвергенція	92,5	44,3	97,0	44,1	88,0	44,3	89,3	44,25	91,7	44,24
Центральна дивергенція	63,1	42,8	64,4	42,8	64,4	42,8	62,0	42,92	63,48	42,83
Південна конвергенція	95,0	41,7	104,5	41,26	97,8	41,7	118,8	41,78	104,0	41,60
<i>Б. Сезонні значення температури води в осях зон вергенцій та їх широтне положення</i>										
Зона вергенцій	$t_{\text{вр}}, ^{\circ}\text{C}$	$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$	$t_{\text{вр}}, ^{\circ}\text{C}$	$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$	$t_{\text{вр}}, ^{\circ}\text{C}$	$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$	$t_{\text{вр}}, ^{\circ}\text{C}$	$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$	$t_{\text{вр}}, ^{\circ}\text{C}$	$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$
Північна дивергенція	—	—	—	—	7,67	44,48	7,86	44,44	—	—
Північна конвергенція	8,05	44,10	7,90	43,57	7,86	43,38	8,04	44,01	7,96	43,86
Центральна дивергенція	7,62	42,5	7,65	42,33	7,74	42,5	7,82	43,10	7,71	42,61
Південна конвергенція	7,81	41,51	7,77	41,81	7,91	41,64	7,96	42,19	7,86	41,86
Південна дивергенція	—	—	—	—	—	—	7,89	41,80	—	—
<i>В. Сезонні значення солоності води в осях зон вергенцій та їх широтне положення</i>										
Зона вергенцій	$S, \text{ ‰}$	$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$	$S, \text{ ‰}$	$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$	$S, \text{ ‰}$	$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$	$S, \text{ ‰}$	$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$	$S, \text{ ‰}$	$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$
Північна дивергенція	18,85	44,67	19,05	44,33	19,02	44,44	19,02	44,60	18,98	44,51
Північна конвергенція	19,63	43,60	19,55	43,60	19,50	43,66	19,60	43,76	19,57	43,66
Центральна дивергенція	19,03	42,63	19,15	42,64	19,30	42,82	19,04	43,00	19,13	42,77
Південна конвергенція	19,50	42,00	19,52	41,63	19,52	41,63	19,52	41,86	19,57	41,56

— дві дивергенції та дві конвергенції (див. табл. 2, В), тоді як у полях глибини залягання верхньої та відповідної температури води домінували три вергентні зони (див. табл. 2). Четверта зона в полі солоності названа північною дивергенцією та характеризувалася найнижчими значеннями солоності (див. табл. 2, В).

До особливостей розвитку динамічних процесів, що виділяються по сезонному ходу солоності води на верхній межі шару H_2S , слід віднести своєрідний характер меридіональних зсувів осей зон вергентцій, що відбуваються у вигляді стабільного стояння або чергування плавних або різких змін їх від сезону до сезону та одночасно із цим аналогічними змінами значення величин солоності води. Так, наприклад, положення осі зони північної дивергенції (див. табл. 2) плавно зростало по меридіану від весни до літа ($44,44^\circ$ пн.ш.), від літа до осені ($44,60^\circ$ пн.ш.) і від осені до зими ($44,67^\circ$ пн.ш.). Початок наступного циклу починається з різкого опускання осі зони від зими до весни на $0,34^\circ$ широти (від максимального до мінімального), далі слідує у звичайному режимі. У сезонному ході величини солоності води в осі зони північної дивергенції протягом трьох сезонів відзначався їх стабільний стан на одному рівні та лише до зими відбулося її суттєве падіння (див. табл. 2).

Сезонний хід положення осі зони північної конвергенції (її меридіональні зсуви) схожий з описаними зсувами осі зони дивергенції (див. табл. 2): протягом двох сезонів (зими та весни) вона розташовувалася стабільно ($43,60^\circ$ пн.ш.), до літа змістилася на північ ($43,66^\circ$ пн.ш.), а восени досягла вкрай північного положення ($43,76^\circ$ пн.ш.), різко повернувшись взимку до мінімуму широти ($43,60^\circ$ пн.ш.). Поведінка значень солоності в осі зони конвергенції виявилася дещо своєрідною: від весни до літа спостерігалось її слабке зниження, до осені її значення збільшилися, а взимку досягли максимуму, після чого навесні знизилась і знову почався новий цикл (див. табл. 2).

Вісь зони центральної дивергенції протягом зими займала вкрай південне стано-

вище і зберігала його стабільним й навесні, до літа її положення змістилося на північ, а досягнувши максимуму восени, сезонний цикл завершився взимку, опустившись на південь до $42,63^\circ$ пн.ш. Значення солоності води в осі зони центральної дивергенції характеризувались коливаннями від мінімальних восени та взимку до максимальних влітку (див. табл. 2).

Положення осі південної конвергенції, що займає вкрай південну акваторію Чорного моря, та її сезонний хід у меридіональному аспекті характеризувались добре вираженими сезонними зміщеннями від весни до літа, від літа до осені та від осені до зими, а потім від зими до весни різке повернення осі зони на південь та відновлення нового циклу (див. табл. 2). Коливання значень солоності в цьому сезонному циклі характеризувались стійкою стабільністю протягом зими, весни та літа та різким зростанням до осені з подальшим поверненням до нового повторного циклу.

Порівняння отриманих результатів кліматичних розрахунків глибини залягання верхньої межі шару H_2S у вигляді сезонних (зима, весна, літо, осінь) карт цієї характеристики з обчисленнями за фактичними даними спостережень у Чорному морі у 2016—2019 рр. проводилися за 29 випадками і лише 18 з них (62 %) можна визнати такими, що узгоджуються. Причин для прояву такої різниці є кілька: по-перше, в умовах глобального потепління порівняння кліматичних розрахунків за період середини ХХ ст. із фактичними спостереженнями на початку ХХІ ст. може свідчити якраз про те що визначені зміни, зумовлені саме потеплінням, а по-друге, не зовсім коректним є порівняння даних тільки за теплий період року, коли йде інтенсивна інтрузія з глибин до поверхні зараженої сірководнем води. Для більш якісних результатів такого порівняння необхідно використовувати при аналізі дані за осінньо-зимовий період, коли відбувається охолодження вод.

З проведеного порівняння насамперед відзначимо викиди у розташовані шари на окремих станціях відкритої частини моря верхньої межі шару H_2S (на глибини 46, 48

та 49 м) при тому, що стійке середнє значення її в кожному з трьох розглянутих розрізів складо 55 м (у 2016 р. — 55 м, в 2017 р. — 56 і в 2019 р. — 54 м). За кліматичними даними ХХ ст. мінімальна глибина верхнього кордону шару H_2S цього сезону складо 62 м. У південно-східному районі Чорного моря в області південної конвергенції середня глибина її виявила-ся за даними 2016—2019 років рівної при-близно 111 м (при незначному розкиді від 87 до 136 м), а за кліматичними даними цього сезону 112 м. Говорити про міжрічну мінливість за цими показниками неможливо через відсутність аналізу сучасних спостережень у період осінньо-зимового охолодження.

Висновки. Підсумовуючи проведене до-слідження, можна відзначити, що завдяки отриманим результатам розрахунків за да-ними кліматичного масиву вертикального розподілу солоності води в Чорному морі в його верхньому 150-метровому шарі (гало-кліні) були виявлені горизонти розташу-вання максимальних градієнтів солоності, глибина яких непрямо інтерпретується як верхня межа шару моря, зараженого сір-ководнем [Богуславський та ін., 2006].

Виділені за екстремумами (максимума-ми і мінімумами) значення встановленої глибини дозволили отримати уявлення про сезонні особливості динамічних процесів у Чорному морі за положенням осей зон вергенцій та значень їх у полі аналізова-ної характеристики (див. рис. 1). Аналогіч-ні розрахунки та оцінки з масивом полів температури та солоності води на глибині залягання верхньої межі шару H_2S також дозволили отримати карти розподілу на ак-ваторії Чорного моря значень цих харак-

теристик у ізолініях та відповідними поло-женнями осей зон вергенцій (див. рис. 2, 3).

Перевагою аналізу побудованих карт є той факт, що, маючи їх в своєму розпо-рядженні, можна приблизно орієнтувати-ся, де в конкретному сезоні та районі слід очікувати положення верхньої межі шару сірководню. До недоліків проведеного до-слідження слід віднести дуже грубу (для цілей подібних розрахунків) дискретність спостережень (через 25 м) над температу-рою та солоністю води в шарі галокліну (50—150 м), яка закладена в основі кліма-тичного збірника [Статистичні..., 1987], а також використання масиву середніх значень температури та солоності води за період з 1903 по 1982 р., найбільша від-повідність якого відноситься до середини минулого століття. Для отримання оцінок у сучасних гідрофізичних умовах у Чорному морі при помітній зміні клімату у бік потеп-ління вод, на що вказують автори [Полон-ський, Попов, 2011], для порівняння вико-ристовувалися фактичні матеріали трьох зйомок на зональному розрізі у відкритій частині моря виконаних у теплий період 2016, 2017 та 2019 рр. Положення верхньої межі сірководневої зони виявилось рівним у 2016 р. — 55, у 2017 р. — 56 і в 2019 р. — 54 м, тоді як за кліматичними даними вона має бути 62 м. Це може свідчити про те що визначені зміни, зумовлені потеплінням клімату. При цьому порівняння даних лише за теплий період року, коли йде інтенсивна інтрузія із глибин до поверхні зараженої сірководнем води не зовсім коректне. Для більш якісних результатів такого порівнян-ня необхідно використовувати при аналізі дані за осінньо-зимовий період, коли від-бувається охолодження вод.

Список літератури

- Белевич Р.Р., Андрианова О.Р., Попов Ю.И., Скипа М.И. Особенности климатической циркуляции вод Черного моря по данным распределения динамических высот вдоль оси зоны черноморской дивергенции. *Укр. гідрометеоролог. журн.* 2011. № 8. С. 234—241.
- Богданова А.К. Сезонные и межгодовые коле- бания водообмена через Босфор. В кн. Биология моря. Вып. 27. Киев: 1972. С. 41—54.
- Богуславский С.Г., Совга Е.Е., Казаков С.И. Влияние поля солёности на положение верхней границы зоны сероводорода в Черном море. *Морской гидрофиз. журн.* 2006. № 1. С. 16—21.

- Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее. Севастополь: Изд. МГИ НАН Украины, 2006. 210 с.
- Зубов Н.Н. Основы учения о проливах Мирового океана. Москва: Географиз, 1956. 240 с.
- Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря. Севастополь: НПЦ «Экоси-Гидрофизика», 2011. 213 с.
- Кравец В.Н. Многолетняя изменчивость и оценка баланса сероводорода в Черном море. Труды УкрНИГМИ. 2002. Вып. 250. С. 354—363.
- Полонский А.Б., Попов Ю.И. Условия формирования вод холодного промежуточного слоя Черного моря. Севастополь: Изд. МГИ НАН Украины, 2011. 52 с.
- Рябинин А.И., Кравец В.Н. Современное состояние сероводородной зоны Черного моря (1960—1986 годы). Москва: Гидрометеоздат, 1989. 232 с.
- Скопинцев Б.А. Формирование современного химического состава вод Черного моря. Ленинград: Гидрометеоздат, 1975. 336 с.
- Статистические характеристики термохалинной структуры вод Черного моря. Сб. под ред. Э.Н. Альтмана. Государственный комитет СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды. Государственный океанографический институт. Севастопольское отделение. 1987. 302 с.
- Суховой В.Ф. Моря Мирового океана. Ленинград: Гидрометеоздат, 1986. 287 с.
- Титов В.Б. Влияние многолетней изменчивости климатических условий на гидрологическую структуру и межгодовое обновление холодного промежуточного слоя в Черном море. *Океанология*. 2003. Т. 43. № 2. С. 176—184.
- Falina, A., Sarafanov, A., Özsoy, E., & Turunçoğlu, U.U. (2017). Observed basin-wide propagation of Mediterranean water in the Black Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(4), 3141—3151. <https://doi.org/10.1002/2017JC012729>.
- Jarosz, E., Teague, W.J., Book, J.W., & Besiktepe, S. (2011). Observed volume fluxes in the Bosphorus Strait. *Geophysical Research Letters*, 38(21), L21608. <https://doi.org/10.1029/2011GL049557>.

The seasonal changes in the position of the upper boundary of the Black Sea hydrogen sulfide zone due to the nature of the dynamic processes development

R.R. Belevich, O.R. Andrianova, M.I. Skipa, 2022

The State Institution «Hydroacoustic Branch of Institute of Geophysics of NAS of Ukraine», Odesa, Ukraine

The position and seasonal fluctuations of the depth of the maximum water salinity gradient in the Black Sea in the upper 150 m layer (halocline), which is interpreted as the upper boundary of the hydrogen sulfide layer in the sea, were estimated based on the analysis of climatic data of the vertical distribution of salinity for the period 1903—1982. Seasonal maps of the depth of this boundary in the water area of the sea were constructed, and extrema (axes of maximum and minimum) were identified. Features of dynamic processes in the Black Sea were estimated by the position of the axes of the convergence and divergence zones, which correspond to the values of the maximum and minimum in the field of the considered characteristic. Water temperature and salinity maps in isolines with extremum axes highlighted on them — the positions of the vergence zones axes were built at this depth in a similar way. Thus, ideas have been obtained where the position of the upper boundary of the hydrogen sulfide layer should be expected in a specific season and region.

For comparison with the current hydrophysical conditions in the Black Sea, the actual materials of individual surveys carried out three times in 2016, 2017, and 2019 during a warm period on a zonal section in the open sea were analyzed. The depth of the upper boundary of the hydrogen sulfide zone was 55, 56, and 54 m, respectively, while according to climatic data — 62 m. It may indicate ongoing changes due to climate warming.

Key words: Black Sea, temperature, salinity, vertical distribution, extremes, hydrogen sulfide, divergence, convergence, seasonal variation.

References

- Belevich, R.R., Andrianova, O.R., Popov, Yu.I., & Skipa, M.I. (2011). Features of the climatic circulation of the Black Sea waters according to the distribution of dynamic heights along the axis of the Black Sea divergence zone. *Ukrainskiy gidrometeorologicheskii zhurnal*, (8), 234—241 (in Russian).
- Bogdanova, A.K. (1972). Seasonal and interannual fluctuations in water exchange through the Bosphorus. In *Biology of the Sea* (is. 27, pp. 41—54). Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Boguslavsky, S.G., Sovga, E.E., & Kazakov, S.I. (2006). Influence of the salinity field on the position of the upper boundary of the hydrogen sulfide zone in the Black Sea. *Morskoy gidrofizicheskii zhurnal*, (1), 16—21 (in Russian).
- Goryachkin, Yu.N. & Ivanov, V.A. (2006). *Black Sea level: past, present and future*. Sevastopol: Edition of the Marine Hydrophysical Institute of the NAS of Ukraine, 210 p. (in Russian).
- Zubov, N.N. (1956). *Fundamentals of the doctrine of the strains of the oceans*. Moscow: Geografiz, 240 p. (in Russian).
- Ivanov, V.A. & Belokopytov, V.N. (2011). *Oceanography of the Black Sea*. Sevastopol: Edition of the Marine Hydrophysical Institute of the NAS of Ukraine, 213 p. (in Russian).
- Kravets, V.N. (2002). Long-term variability and assessment of the balance of hydrogen sulfide in the Black Sea. *Trudy UkrNIGMI*, (250), 354—363 (in Russian).
- Polonskiy, A.B., & Popov, Yu.I. (2011). *Conditions for the formation of waters of the cold intermediate layer of the Black Sea*. Sevastopol: Edition of the Marine Hydrophysical Institute of the NAS of Ukraine, 52 p. (in Russian).
- Ryabinin, A.I., & Kravets, V.N. (1989). *The current state of the hydrogen sulfide zone of the Black Sea (1960—1986)*. Moscow: Gidrometeoizdat, 232 p. (in Russian).
- Skopintsev, B.A. (1975). *Formation of the modern chemical composition of the Black Sea waters*. Leningrad: Gydrometeoizdat, 336 p. (in Russian).
- Altman, E.N. (Ed.). (1987). *Statistical characteristics of the thermohaline structure of the Black Sea waters*. USSR State Committee for Hydro-meteorology and Environmental Control. State Oceanographic Institute. Sevastopol branch, 302 p. (in Russian).
- Sukhovey, V.F. (1986). *Seas of the World Ocean*. Leningrad: Gidrometeoizdat, 287 p. (in Russian).
- Titov, V.B. (2003). Influence of long-term variability of climatic conditions on the hydrological structure and interannual renewal of the cold intermediate layer in the Black Sea. *Oceanologiya*, 43(2), 176—184 (in Russian).
- Falina, A., Sarafanov, A., Özsoy, E., & Turunçoğlu, U.U. (2017). Observed basin-wide propagation of Mediterranean water in the Black Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(4), 3141—3151. <https://doi.org/10.1002/2017JC012729>.
- Jarosz, E., Teague, W.J., Book, J.W., & Besiktepe, S. (2011). Observed volume fluxes in the Bosphorus Strait. *Geophysical Research Letters*, 38(21), L21608. <https://doi.org/10.1029/2011GL049557>.